

УДК 551.21:552.11

КОЛЧЕДАНОНОСНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ МЕГАЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2022 г. А. М. Косарев^{а, *}, В. Н. Пучков^{а, b, **}, И. Б. Серавкин^а, Г. Т. Шафигуллина^а

^аИнститут геологии УФИЦ РАН, Уфа, Республика Башкортостан, Россия

^бИнститут геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

*e-mail: amkosarev@mail.ru

**e-mail: puchkv@ufaras.ru

Поступила в редакцию 21.01.2020 г.

После доработки 16.02.2021 г.

Принята к публикации 15.05.2021 г.

По результатам петролого-геохимического изучения колчеданосных вулканических комплексов Магнитогорской островодужной мегазоны и с учетом геофизических данных проведены геодинамические реконструкции с позиции тектоники плит. Установлена корреляция между значениями отношения La/Yb, концентрациями Th, Yb, TiO₂, Zr в базальтах рудных районов и объемами рудного вещества (Cu + Zn в тыс. т) в колчеданных месторождениях рудных районов, которая обнаруживает зависимость степени плавления мантийного субстрата надсубдукционного мантийного клина в формировании составов руд и объемов рудного вещества в рудно-магматической системе. Впервые сделан вывод об участии в петрогенезе колчеданосных комплексов вещества астеносферных надсубдукционных диапиров. Приведенные сведения могут быть использованы при прогнозной оценке новых площадей на колчеданное оруденение.

Ключевые слова: геодинамика, островные дуги, субдукция, геохимия, парциальное плавление, колчеданные месторождения, Урал

DOI: 10.31857/S0869590322010058

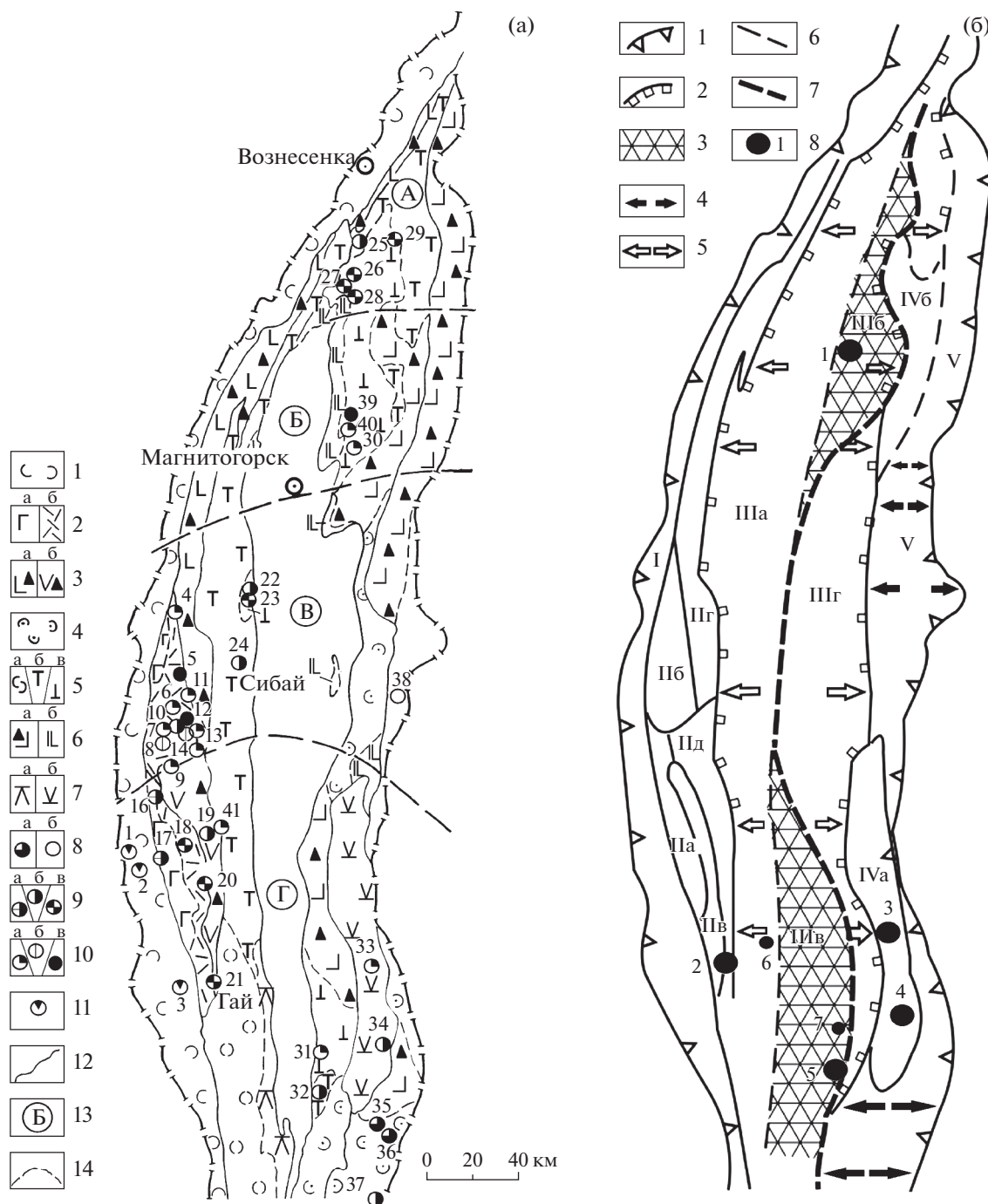
ВВЕДЕНИЕ

Магнитогорская мегазона, включающая Вознесенско-Присакмарскую, Западно-Магнитогорскую, Центрально-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую структурные зоны (рис. 1), является фрагментом Уральского подвижного пояса (Ivanov et al., 1975; Puchkov, 2017). История ее развития прослеживается от стадий континентального и океанического рифтогенеза (кембрий–ордовик–ранний силур) до островодужной (ранний–верхний девон) и коллизионной (верхний девон–пермь) стадий. Наличие датированных конодонтовой фауной разрезов (Стратиграфия и корреляция ..., 1993; Маслов, Артюшкова, 2010), радиологических датировок магматических комплексов (Ферштатер, 2013 и ссылки в ней), высокая геологическая и геофизическая изученность способствуют их достоверной корреляции в пределах Магнитогорской мегазоны. Магнитогорская мегазона обладает высоким потенциалом на колчеданное, золотое и железное оруденение.

Нами использовались стратиграфические и геофизические материалы при реконструкциях геодинамических обстановок, что и определяет значение настоящей работы.

Разработки моделей колчеданосных комплексов Южного Урала предпринимались неоднократно. Особенно значимыми были исследования В.И. Смирнова (1968), ученых МГУ (Палеозойский вулканизм ..., 1968; Фролова, Бурикова, 1977; Шарфман, 1989) и ЦНИГРИ (Бородаевская и др., 1977; Кривцов, 1979), уральских геологов (Серавкин, 1986; Прокин В.А. с многочисленным коллективом: Медноколчеданные ..., 1992; Масленников, 1999; Викентьев, 2004; Косарев и др., 2010).

Всесторонний анализ проблем генезиса колчеданных месторождений мира содержится в работе (Франклин и др., 1984). В этой работе приведены результаты исследований Р. Хатчинсона (Hutchinson, 1973), Дж. Фокса (Fox, 1978), связывающие выделенные ими три типа месторождений (цинково-



медный, свинцово-цинково-медный и медно-пиритовый типы) с ассоциирующими с ними типами магм. В настоящей работе использован этот же подход и для колчеданосных комплексов Магнитогорской девонской островодужной системы (Косарев и др., 2005, 2006, 2010), установлена корреляция ряда геохимических характеристик и концентраций HFSE (высокочарядных элементов) и Th в базальтах с объемами и соста-

вом руд колчеданных месторождений в рудных районах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе использованы новые, ранее опубликованные, а также неопубликованные авторами химические составы пород вулканических комплексов Магнитогорской мегазоны (табл. 1).

Содержания редкоземельных элементов (REE) и редких элементов в породах были определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в химической лаборатории (ХЛ) Университета г. Гранада (Испания), рентгенофлуоресцентным методом (XRF) и ICP в ХЛ Университета г. Удина (Италия), в ХЛ ИГиГ УрО РАН методом ICP-MS на приборах ELAN 9000 и NEX ION 300 (аналитик Д.В. Киселева, г. Екатеринбург), в ХЛ ИГМ СО РАН методом ICP-MS (аналитик И.В. Николаева, г. Новосибирск), в ХЛ ВСЕГЕИ методом ICP-MS и рентгенофлуоресцентным анализом (аналитик Г.А. Олейникова, г. Санкт-Петербург), в ХЛ Музея Естественной истории ICP-AES методом (г. Лондон), в ХЛ ИГЕМ методом ICP-MS и рентгенофлуоресцентным анализом (г. Москва), нейтронно-активационным анализом в ХЛ ГЕОХИ РАН (г. Москва). Силикатный и атомно-абсорбционный анализы выполнены в ИГ УФИЦ РАН (аналитики Н.Г. Христофорова и С.А. Ягудина, г. Уфа) и ХЛ ИМин УрО РАН (г. Миасс).

МАГНИТОГОРСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ МЕГАЗОНА И ТИПЫ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магнитогорская островодужная мегазона является одной из крупнейших структур Уральского подвижного пояса. Эта мегазона характеризуется распространением раннедевонских и ордовик-силурийских толщ на крыльях структуры, а верхнедевонских и каменноугольных образований в центре структуры, определяя ее синклиновый тип.

Реконструированные элементарные вулканические пояса, благодаря работам многочисленных исследовательских коллективов (МГУ, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ИГиГ УрО РАН, ИГ УФИЦ РАН, БТГУ и др.), позволяют достоверно восстанавливать геологическую историю этой мегаструктуры.

В ордовик-силурийское время проявился вулканизм океанической стадии, фрагменты разрезов которого известны в Вознесенско-Присакмарской зоне или в зоне Главного Уральского разло-

Рис. 1. (а). Схематическая структурно-металлогенетическая карта Магнитогорского мегасинклинория, по И.Б. Серавкину (1986), с добавлениями А.М. Косарева и И.В. Головановой.

(а): 1–7 – формации и комплексы: 1 – базальтовая ордовик-силурийская; 2 – базальт-риолитовая раннедевонско-эмская: а – контрастный, б – непрерывный комплексы; 3 – андезибазальтовая среднедевонско-раннеэйфельская: а – базальт-андезибазальтовый, б – гибридный базальт-андезит-риолитовый комплексы; 4 – базальтовая раннедевонская эмская; 5 – базальт-риолитовая среднедевонско-позднеэйфельско-раннеживетская: а – базальтовый, б – контрастный, в – непрерывный комплексы; ба – андезибазальтовая среднедевонская позднеэйфельско-раннеживетская; бб – базальт-андезито-базальтовая К-Na верхнедевонско-франская; 7 – базальт-андезит-риолитовая: юсинский (а) среднедевонский и джусинский (б) среднедевонско-раннеэйфельские комплексы; 8–11 – колчеданные месторождения: 8а – медноколчеданные (Домбаровский тип), 8б – цинковые (Филизчайский тип); 9 – Уральский тип: а – медно-цинковоколчеданные, $Cu > Zn$, б – цинково-медноколчеданные, $Cu < Zn$, в – цинково-медноколчеданные с полиметаллической минерализацией $Zn > Cu$; 10 – Баймакский тип: а – золото-серно-колчеданно-полиметаллические, б – золото-барит-полиметаллические, в – золото-колчеданные; 11 – Ивановский тип: кобальт-медно-цинково-колчеданные; 12 – границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон I порядка; 13 – поперечные блоки; 14 – 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 – Иссиргужинское, 32 – Западно-Ашебутакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарькинское, 41 – Восточно-Подольское.

(б). Реконструкция геодинамических обстановок Магнитогорской мегазоны (Косарев А.М.), срез – поздний эмс-эйфель. I – границы Магнитогорской мегазоны; 2 – границы зоны внутридугового спрединга; 3 – фрагменты надсубдукционной зоны тыловодужной позиции; 4 – зона раннедевонского задугового субконтинентального и океанического рифтогенеза; 5 – зона позднеэйфельского внутридугового спредингового бассейна; 6 – фрагмент контура минимума теплового поля; 7 – проекция реконструированного края субдукционной плиты в эйфельское время; 8 – колчеданные месторождения Магнитогорской мегазоны: 1 – Александринское, 2 – Гайское, 3 – Джусинское, 4 – Барсучий Лог, 5 – Западно-Ашебутакское, 6, 7 – мелкие колчеданные месторождения и рудопроявление: 6 – Юсинское, 7 – Иссиргужинское.

Цифровые обозначения: I – Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР), II – фрагмент фронтальной и развитой островной дуги в Западно-Магнитогорской зоне; IIa – площадь распространения позднеэмского бурибайского вулканического комплекса; IIб – то же позднеэмского верхнетаналыкского комплекса Баймакского рудного района; IIв – то же верхнетаналыкского комплекса Маканско-Гайской подзоны Тубинско-Гайского палеовулканического пояса; IIг, IIд – северо-ирендыкского и южно-ирендыкского раннеэйфельских комплексов; III – область распространения карамалыташского-раннеживетского внутридугового комплекса и его возрастных аналогов; IIIа – над зоной субдукции; IIIб, IIIв – над зоной субдукции, тыловодужная обстановка, Александринская и Ашебутакско-Среднеорская площади; IIIг – область распространения карамалыташского внутридугового комплекса вне влияния зоны субдукции (субокеаническая обстановка); IV – фрагменты отщепленной (остаточной) среднедевонско-раннеэйфельской островной дуги в ВМЗ: IVa – джусинский, IVб – нижнезингейский; V – зона задугового раннедевонского спрединга.

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса

Компо- ненты	Бурибайский познеэмский комплекс											Верхнетанальский позднеэмский комплекс	
	СЩ	СЩМГ	СЩ	БОН	СЩМГ	БОН	БОН		ИЩ	ИЩМГ	ИЩ	ИЩМГ	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Т-1А*	Т-2V	Т-4Б	АКТ-6V	Т-6А	Т-10В	Т-21	Т-27Б	Т-38	Т-40	Т-41	4003/ 58	4002/ 303
SiO ₂	44.75	54.0	52.8	50.9	51.5	52.54	52.5	59.38	48.54	42.28	64.98	48.98	49.6
TiO ₂	0.72	0.51	1.51	0.5	0.53	0.45	0.33	0.29	0.44	0.63	0.48	0.49	0.43
Al ₂ O ₃	17.28	16.6	16.43	13.1	14.4	14.38	11.47	10.31	13.31	13.54	17.63	16.36	17
FeO	—	7.23	12.2	10.2	8.0	9.03	8.23	6.25	7.87	8.46	3.98	6.46	5
MnO	—	0.11	0.19	0.17	—	0.16	—	0.16	0.13	0.19	0.06	0.21	0.2
MgO	4.2	8.25	2.37	10.3	9.6	9.84	14.0	9.2	6.71	8.73	1.51	8.2	6.6
CaO	6.03	3.8	4.88	8.8	8.32	7.33	6.7	7.51	12.63	13.8	1.19	5.74	6.7
Na ₂ O	5.76	5.93	6.35	3.2	5.54	3.25	2.6	3.32	3.16	3.6	8.65	2.65	4.3
K ₂ O	0.16	0.2	0.21	0.1	0.04	0.15	0.12	0.32	0.18	0.34	0.1	1.08	0.5
P ₂ O ₅	—	0.07	0.38	0.06	—	0.07	—	0.06	0.18	0.17	0.15	—	—
П.п.п.	—	3.27	—	2.5	2.92	2.58	3.5	3.04	6.68	8.28	1.48	8.23	7.7
Сумма	—	100	99.63	102.1	—	—	—	—	99.85	99.8	99.95	99.41	99.83
Mg#	—	71.1	25.75	68.95	68.19	67	75.3	73	60.14	64.78	39.78	69.52	70.08
Li	1	2.28	4.3	3.97	3.0	1.7	4.1	6.36	9.06	7.9	3.95	—	—
Rb	0.27	2.97	1.7	2.39	0.16	0.48	0.5	3.9	2.12	3.7	0.36	9.8	5.1
Cs	0.011	0.07	0.19	0.08	—	—	0.01	0.025	—	0.008	—	0.15	0.19
Be	0.16	0.65	0.47	0.3	0.054	—	0.12	0.014	0.5	0.47	0.3	—	—
Sr	100	157	141	143	125	99	229	128	142	229	210.8	131	140
Ba	20	59.2	24.2	22.5	14.4	29	20.5	21.8	15.4	21	14	118	116
Sc	30	—	—	38.5	—	—	—	—	—	—	—	—	28
V	110	179	310	239	189	211	173	132	232	245	17.2	—	286
Cr	100	71.5	35	422	—	445	791	435	254	358	—	32	—
Co	26	29.4	14.5	41.6	28	31	30	28	22	28	2.5	32	34
Ni	40	65.2	12.8	92.8	177	96	186	324	96	115	3.3	41	37
Cu	9	10.1	—	14.7	—	11	—	62	79	112	—	21	280
Zn	60	112	155.8	79.9	69	63	72	55	66	78	95	91	121
Y	13	13.2	31.5	13.6	12.2	10.6	9.2	6.3	8.0	9.34	20.27	8.2	11.4
Nb	0.6	0.86	5.6	0.57	0.75	0.74	0.72	0.38	2.2	2.3	3.3	1.07	1.32
Ta	0.07	0.09	0.51	0.07	0.23	0.22	0.1	0.04	0.22	0.27	0.29	0.089	0.078
Zr	28.7	44	71	26	24.8	22	23.9	19	44.1	45	76.8	33	52
Hf	0.9	1.39	2.04	0.94	0.67	0.63	0.63	0.49	1.2	1.27	2.17	1.03	1.55
U	0.073	0.22	0.4	0.130	0.15	0.1	0.05	0.03	0.1	0.14	0.42	0.24	0.36
Th	0.3	0.4	0.46	0.253	0.2	0.1	0.1	0.04	0.77	0.75	0.9	0.48	1.13
La	2.2	2.14	10.5	1.39	1.6	1.3	1.5	0.7	8.26	7.4	15.95	3.5	9.2
Ce	5.0	5.7	24.5	4.04	4.03	3.4	3.46	1.9	16.5	15.87	30.48	7.5	18.4
Pr	0.8	0.94	3.7	0.67	0.597	0.49	0.46	0.22	2.2	2.2	4.0	1.10	2.6
Nd	4.1	4.68	16.3	3.57	3.29	2.8	2.4	1.47	8.5	8.9	16.2	4.7	10.5
Sm	1.3	1.52	4.6	1.31	1.1	0.968	0.8	0.51	1.8	2.0	3.9	1.16	2.5
Eu	0.48	0.65	1.6	0.5	0.4	0.3	0.33	0.09	0.5	0.67	1.2	0.43	0.79
Gd	1.7	2.15	5.26	1.81	1.5	1.36	1.12	0.7	1.7	2.05	4.2	1.31	2.6
Tb	0.3	0.38	0.87	0.33	0.23	0.2	0.15	0.07	0.19	0.2	0.65	0.24	0.35
Dy	2.1	2.42	5.66	2.2	2.06	0.86	1.5	1.0	1.5	1.7	4.1	1.46	2.0
Ho	0.5	0.52	1.17	0.5	0.39	0.34	0.27	0.18	0.24	0.27	0.73	0.32	0.42
Er	1.4	1.38	3.37	1.49	1.33	1.17	0.99	0.7	0.81	0.92	2.07	0.86	1.10
Tm	0.2	0.2	0.43	0.23	0.13	0.1	0.07	0.03	0.039	0.05	0.22	0.14	0.16
Yb	1.3	1.28	2.96	1.44	1.25	1.13	0.97	0.74	0.76	0.82	1.8	0.90	0.97
Lu	0.21	0.2	0.4	0.23	0.13	0.11	0.07	0.05	0.04	0.05	0.21	0.13	0.14

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Верхнетаналыкский позднеэмский комплекс									Гайский позднеэмский комплекс			
	ИЦМГ				ИЩ		ТОДМГ			ТОД			ИЩ
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	4003/ 273	4002/ 96	4002/ 561	4002/ 19	4002/ 52	4002/ 232	097/ 5	097/ 6	097/ 7	3000/ 1164	3000/ 951	Г-14	Г-15
SiO ₂	51.25	52.81	58.0	59.97	66.79	67.31	49.88	51.68	51.96	45.42	47.18	49	65.2
TiO ₂	0.47	0.37	0.52	0.4	0.35	0.27	0.35	0.38	0.48	1.05	0.53	0.82	0.48
Al ₂ O ₃	16.68	14.53	16.2	13.28	14.42	14.89	11.63	14.11	14.21	15.4	17.48	22.25	14.34
Fe ₂ O ₃										2.12	7.74	4.78	3.28
FeO	9.45	7.72	6.4	4.09	1.76	1.58	9.6	8.24	8.76	4.13	3.09	3.18	2.55
MnO	0.375	0.16	0.14	0.25	0.1	0.05	0.14	0.17	0.13	0.36	0.55	0.04	0.03
MgO	10.63	8.0	3.6	6.22	1.6	2.25	8.14	7.76	8.26	4.48	5.31	8.2	4.8
CaO	1.32	3.08	3	6.27	4.48	0.91	8.97	5.86	6.78	10.42	4.26	1.4	1.7
Na ₂ O	0.7	2.81	4.5	2.68	5.33	4.97	2.16	3.71	4.21	5.7	2.35	5.1	5.4
K ₂ O	0.67	0.6	0.2	1.17	1.15	0.8	0.69	0.99	0.07	0.08	2.47	0.5	0.71
P ₂ O ₅	0.09	–	–	–	–	–	0.049	0.088	0.047	0.23	0.08	0.06	0.04
П.п.п.	7.2	6.92	3.3	6.83	1.57	2.46	6.68	5.25	6.83	10.14	8.28	4.82	0.6
Сумма	99.89	98.4	100.5	99.41	100.18	98.03	99.38	99.21	102.7	99.53	99.32	100.15	99.43
Mg#	66.75	64.91	50.00	72.98	61.53	71.79	60.00	62.87	62.69	56.99	49.25	66.34	62.14
Li	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	9.3	5.1	4.7	10.2	5.7	9.1	4.28	9	2	1	40.2	6.99	1
Cs	0.6	0.19	0.15	0.52	0.11	0.26				0.13	2.28	0.47	0.12
Be	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	57	93	140	227	1566	144	82	73	160	62.1	75.7	158	95.6
Ba	87	132	91	287	120	175	160	140	210	–	–	–	–
Sc	25	–	17	–	12	10	28.6	20.4	33.6	–	–	–	–
V	350	–	247	–	77	69	–	–	–	–	–	–	–
Cr	0.0043	–	–	–	–	–	155.9	147.5	172.7	268	60.1	14.7	233
Co	42	–	37	–	13	17	28.7	24.8	24.1	27.7	38.1	8.5	4.78
Ni	44	–	32	–	19	28	82.0	–	–	107	28.6	9.61	103
Cu	53	–	78	–	12	91	120	–	–	29.4	10.3	5.12	5.55
Zn	502	–	107	–	48	48	62.0	50	–	58.8	102	111	73.2
Y	7.6	11	12.7	10.7	13.2	11.8	–	–	–	19.5	7.84	20.3	16.7
Nb	0.93	1.36	1.50	1.25	1.90	2.1	–	–	–	0.8	0.25	1.89	1.27
Ta	0.053	0.086	0.10	0.083	0.12	0.11	–	–	–	0.05	0.05	0.14	0.05
Zr	44	57	65	52	84	78	47	13	29	128	12.9	96.1	53.7
Hf	1.29	1.69	1.76	1.49	2.3	2.2	0.42	0.93	1.02	3.16	0.31	3.24	1.8
U	0.42	0.51	0.27	0.36	0.48	0.45	2.09	0.7	0.95	0.1	0.05	0.73	0.32
Th	0.75	0.98	0.71	0.74	1.05	1.04	0.069	0.4	0.84	0.12	0.17	1.15	0.74
La	2.4	5.2	5.3	6.1	6.7	3.0	1.6	1.02	1.76	4.1	1.17	5.05	4.23
Ce	5.0	10.9	11.3	12.2	13.3	6.6	3.9	2.88	4.7	14.5	2.08	15.7	11.1
Pr	0.73	1.58	1.71	1.71	1.83	0.96	0.58	0.47	0.74	2.25	0.38	2.05	1.43
Nd	3.0	6.0	7.2	7.0	7.5	4.2	2.95	2.63	4.02	11.1	2.09	9.95	6.63
Sm	0.81	1.66	2.0	1.73	1.88	1.28	0.97	0.97	1.46	2.73	0.89	2.55	1.8
Eu	0.23	0.46	0.55	0.53	0.55	0.33	0.39	0.58	0.8	1.13	0.38	0.83	0.61
Gd	0.87	1.90	2.0	2.0	1.98	1.53	1.38	1.42	1.86	3.22	0.92	2.98	2.4
Tb	0.16	0.32	0.35	0.32	0.35	0.29	0.22	0.23	0.27	0.57	0.18	0.57	0.44
Dy	1.08	1.74	2.1	1.81	2.2	1.95	1.36	1.39	1.53	3.42	1.24	3.47	2.67
Ho	0.27	0.39	0.45	0.39	0.48	0.45	0.33	0.33	0.34	0.71	0.28	0.83	0.67
Er	0.81	1.10	1.23	1.10	1.34	1.30	0.92	0.92	0.86	1.95	0.78	2.38	1.87
Tm	0.13	0.16	0.19	0.16	0.22	0.21	0.15	0.15	0.13	0.28	0.11	0.39	0.32
Yb	0.86	0.99	1.18	1.00	1.43	1.42	0.83	0.81	0.64	1.88	0.72	2.51	2.22
Lu	0.13	0.15	0.18	0.15	0.21	0.22	0.14	0.14	0.1	0.28	0.12	0.42	0.32

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Гайский позднэемский комплекс				Северо-Ирендыкский раннэйфельский комплекс					Южно-Ирендыкский раннэйфельский комплекс			
	ИЩ				Т		ПТИЩ	СЩ	Т	Т			ИЩГЛ
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
	Г-16	3000/ 1389	Г-17	3000/ 225	80/101	87/127	054/1	050/1	67с	АК48С	АК-108	П-637/ 342	77
SiO ₂	66.1	70.64	71.2	71.94	46.92	46.87	50.96	55.79	56.1	56.92	52.69	47.83	49.9
TiO ₂	0.36	0.41	0.6	0.25	0.55	0.28	0.48	0.64	0.13	0.36	0.51	0.37	0.62
Al ₂ O ₃	14.86	13.47	11.95	12.8	16.22	13.59	18.95	17.38	10.3	17.07	16.87	14.16	17.1
Fe ₂ O ₃	3.63	3.36	6.32	1.59									
FeO	2.38	1.22	1.18	1.44	10.17	10.71	8.17	9.64	7.8	6.74	9.10	12.61	10.55
MnO	0.03	0.04	0.01	0.05	0.13	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.159	0.17
MgO	2.6	0.61	1.5	2.91	7.9	12.9	5.3	4.86	10.2	3.62	4.90	7.5	4.33
CaO	3.69	1.4	0.28	0.56	11.73	6.43	7.07	2.04	8.52	10.92	12.56	4.64	8.43
Na ₂ O	4.05	7.09	0.35	4.28	2.34	1.5	1.5	6.48	2.7	3.95	2.27	4.4	4.02
K ₂ O	0.8	0.06	2.2	0.83	0.09	0.8	1.75	0.21	0.28	0.13	0.03	1.26	0.82
P ₂ O ₅	0.06	0.1	0.03	0.04	0.09	0.104	0.06	0.49	0.02	0.11	0.14	0.055	0.16
П.п.п.	0.6	1.04	5.08	2.66	4.66	4.07	7.81	2.51	3.68	—	—	6.9	4.34
Сумма	99.16	99.44	100.7	99.35	100.8	97.0	102.24	100.21	99.8	99.96	99.22	99.88	99.97
Mg#	46.10	20.27	28.24	65.45	58.0	68.23	53.66	47.24	69.9	53.69	53.75	51.5	42.35
Li	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.32	30.02	—	—
Rb	1	1	13.4	9.39	2	12	18	5	—	5.02	2.46	48	16
Cs	0.05	0.05	0.32	0.22	—	—	—	—	1.07	0.15	0.13	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.69	0.45	—	—
Sr	151	39	43	28.4	69	181	164	335	290	41	37.0	254	275
Ba	—	—	—	—	38	369	376	278	105	22.8	56.9	—	440
Sc	—	—	—	—	34	35	33	17	51.7	33.1	45.3	33	37
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	282	319	385	—
Cr	19.6	44.1	23.8	46.4	121	459	57	17	280	46.0	112	256	27
Co	2.32	3.39	11.2	4.89	45	45	30	32	43	18.1	27.3	37	40
Ni	12.2	15.8	13.6	19.7	38	143	25	3	136	22.3	29.9	48	40
Cu	35.4	8.13	45.7	9.12	58	108	76	90	55	110	509	54	50
Zn	41.3	42.2	24.6	29.7	85	80	86	97	26	54.3	201	116	90
Y	20.7	19.7	10.7	14.7	15	16	23	39	—	13.6	7.89	19	—
Nb	0.96	1.72	0.89	2.15	5	4	4	13	—	0.3	0.27	3	—
Ta	0.05	0.05	0.05	0.12	—	—	—	—	—	0.03	0.03	—	—
Zr	40.3	83.5	45.8	93.5	47	55	54	124	73	12	6	33	131
Hf	1.63	2.56	1.63	2.9	1.06	0.83	1.13	1.6	0.34	0.7	0.37	—	0.7
U	0.32	0.37	0.63	0.88	0.71	0.9	1.04	1.65	—	0.223	0.612	0.21	0.8
Th	0.61	0.76	0.66	1.37	1.33	0.35	0.78	4.4	—	0.267	0.2	0.08	3.16
La	8.35	5.85	3.63	6.33	0.8	10.8	3.94	25.5	1.02	1.9	1.66	1.41	14.4
Ce	18.5	13.8	8.38	14.2	2.76	20.1	9.3	49.0	2.7	4.72	3.84	2.29	27.7
Pr	2.28	2.09	1.19	1.81	0.58	2.27	1.26	5.58	0.4	0.79	0.59	0.48	3.13
Nd	10.4	9.91	5.64	7.67	3.99	8.8	5.52	22.3	2.21	3.84	2.88	2.69	12.0
Sm	2.78	2.51	1.52	1.98	1.96	2.26	1.7	5.57	0.74	1.27	0.99	0.82	3.17
Eu	0.67	0.75	0.37	0.53	0.48	1.41	0.92	0.97	0.034	0.4	0.46	0.25	0.063
Gd	3.29	3.03	1.58	2.19	2.85	3.39	2.72	7.02	1.32	1.72	1.19	1.31	3.89
Tb	0.51	0.52	0.25	0.37	0.46	0.54	0.46	1.08	0.22	0.31	0.21	0.24	0.54
Dy	3.26	3.5	1.83	2.49	2.74	3.28	2.89	6.2	1.5	2.1	1.39	1.78	2.88
Ho	0.71	0.72	0.43	0.51	0.63	0.76	0.69	1.35	0.38	0.47	0.3	0.47	0.59
Er	2.04	2.12	1.03	1.44	1.78	2.23	2.11	3.78	1.2	1.42	0.84	1.46	1.5
Tm	0.31	0.35	0.16	0.22	0.27	0.35	0.35	0.53	0.2	0.22	0.13	0.22	0.21
Yb	2.04	2.32	1.21	1.7	1.5	1.87	1.9	2.83	1.24	1.42	0.81	1.72	1.09
Lu	0.31	0.36	0.18	0.29	0.26	0.35	0.37	0.47	0.23	0.23	0.13	0.26	0.17

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Южно-Ирендыкский ранне-эйфельский комплекс		Джусинский раннеэйфельский комплекс				Карамалыташский позднеэйфельский копмлекс						
	СЩ	СЩ	Т	СЩ	СЩ	СЩ	Т				ПТСЩ	СЩ	Т
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
	12470/1	Ку-19/3	20/ 184.5	20/ 197.5	Ку - 8	СД-10-59/1	97/16	97/18	016/2	019/3	Ю-27	КП-315а	КП-315б
SiO ₂	72.64	48.3	50.1	50.44	67.2	72	50.6	52.5	49.97	47.38	51.34	52.62	52.75
TiO ₂	0.6	1.11	0.97	1.15	0.6	0.5	0.46	0.42	0.5	0.46	0.78	0.84	0.72
Al ₂ O ₃	14.85	15.52	15.5	16.99	13.9	13.8	14.8	15.69	14.45	14.43	15.92	18.86	16.45
FeO	3.22	10.8	9.0	10.8	4.32	0.71	12.3	10.47	14.2	14.77	12.15	13.72	11.57
MnO	0.08	0.23	0.36	0.2	0.03	0.07	0.16	0.15	0.12	0.18	0.16	0.24	0.21
MgO	0.48	5.6	8	7.2	1.6	0.5	6.07	6.87	7.23	10.22	5.2	4.97	3.70
CaO	0.97	5.68	1.96	6.57	1.13	1.2	9.07	9.2	5.28	5.13	5.69	1.69	8.81
Na ₂ O	4.64	3.6	1.35	4.35	3.4	5.45	1.35	1.4	2.67	2.52	3.97	5.58	1.75
K ₂ O	3.86	2.08	0.03	1.08	5	2.92	0.12	1.5	1.39	0.26	0.8	0.70	1.83
P ₂ O ₅	0.068	0.22	0.11	0.12	0.14	0.18	0.03	0.06	0.085	0.03	0.08	0.19	0.20
П.п.п.	0.3	6.02	—	—	1.52	1.48	5.23	1.6	4.0	4.6	4.00	3.89	5.64
Сумма	101.7	100.36	87.38	98.9	99.32	99.84	100.2	100.1	99.89	99.99	99.6	99.41	99.28
Mg#	21.4	48.1	61.3	54.4	40.0	10.8	51.5	58.6	47.62	55.12	48.16	43.88	38.31
Li	—	—	—	—	—	—	27.1	20.1	—	—	16.8	16.3	12.3
Rb	6	20.6	—	—	83.3	53.7	2.07	24.1	14.0	9.0	10.9	14.2	37.3
Cs	—	—	—	—	—	—	0.49	0.55	—	—	1.23	0.59	0.78
Be	—	—	—	—	—	—	0.43	0.41	—	—	0.56	0.49	1.07
Sr	215	249.0	490.0	100.0	81.1	101	138	395	77.0	49.0	341	144	93.0
Ba	2413	1290	170.0	33.0	—	428	21.6	106	84.0	44.0	185	395	453
Sc	10	—	35.1	43.9	10.9	—	56.4	46.5	39.0	33.0	46.2	30.4	24.2
V	17	—	—	—	—	—	409	276	339	344	317	131	227
Cr	23	112	17.0	75.7	31	18.1	58.6	126	60.0	53.0	66.9	312	797
Co	17	25.3	34.0	33.7	4.34	1.33	43	38.2	38.0	58.0	32.3	38.1	24.1
Ni	16	49.9	50.0	50.0	20.8	11.9	38	54	44.0	47	17.2	48.6	79.5
Cu	20	50.1	—	—	59.1	7.16	142	99.7	40.0	346	128	443	122
Zn	92	229.0	160	210	53.2	38.2	75.4	69.0	91.0	125	211	418	230
Y	28	22.8	—	—	20.4	27.7	9.66	12.0	15.0	—	19.1	24.9	25.6
Nb	12	1.77	—	—	4.82	11.0	0.18	0.2	1.0	4.0	1.33	3.59	2.10
Ta	—	—	0.23	0.76	—	—	0.02	0.02	—	—	0.02	1.21	0.17
Zr	172	66.5	65.0	105.0	114.0	355.0	20.0	28.0	43.0	17.0	41.0	50.0	57.0
Hf	—	—	—	—	—	—	0.36	0.63	—	—	1.37	1.60	1.87
U	0.19	0.64	1.6	1.611	2.2	—	0.047	0.212	0.13	0.07	0.173	0.361	0.782
Th	0.11	1.61	1.93	1.99	5.09	—	0.125	0.207	0.08	0.09	0.145	0.686	1.658
La	30.1	6.9	5.93	6.24	10.9	30.9	0.41	1.15	1.47	0.96	1.69	2.85	6.05
Ce	60.1	16.3	13.5	15.5	29	63	1.29	3.27	3.68	2.78	4.89	7.73	14.22
Pr	7.56	2.2	1.79	2.22	3.47	6.72	0.23	0.51	0.66	0.46	0.89	1.26	2.12
Nd	30	11.2	7.99	10.4	15.8	25.6	1.44	2.77	3.65	2.69	4.69	6.60	9.88
Sm	6.23	3.07	2.46	3.43	3.26	4.54	0.58	0.99	1.45	1.03	1.78	2.51	2.99
Eu	1.33	1.21	0.47	1.49	0.81	1.45	0.28	0.44	0.24	0.38	0.67	0.55	0.68
Gd	5.35	3.49	3.2	4.43	3.49	3.83	1.01	1.57	2.21	1.66	2.48	3.31	3.77
Tb	0.84	0.65	0.47	0.63	0.53	0.6	0.22	0.28	0.38	0.29	0.48	0.62	0.63
Dy	4.98	3.96	2.61	3.48	3.37	4.09	1.54	1.96	2.61	2.09	3.07	4.20	4.08
Ho	0.97	0.83	0.56	0.71	0.71	0.86	0.36	0.45	0.59	0.44	0.71	0.96	0.90
Er	2.85	2.41	1.4	1.86	2.11	2.87	1.08	1.29	1.6	1.41	2.03	2.72	2.68
Tm	0.4	0.37	0.2	0.26	0.35	—	0.18	0.21	0.21	0.21	0.33	0.42	0.39
Yb	2.74	2.39	1.05	1.31	2.27	—	1.16	1.28	1.46	1.47	2.07	2.63	2.44
Lu	0.4	0.35	0.17	0.2	0.37	—	0.18	0.2	0.21	0.24	0.34	0.40	0.38

Примечание. Прочерк — не определялся. Mg# = MgO/(MgO + FeO), моль. %. №№ п/п 2, 4, 36, 37, 46, 47, 50, 51, 52 — ICP-MS метод в ХЛ Университет г. Гранада (Испания), рентгенофлуоресцентный анализ (XRF) и ICP в ХЛ Университет г. Удина (Италия) (Spadea et al., 2002); №№ п/п 3, 5–11 — ICP-AES метод в ХЛ Музей Естественной истории (г. Лондон); №№ п/п 12–19 — ICP-MS метод в ХЛ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск); №№ п/п 20–22, 31–34 (REE) — нейтронно-активационный анализ в ХЛ ГЕОХИ РАН (г. Москва); №№ п/п 23–30, 41, 44 — ICP-MS метод и рентгенофлуоресцентный анализ в ХЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург); №№ п/п 31–34 (редкие элементы), 35, 38–40, 48, 49 — ICP-MS метод и рентгенофлуоресцентный анализ в ХЛ ИГЕМ РАН (г. Москва); № п/п 1 — ICP-MS метод в ХЛ ИГиГ УрО РАН (г. Екатеринбург). *Бурибайский позднеэемский комплекс* (№№ п/п): 1 — базальты, 2, 3 — долерито-базальты, 4–6 — базальты магнезиальные, 7, 8 — бонинитовые вариолиты, 9, 10 — базальты (оливин)-пироксен-плаггиофировые, 11 — трахидацит; *верхнетаналыкский позднеэемский комплекс*: 12–15 — базальты; 16, 17 — андезиты; 18, 19 — дациты; 20–22 — базальты; *гайский позднеэемский комплекс*: 23–25 — базальты, 26, 27 — дациты, 28–30 — риодациты; *северо-ирендыкский раннеэйфельский комплекс*: 31–33 — базальты пироксен-плаггиофировые, 32 — базальт (оливин)-пироксенпорфировый, 34 — трахиандезитбазальт, 35 — андезитбазальт пироксенпорфировый; *южно-ирендыкский раннеэйфельский комплекс*: 36 — андезит пироксен-плаггиофировый, 37–38 — пиллоу-базальты микропорфировые пироксен-плаггиоклазовые, 39 — базальт обильноплаггиоклазовый с пироксеном, 40 — трахириодацит; *джусинский раннеэйфельский комплекс*: 41–43 — вулканиты основного состава месторождения Барсучий Лог и Карабутахской антиклинали, 44–45 — вулканиты кислого состава; *карамалыташский позднеэйфельский комплекс*: 46–52 — базальты.

Серии: Т — толеитовая; СЩ — субщелочная; ПТСЩ — переходная от толеитовой к субщелочной; ИЩПГ — известково-щелочная глиноземистая; ИЩ — известково-щелочная; ТОД — толеитовая островодужная; СЩМГ — субщелочная магнезиальная; БОН — бонинитовая; ИЩМГ — известково-щелочная магнезиальная; ТОДМГ — толеитовая островодужная магнезиальная.

* Номер пробы.

ма (ГУР). Здесь океанические базальты ордовик-силурийского возраста N- и E-MORB типов ассоциируют с серпентинитами, интрузивными породами, вулканитами, вулканогенно-осадочными и известковистыми породами девонского и каменноугольного возраста (Фролова, Бурикова, 1977; Перфильев, 1979; Вулканизм ..., 1992; Пучков, 2000, 2010; История ..., 1984; Spadea et al., 2002 и ссылки в них).

По нашим данным, в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны (или ГУР) расположен ранее не выделявшийся раннедевонский интрузивно-вулканический пояс, который фрагментарно прослеживается от широты г. Орска до дер. Вознесенки и севернее более чем на 400 км (рис. 1). Мощность пород этого пояса варьирует от 100 м (и менее) до 800 м. В его составе постоянно присутствуют серпентинитокластовые, габбро-обломочные и кремнисто-обломочные эдафогенные брекчии, конглобрекчии, песчаники. Выше залегают раннедевонские эффузивные базальты бонинитовой и толеитовой островодужной серий. В серпентинитокластовых эдафогенных брекчиях залегают многочисленные мелкие месторождения Со—Си-колчеданного типа (Ивановское, Ишкининское, Васильевское, Кизникеевское и др.). В рудных полях присутствуют также интрузивные породы габбро-диорит-плаггиогранитного состава.

Вознесенско-Присакмарская зона серпентинитового меланжа вместе с максютовским высокобарическим комплексом, распространенным западнее в антиформе Уралтау, представляют собой аккреционную призму, интерпретируемую в качестве реликта девонской зоны субдукции восточного падения (Пучков, 2010 и ссылки в ней). К востоку от Вознесенско-Присакмарской зоны располагаются три подзоны Магнитогорской мегазоны: Западно-Магнитогорская (ЗМЗ), Центрально-Магнитогорская (ЦМЗ) и Восточно-Магнитогорская (ВМЗ).

Западно-Магнитогорская подзона имеет протяженность с запада на восток от 15 до 35 км, сложена вулканитами и вулканогенно-осадочными породами баймак-бурибайской, ирендыкской, карамалыташской (ярлыкаповской) и улутауской свит. Баймак-бурибаевская позднеэммская свита имеет суммарную мощность до 1800 м и более. В нижней подсвите (бурибайский комплекс) в средней толще преобладают вулканиты бонинитовой серии, в нижней толще присутствуют субщелочные островодужные натриевые базальты, а в верхней толще кислые эффузивные породы и оливин-пироксен-(плаггиоклаз) порфиоровые базальты известково-щелочной серии. Верхнюю подсвиту (верхнетаналыкский комплекс) мощностью до 1000 м и более слагает базальт-андезит-дацит-риолитовая вулканическая

ассоциация магнезиальной известково-щелочной серии гомодромного типа (баймакский комплекс). Южнее на Макан-Октябрьском и Гайском рудных полях в соответствующих комплексах присутствуют пачки и толщи толеитовых островодужных базальтов (см. табл. 1).

Баймак-бурибаевская свита перекрывается вулканитами ирендыкской свиты раннеэфельского возраста. В составе этой свиты выделяются северо-ирендыкский базальт-андезитобазальтовый комплекс толеитовой островодужной и известково-щелочной петрохимических серий и южно-ирендыкский комплекс базальт-андезитобазальт-андезит-дацит-риодацитовый толеитовой, известково-щелочной и переходной от толеитовой к известково-щелочной серий, а также переходной от известково-щелочной к субщелочной (трахидацитовой) серии. Кварцевые андезитобазальты и андезиты возникли в результате смешения базальтового расплава с частично раскристаллизованным кислым расплавом. Разрез Западно-Магнитогорской подзоны завершается ритмично-слоистой терригенно-тефроидной улутауской свитой живетского возраста с ярлыкаповским горизонтом яшмидов позднеэфельского возраста в основании. Ярлыкаповский горизонт яшм сургучно-красного цвета является фацией карамалыташской позднеэфельской свиты, которая присутствует в разрезах восточной части ЗМЗ.

Базальты карамалыташской свиты принадлежат к толеитовой островодужной серии. За пределами рудных полей, в безрудных зонах базальты представлены умеренно-титанистыми (TiO_2 до 1.38–2.3 мас. %) толеитовыми базальтами, иногда умеренно-щелочными породами, сохраняющими толеитовые химические характеристики. Некоторые из этих базальтов на диаграмме Дж. Пирса (Pearce, 2008) в координатах Nb/Yb—Th/Yb располагаются в поле N-MORB—ORB океанических базальтов.

Центрально-Магнитогорская подзона соответствует осевому фрагменту мегасинклинали. В самой широкой части она достигает 40 км, замыкаясь на севере и сужаясь до 5 км на юге, в полосе, сложенной известняками, Казахской части Урала. Вулканические породы выделены в березовскую и греховскую свиты. Среди вулканических пород преобладают умеренно-титанистые базальты с островодужными, реже внутриплитными геохимическими характеристиками, умеренно-щелочной, реже известково-щелочной, серии. Кислые породы подразделяются на натровые и калиево-натриевые типы (Фролова, Бурикова, 1977). Осадочные породы представлены известняками, кремнистыми и глинистыми сланцами. Среди вулканокластических пород распространены вулканические брекчии, туфы и гиалокластиты.

Восточно-Магнитогорская подзона по объему соответствует восточному крылу Магнитогорского мегасинклинория (синформы). На западе ее граница проходит в основном по контакту каменноугольных отложений с более древними среднедевонскими или верхнедевонскими отложениями. Восточная граница ВМЗ проходит по системе сдвиго-надвиговых структур в области сочленения ВМЗ с Восточно-Уральским поднятием. По нашему мнению (Вулканизм ..., 1992), ВМЗ не является самостоятельным вулканическим поясом, так как возникла в среднедевонское (конец раннего эйфеля) время в связи с расщеплением Ирландской (развитой) островной дуги и формированием тыловой островодужной структуры. Раннеэйфельские отложения, представленные вулканитами сукраковского (на западе) и джусинского (на востоке) комплексов шошонитовой серии, сочетающихся преимущественно с породами известково-щелочной серии, содержат однотипные колчеданные барит-полиметаллические руды. В зоне внутридугового спрединга в позднеэйфельское время сформировался позднеэйфельский колчеданосный карамалыташско-шуулдакский вулканический комплекс и его возрастные аналоги (учалинский, верхнеуральский, александринский, ащебутакский комплексы).

В среднедевонское фран-фаменское время в ВМЗ сформировались вулканические комплексы известково-щелочной и шошонитовой серий (шелудивогорский комплекс). На отдельных участках ВМЗ (Амурский участок) среднедевонские (фран) вулканогенные толщи содержат стратиформную цинковую сульфидную минерализацию и перекрываются толщей высокотитанистых базальтов раннекаменноугольного возраста.

Следует отметить, что в процессе расщепления Ирландской раннеэйфельской островной дуги в ее тыловой части оказались и более древние вулканогенные комплексы. К ним относятся: 1) джаилганский комплекс высокотитанистых умеренно-щелочных базальтов среднедевонского возраста в составе среднедевонской тюлькубайской вулканогенно-осадочной толщи; 2) киембаевский колчеданосный среднедевонский комплекс, вмещающий месторождения Летнее, Осеннее и др. ($Cu \gg Zn$), сложенный умеренно-титанистыми базальтами (TiO_2 1.1–2.8 мас. %), близкими к N-MORB, обладающими повышенными концентрациями LILE (литофильных элементов), определяющими наличие островодужного типа (Вулканизм ..., 1992); 3) наряду с джусинским шошонитовым вулканическим комплексом раннеэйфельского возраста, в ВМЗ присутствует разновозрастный джусинско-мичуринский вулканический комплекс известково-щелочной серии. Эти сведения свидетельствуют о том, что только в позднеэйфельское время единая Ирландская островная развитая дуга была расщеплена на ЗМЗ и ВМЗ.

Вулканические комплексы с колчеданным оруденением входят в состав реконструированных нами палеовулканических зон, среди которых в Магнитогорской мегазоне выделены следующие (с запада на восток) (рис. 1) (Палеозойский ..., 1968; Шарфман, 1989; Вулканизм ..., 1992): 1) Вознесенско-Присакмарская зона аккреции и серпентинитового меланжа Главного Уральского разлома, содержащая вулканиты раннедевонского возраста с $Co-Cu$ -колчеданным оруденением; 2) фронтальная островная дуга раннедевонского–позднеэмского возраста – (Тубинско-Гайский пояс) с оруденением $Cu > Zn$ (бурибайский, гайский, макан-октябрьский комплексы) и с Au -колчеданно-полиметаллическим оруденением (баймакский комплекс); 3) развитая (Ирландская) островная дуга среднедевонского раннеэйфельского возраста ирландской свиты, толщи с первой по четвертую с оруденением $Cu > Zn$ (подольский комплекс) и с барит-полиметаллическим оруденением, восточно-подольский (сукраковский) комплекс раннеэйфельского возраста ирландской свиты, пятая толща; 4) зона внутридугового спрединга с оруденением $Zn > Cu$, карамалыташский комплекс среднедевонского позднеэйфельского возраста и его возрастные аналоги (верхнеуральский и александринский комплексы), вмещающие оруденение с полиметаллическим уклоном; 5) остаточная тыловая (отщепленная) островная дуга с барит-полиметаллическим оруденением (джусинский комплекс, среднедевонско-раннеэйфельского возраста); 6) зона задугового спрединга с существенно медным ($Cu > Zn$) оруденением (домбаровский комплекс, раннедевонского позднеэмского возраста).

МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ПРОДУЦИРУЮЩИХ КОЛЧЕДАНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЕ

Основными причинами развития вулканизма и колчеданного оруденения в Магнитогорской мегазоне были процессы субдукции раннепалеозойской океанической плиты и формирование позднеэйфельской спрединговой зоны, нарушившей созданную ранее субдукционную зональность. Погружение литосферной плиты в верхнюю мантию формировало градиентную по $P-T$ условиям структурную зону, в пределах которой происходили взаимосвязанные геологические процессы: растяжение в верхней мантии и сжатие в субдукционной плите (слэбе), обусловившее дегидратацию водосодержащих минералов пород слэба, формировавших субдукционные, богатые H_2O флюиды, мигрировавшие в мантийный клин. Приток этих флюидов способствовал началу процесса парциального плавления перидотитов мантийного клина. Главным же результатом было об-

разование флюидно-магматического мантийного диапира, поднимающегося к границе кора–верхняя мантия (Авдейко и др., 2006; Богатиков и др., 2010; Косарев и др., 2014; Рингвуд, 1981; Bailey et al., 1989; Tatsumi et al., 1986).

С учетом конкретного геологического строения и геодинамических реконструкций в отдельных рудных районах и рудных полях на Южном Урале нами были выделены шесть типов моделей рудномагматических систем:

1) ивановский тип, который сформировался в пределах Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны (или ГУР) в раннем девоне на островодужном склоне глубоководного желоба в области накопления эдафогенных серпентинитокластовых брекчий и проявления толеитового и бонинитового вулканизма;

2) модель фронтальной надсубдукционной зоны, включающей бурибайский палеовулканический комплекс раннедевонского позднеэмского возраста с Юбилейным и Бурибайским колчеданными месторождениями и верхнетаналыкский комплекс позднеэмского возраста, перекрывающий бурибайский и слагающий Тубинско-Гайский колчеданоносный пояс, включающий Баймакский рудный район, Макан-Октябрьское рудное поле и Гайский рудный район;

3) модель развитой надсубдукционной зоны среднедевонской раннеэйфельской, ирендыкской островной дуги, включающей Подольское рудное поле, состоящее из нескольких Cu–Zn-колчеданных месторождений и рудопроявлений;

4) модель тыловой надсубдукционной зоны, в Западно-Магнитогорской зоне, включающей Восточно-Подольское рудное поле раннеэйфельского возраста, пятая толща ирендыкской свиты, а в Восточно-Магнитогорской мегазоне представленной рудными полями Барсучий Лог и Джусинским того же раннеэйфельского возраста;

5) модель Домбаровской задуговой спрединговой зоны, представленной Летним и Осенним и другими рудными полями с вулканитами раннедевонского позднеэмского возраста киембаевской свиты с Cu–Zn-колчеданными месторождениями;

6) модель внутридуговой спредингово-рифтовой и надсубдукционной карамалыташско-шуудакской зоны среднедевонского позднеэйфельского возраста с оруденением $Zn > Cu$.

Реконструированная в обобщенном виде схематическая колчеданообразующая рудно-магматическая система в своей эволюции имеет четко выраженный следующий стадийный характер: 1) дегидратация пород погружающейся субдукционной плиты и формирование субдукционного водного флюида, который мигрирует в мантийный клин; 2) разрыв слэба, внедрение астеносферного диапира; 3) выплавление магм надсуб-

дукционного типа из ультрабазитов мантийного клина при участии субдукционных флюидов, экстракция из ультрабазитов мантийного клина рудогенных элементов; 4) подъем магм и флюидов мантийного диапира с образованием в краевой части последнего горблендитов, обогащенных Cu; 5) достижение мантийным диапиром уровня МОХО–нижняя кора, андерплейтинг надсубдукционных магм; 6) повышение температуры в области подслаивания магм в нижней коре, наращивание ее мощности снизу; 7) выплавление из амфиболизированных базитов кислых магм (Трондьемиты ..., 1983; Ходоревская, 2017) с флюидными включениями в кварце кислых пород, обогащенных Cu, Zn, Pb, Ba, Sn, B, Au, Ag (Викентьев и др., 2012); 8) миграция магм и флюидов в кору, образование цепочек габбро-диорит-плагиогранитных интрузий; 9) формирование рецеклинговой придонной гидротермально-метасоматической ячейки и отложение колчеданных рудных залежей, изотопный состав серы в сульфидах которых указывает на преобладание мантийного источника (Медноколчеданные ..., 1992).

Модель колчеданоносной системы ивановского типа

Колчеданное оруденение ивановского типа известно в южной части Вознесенско-Присакмарской зоны, представляющей аккретированный склон островной дуги, обращенный в сторону желоба. Оно представлено мелкими месторождениями Co–Cu-колчеданных руд (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское месторождения). Эти руды ассоциируют с базальтами толеитовой островодужной и бонинитовой серий (ранний девон), а залегают чаще всего ниже базальтов в осадочных эдафогенных брекчиях серпентинизированных гарцбургитов (Зайков и др., 2001, 2009; Косарев и др., 2005; Jonas, 2004). По соотношениям $Yb-La/Yb$ в базальтах степень плавления шпинелевого лерцолита составляет 20–30%.

Ассоциация серпентинито-обломочных, габбро-диорит-обломочных и кремнисто-обломочных эдафогенных брекчий, конглобрекчий, гравелитов и песчаников характеризует фации склона глубоководного желоба фронтальной островной дуги (Мурдмаа, 1986) и разрез эмской раннеостроводужной баймак-бурибаевской базальт-андезибазальт (бонинит)-риодацитово-формации. По всей площади Вознесенско-Присакмарской зоны от Карагайкульского рудопроявления на севере Учалинского района до Ишкининского рудного поля в Оренбургской области на юге, пачка серпентинитовых брекчий и эффузивных базальтов ассоциирует с Co–Cu-колчеданными мелкими рудными залежами, представляя самый ранний в Магнитогорской мегазоне этап колчеданообразования. Общепринятыми являются представления

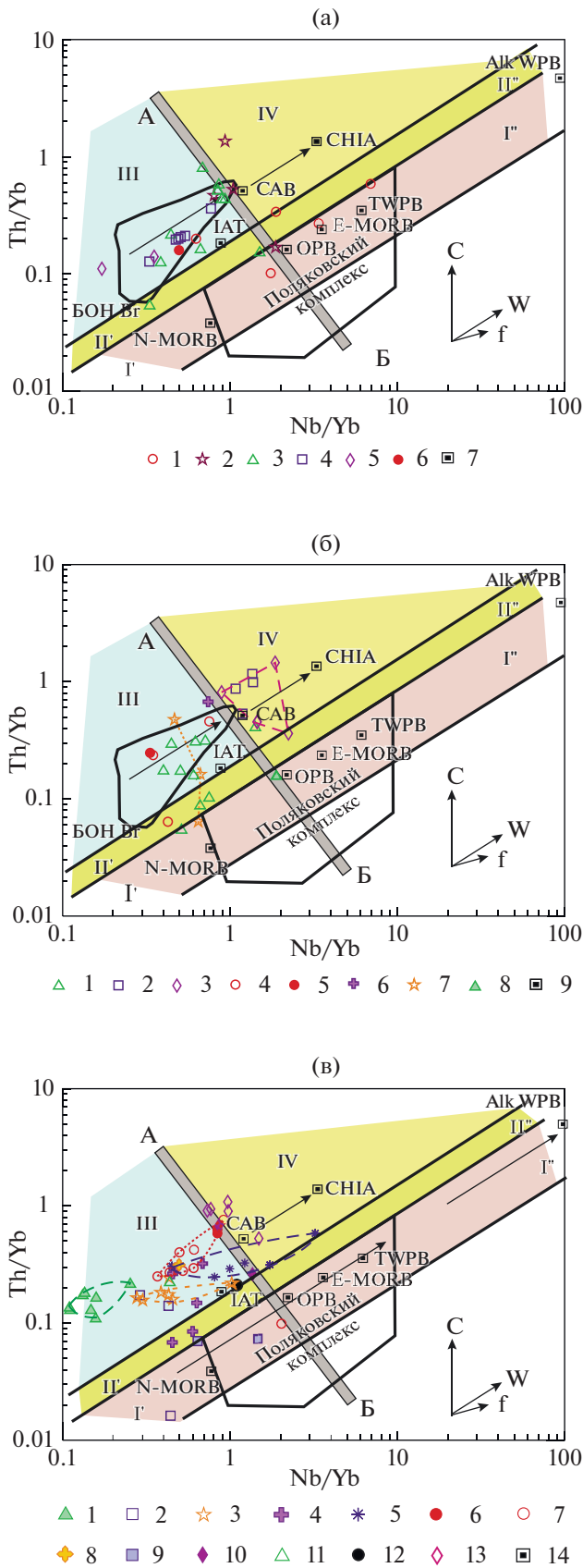


Рис. 2. Соотношение Nb/Yb и Th/Yb (Pearce, 2008; Ферштатер, 2013) в основных породах колчеданосных и безрудных вулканических комплексов Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны.

(а) – комплексы раннедевонского позднеэмского возраста. Комплексы Вознесенско-Присакмарской зоны: 1 – чингизовский, 2 – вознесенский (гора Озерная), 3 – ишкининский, 4 – ивановский, 5 – дергамышский, 6 – олиостромовая толща Ишкининского рудного поля, 7 – стандартные составы базальтов разных геодинамических обстановок: N-MORB – нормальные толеитовые базальты COX, E-MORB – обогащенные базальты COX, IAT – толеитовые базальты островных дуг, BOH Bg – бонинитовая серия бурибайского комплекса, CAB – известково-щелочные базальты островных дуг, CHIA – шошонитовая серия островных дуг, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010), TWPB – внутриплитные базальты, Alk WPB – щелочные внутриплитные базальты, I'–I'' – базальты N-MORB–внутриплитные (Alk WPB), II'–II'' – переходные базальты от океанических и WPB к островодужным, III – островодужные базальты на коре океанического типа, IV – островодужные базальты на мощной коре островодужного и континентального типов, AB – линия, разделяющая океанический и континентальный сектор;

(б) – комплексы позднеэмского-раннеэйфельского возраста: 1 – бурибайский, 2 – баймакский, 3 – макан-октябрьский, 4 – гайский, 5 – подольский, 6 – джусинско-восточно-подольский, 7 – домбаровский, 8 – умеренно-титанистый базальт, br₁, 9 – стандартные составы базальтов разных геодинамических обстановок;

(в) – комплексы карамалыташской свиты: 1 – карамалыташский, Карамалыташская антиклиналь, 2 – сибайский, 3 – бакр-узакский, 4 – учалинский, 5 – курпалинский, 6 – верхнеуральский, 7 – александринский, 8 – ащebutакский, 9 – юлдашевский, 10 – савельевско-калиновский, 11 – репинский, 12 – кульбердинский, 13 – большекумакский, 14 – стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок.

На каждом рисунке (2а, 2б, 2в) свои условные знаки и свои выборки. На рис. 2б жирной линией выделен контур поля бонинитовых базальтов и бонинитов бурибайского комплекса (это опорная стандартная выборка вулканитов бонинитовой серии в Магнитогорской зоне).

На рис. 2а, как и на рис. 2б, жирной линией выделен контур поля вулканитов бонинитовой серии бурибайского комплекса, а частные анализы (1–6) характеризуют бонинит-толеитовые комплексы (возрастные аналоги бурибайского комплекса) в Вознесенско-Присакмарской (или ГУР) зоне.

о заимствовании Co и Ni рудных тел из рудовмещающих серпентинитокластовых пород и подстилающих ультрабазитов (Зайков и др., 2009).

Базальты ивановского комплекса Ивановского рудного поля имеют следующие петрохимические характеристики (мас. %): TiO₂ 0.38–0.68, Al₂O₃ 12.54–15.56, FeO_{tot} 6.7–9.5, MgO 5.04–11.12, CaO 5.35–11.76, Na₂O 2.6–4.88, K₂O 0.03–0.12, П.п.п. 2.68–8.23. На диаграмме Дж. Пирса (Pearce, 2008, Ферштатер, 2013), дополненной авторскими данными (рис. 2а), представлены составы базальтов – три фигуративные точки из

чингизовского комплекса и по одной из Ишкининского и Вознесенского участков располагаются в поле I–I", близко к стандартным составам OPB, E-MORB, TWPB, что позволяет видеть определенное сходство с плато-базальтами океанов. Содержание TiO_2 в них варьирует от 0.46 до 0.74 мас. %, а в одной из проб (№ 0128) TiO_2 – 1.27 мас. %. В промежуточное поле (II–II") в секторе с океанической корой попадают две пробы из Ишкининского рудного поля. Все пробы из Ивановского рудного поля и часть проб из Ишкининского участка располагаются в поле III, в поле базальтов бонинитовой серии бурибайского комплекса. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, наиболее соответствует хондритовому источнику.

Присутствие в рудных полях Co–Cu-колчеданных месторождений Вознесенско-Присакмарской зоны надсубдукционных эффузивных базальтов толеитовой и бонинитовой серий, кислых эффузивов, интрузивных образований габбро-диорит-плагиогранитного состава свидетельствует о том, что область рудообразования отстояла от осевой зоны глубоководного желоба на расстояние не менее 30–50 км на восток. В современной структуре Вознесенско-Присакмарская зона контактирует на западе с Уралтауской антиформной зоной и с эколгит-глаукофановым максовским комплексом, в котором присутствуют эколгиты и глаукофановые сланцы возрастного интервала 393–420 млн лет, соответствующие раннему девону и самым верхам разреза силура (пржидолий) (Scarrow et al., 2002).

Модель фронтальной надсубдукционной зоны

Фронтальная надсубдукционная зона сложена вулканогенными породами баймак-бурибайской свиты раннедевонского позднеэмского возраста, состоящими из двух вулканических комплексов бурибайского (нижнего) и верхнетаналыкского (верхнего). Нижний бурибайский комплекс развит в пределах Бурибай-Акъярской рудоносной зоны Бурибайского рудного района, в южной части Таналыкского поднятия (Косарев и др., 2005). Он вмещает крупное Юбилейное колчеданное месторождение и среднее Бурибайское месторождение ($Cu > Zn$). Вулканогенные породы бурибайского комплекса принадлежат к умеренно-щелочной натриевой (нижняя толща), бонинитовой (средняя толща) и к известково-щелочной существенно кислой (верхняя толща) сериям (Косарев и др., 2005) при заметном преобладании (80–90%) вулканитов бонинитовой серии.

Бурибайский комплекс расположен в зоне между Юлалинской и Орской широтными дислокациями, в которой установлены повышенные

мощности гранулитово-базитовой нижней коры (Серавкин, Цветкова, 1982) и корово-мантийного слоя (Берлянд, 2007). Состав последнего предполагает по физическим характеристикам смесь базитов нижней коры и ультрабазитов верхней мантии.

Базальты нижней толщи подвержены метаморфизму эпидот-актинолитовой ступени зеленсланцевой фации. Продукты верхней части средней толщи и верхней толщи соответствуют пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма. В пределах средней толщи в вулканитах бонинитовой серии преобладают пилотакситовая, микроофитовая, вариолитовая структуры, а в бонинитах – пироксеновый спинифекс. В пределах верхней части разреза средней толщи установлены реликтовые продукты автотаморфизма (присутствует гидрогранат) и окислительного диагенеза (присутствует селадонит). На колчеданных рудных полях (Юбилейном и Бурибайском) нижняя граница метаморфизма пумпеллиит-пренитовой фации поднимается в разрезе в надрудную зону, сложенную породами верхнетаналыкской и ирендыкской свит. Таким образом, на рудных полях намечается метаморфический пропиловый купол с преобладающей ассоциацией вторичных минералов эпидот-хлорит-серицит-карбонат-кварц (пирит).

Умеренно-щелочные натриевые базальты слагают нижнюю долерито-базальтовую толщу бурибайского комплекса (табл. 1). В ее составе преобладают низкомагнезиальные базальты, реже андезибазальты (мас. %): SiO_2 44.75–52.33, TiO_2 0.51–0.72, FeO_{tot} 7.23–7.3, MgO 4.2–8.25, CaO 3.8–6.03, Na_2O 5.76–5.93, K_2O 0.16–0.2. На диаграмме SiO_2 –($Na_2O + K_2O$) большинство проб располагаются в поле субщелочных базальтов. О первичности геохимических характеристик субщелочных базальтов и андезибазальтов свидетельствуют повышенные концентрации в них Zr, Hf, Th, Nb, Ta, Y, REE, по сравнению с бонинитовыми базальтами. Отношение $La/Yb = 1.67$ превышает значение этой величины в породах бонинитовой серии, но ниже, чем в субщелочных плато-базальтах (табл. 1, проба Т-4Б).

На границе нижней и средней толщ расположена пачка умеренно-титанистых (TiO_2 1.51 мас. %) пиллоу-базальтов (табл. 1, проба Т-4Б), по составу близких к океаническим платобазальтам (OPB) (рис. 2б).

По данным табл. 1 и рис. 3в, 3г умеренно-титанистые пиллоу-базальты отличаются от пород бонинитовой серии бурибайского комплекса повышенными концентрациями Al_2O_3 и Na_2O , большими концентрациями REE и HFSE, высоким значением отношения $La/Yb = 3.55$ и близкими содержаниями Sr, K, Ba, Rb, Cs.

В составе второй толщи бурибайского вулканического комплекса присутствуют субщелочные

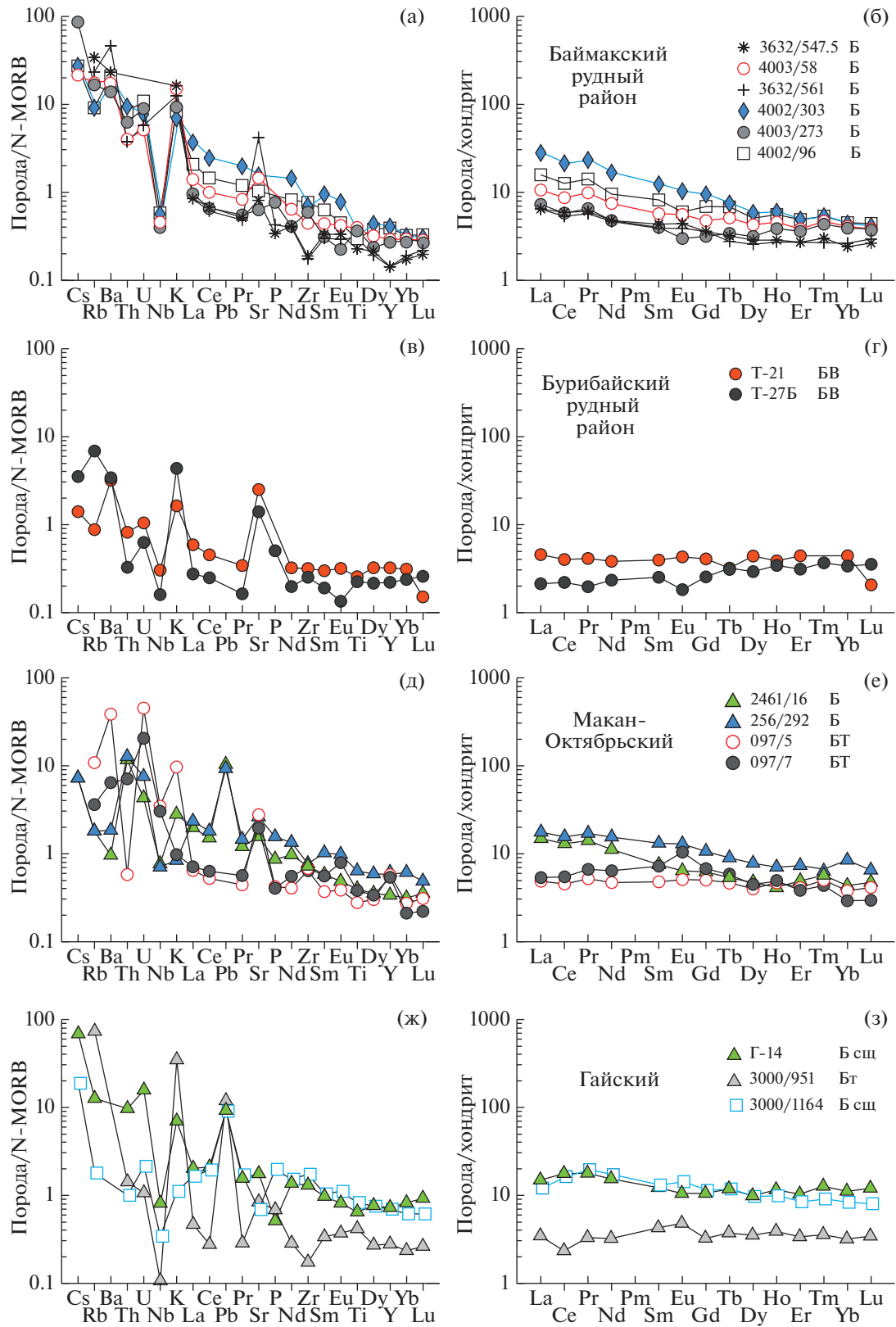


Рис. 3. Распределение микроэлементов, нормализованных к N-MORB (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (Nakamura, 1974), в базальтах позднеэмско-раннеэйфельского возраста.

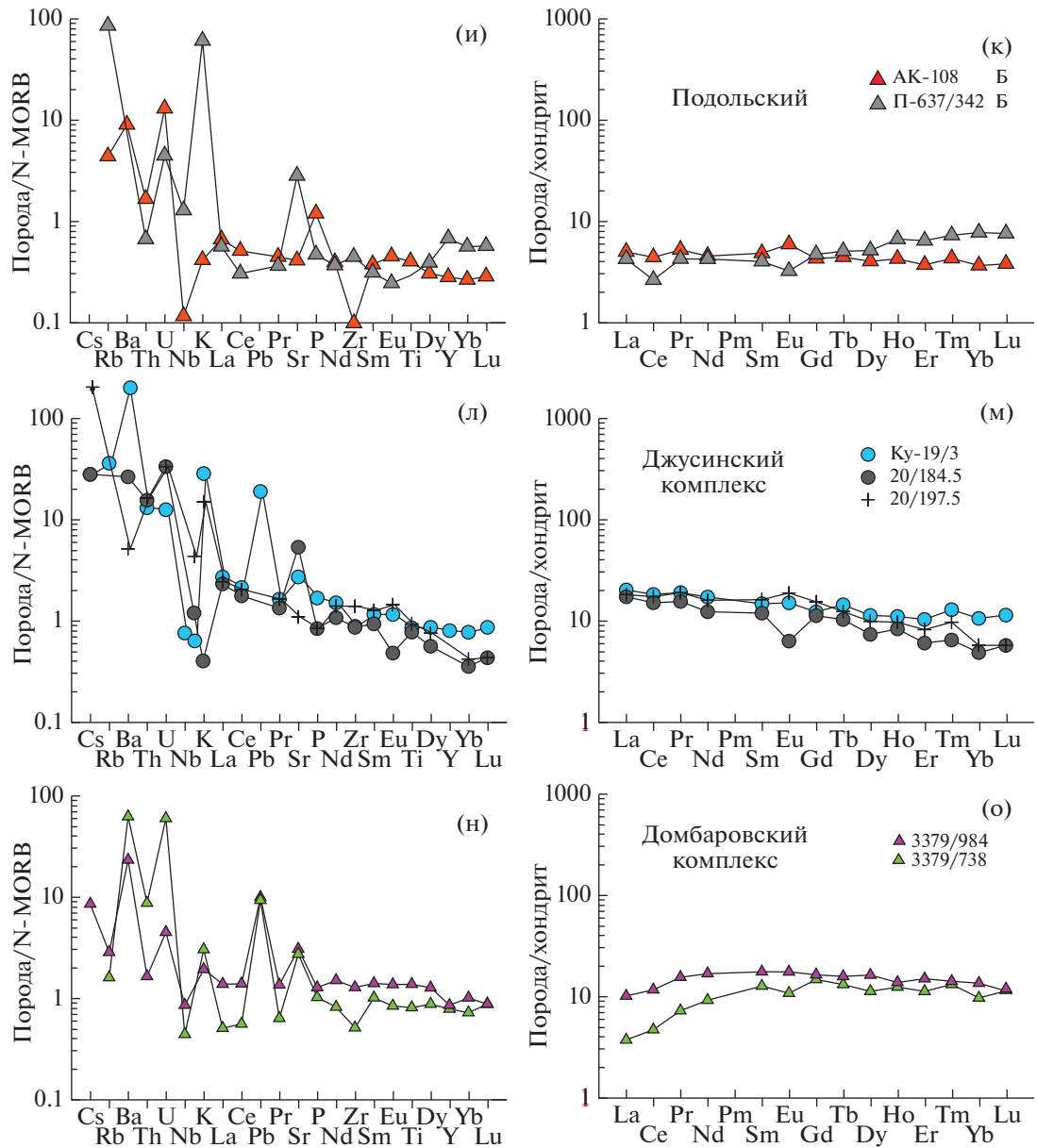


Рис. 3. Окончание

магнезиальные базальты, магнезиальные базальты, бониниты, магнезиальные андезиты. Магнезиальные базальты (см. табл. 1, а также по неопубликованным материалам) содержат 46–52 мас. % SiO_2 , имеют характерную для базальтов высокую магнезиальность и содержание MgO от 10.3 до 16.65 мас. %, пониженное и умеренное содержания Al_2O_3 (10.11–15.68 мас. %) и CaO (2.88–9.87 мас. %) соответственно, низкие Na_2O (0.43–3.68 мас. %) и K_2O (0.02–0.39 мас. %). Бонинитовым базальтам свойственны высокие концентрации (г/т): Cr (169–1011), Ni (56–381), умеренные Co (28–47) и V (137–274), низкие Pb (<0.15–9.00), Zr (24–79), Sc (19–36), Ba (26–85) и широкий диапазон кон-

центраций Cu (16–184), Zn (38–332), Sr (36–203). К этой группе примыкают высокомагнезиальные базальты (пикробазальты) месторождения Юбилейное.

Бониниты бурибайского вулканического комплекса по соотношению SiO_2 – MgO располагаются в поле собственно бонинитов (Симонов и др., 1998), магнезиальных андезитов и андезидацитов в интервале (мас. %): SiO_2 52–63; MgO 5–13.

По характеру распределения микроэлементов бониниты наиболее близки к магнезиальным базальтам. В бонинитах установлены широкие вариации концентраций (г/т): Cr (12–854), Ni (19–352), Cu (1–443), Ba (20–385), выдержанными содержа-

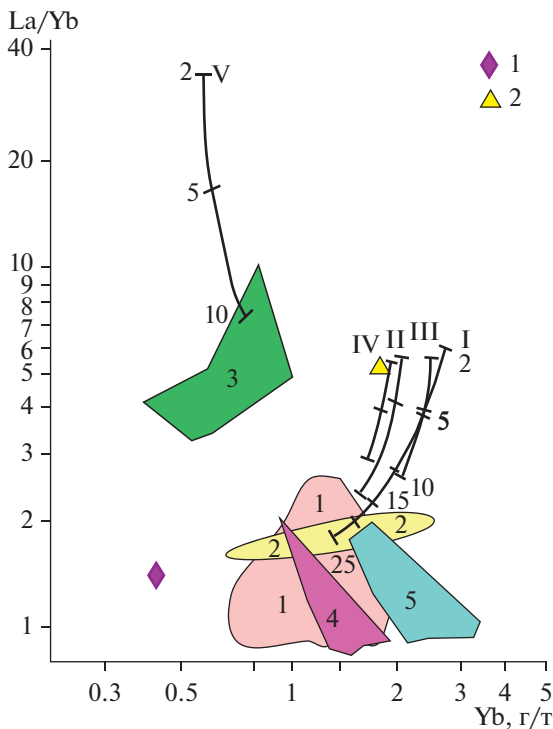


Рис. 4. Соотношения Yb и La/Yb в базальтах колчеданосных комплексов Магнитогорской палеостроводушной мегазоны в условиях парциального плавления разных составов шпинелевого, плагиоклазового (I–IV) и гранатового лерцолитов (V) (Bailey et al., 1989).

Оконтурены поля фигуративных точек колчеданосных бурибайского (1), гайского (2), баймакского (3), сибайского (4) и безрудного юлдашевского (5) комплексов (Косарев и др., 2005, 2006). 1 – состав мантии по (Palme, O'Neill, 2003), 2 – оливин-пироксен-порфиновый базальт, Северный Ирландия (Косарев и др., 2005). Штрихи и цифры на графиках 2–5–10–15–25 обозначают степень плавления мантийного субстрата (Bailey et al., 1989).

ниями характеризуются Co (24–50), Zr (22–80), Nb (0.7–3.0).

На спайдердиаграммах бонинитов (рис. 3) проявлена негативная аномалия Nb, несколько более слабая – Th, хорошо обозначены низкие содержания высоkozарядных и редкоземельных элементов, характерные для бонинитовой серии, и четкие положительные аномалии Sr и других LILE. Эти сведения подтверждают участие в магмообразовании субдукционного флюида, богатого H₂O и LILE (Пирс и др., 1987; Gill, 1981; Arculus, 1994; Tatsumi et al., 1986), определяющего надсубдукционный характер бонинитовых магм, выплавлявшихся в деплетированном мантийном клине при высоком содержании H₂O в зоне магмообразования и при высоких степенях плавления субстрата (Сондерс, Тарни, 1987). Высокое содержание воды в зоне магмообразования подтверждается экспериментальными данными и

модельными построениями по базальтам Курильской островной дуги (Bailey et al., 1989).

Первый этап дегидратации водосодержащих минералов происходит в части зоны субдукции, проецирующейся на фронтальную вулканическую зону (Авдейко и др., 2006). При этом в субдукционный флюид могли попадать заметные количества Cu, тогда как Zn концентрируется в темноцветных и рудных минералах и ведет себя более инертно (Карапухина, Баранов, 1983).

Начальный этап образования надсубдукционного мантийного диапира позднеэмского возраста (Косарев и др., 2014) был осложнен разрывом слэба (возникновением в нем slab-window) и внедрением в надсубдукционный мантийный клин высокотемпературных магм субокеанического внутривулканитного типа (Косарев и др., 2014; Соболев и др., 1993), близких к ОРВ, поле I–I'' (см. рис. 2б, рис. 3) (SiO₂ 52.8 мас. %, TiO₂ 1.51 мас. %, Nb 5.6 г/т, Zr 71, Ba 24.2 г/т). Далее следовало возобновление субдукции и выплавление в мантийном клине при высоких степенях плавления мантийного субстрата (предположительно, 20% и более) (рис. 4) – главного объема базальтовых магм бонинитовой серии.

В магнезиальных базальтах и бонинитах установлены повышенные концентрации Cr, Ni и V и низкие содержания HFSE и LILE; степень плавления составляет 17–50% (см. рис. 4). По мнению большинства исследователей (Рингвуд, 1981; Соболев и др., 1993; Фролова, Бурикова, 1997; Богатиков и др., 2010), степень плавления мантийного субстрата редко достигает 30%. Более высокие ее значения установлены по результатам расчетов на основе геохимических и минералого-геохимических материалов по коматиитам (Смолякин и др., 2000) или по модельным построениям, соотношениям Yb–La/Yb в базальтах и по результатам экстраполяции экспериментальных данных по плавлению плагиоклазовых и шпинелевых лерцолитов в присутствии воды (Bailey et al., 1989; Фролова, Бурикова, 1997; Косарев и др., 2005).

Главный этап колчеданного оруденения Юбилейного месторождения происходил сразу после завершения формирования толщи пиллоу-лав бонинитовой серии. На стратиграфическом уровне верхней толщи, в составе вулканитов которой присутствуют базальты, андезибазальты, андезиты и кислые породы, есть и мелкие залежи Cu–Zn руд.

Колчеданное оруденение Уральского типа, Cu > Zn, в пределах Тубинско-Гайского пояса приурочено к позднеэмской верхнетанальской свите, слагающей верхнюю часть фронтальной островной дуги, представлено средними (Макан-Октябрьское рудное поле) и суперкрупными (Гайское) колчеданными месторождениями. Гайское месторождение контролируется крупной

кольцевой структурой диаметром около 50 км и входит в Орскую зону с максимальным полем силы тяжести, с повышенной, по сравнению с Бурибайским рудным районом, мощностью базальтового слоя нижней коры и толщи корово-мантийной смеси (Серавкин, Цветкова, 1982; Берлянд, 2007). Приведенные сведения вместе с характеристиками Гайского вулканического сооружения и одноименного месторождения могут служить основой для реконструкции эволюции мантийного диапира и соответствующей рудно-магматической системы. Вулканические породы верхнетаналыкского комплекса сложены базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциацией с породами полустекловатого олигофирикового облика, нередко с характерной перлитовой структурой. В базальт-андезибазальтовых эффузивах вкрапленники представлены пироксеном и плагиоклазом, в андезитах появляется роговая обманка и ранний титаномагнетит, а в кислых породах к последним присоединяется кварц. Региональные метаморфические изменения представлены пренит-пумпеллиитовой фацией. На рудных полях распространены околорудные серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты и окаймляющие их пропилиты с эпидот-хлорит-серицит-кварц-карбонатной с пиритом ассоциацией. В заметных объемах в ореолах околорудных метасоматитов присутствуют гидрослюды (Масленников, 1999). Гайское рудное поле сложено вулканиками известково-щелочной и толеитовой островодужных серий; возможно присутствие вулкаников бонинитовой серии. Среди базальтов Гайского участка преобладают островодужные толеиты, присутствуют известково-щелочные и умеренно-щелочные разновидности с умеренно-повышенными и низкими концентрациями Cr (14.7–60.1–268 г/т) и Ni (9.6–28.6–107 г/т), TiO₂ (0.53–1.05 мас. %), Zr (12.9–128 г/т), Nb (0.25–1.89 г/т), La (1.17–5.05 г/т), Yb (0.7–2.51 г/т), степень плавления – 12–45% (рис. 4).

Низкие концентрации TiO₂, Zr, Th и прочих REE, пониженные значения La/Yb отношения и повышенное содержание MgO в базальтах подрудного стратиграфического уровня в Бурибайском и Гайском рудных районах свидетельствуют о деплетированности ультрабазитов мантийного клина, из которых выплавлялись эти базальты. На рис. 26 фигуративные точки составов базальтов Гайского вулканического комплекса располагаются в поле III, где базальты и габбро ассоциируют с офиолитами и тяготеют к полю составов океанической коры (поле I', N-MORB) (Ферштатер, 2013). В целом обнаруживается корреляция между геохимическими особенностями базальтов – выплавки мантийного клина, составом (Cu > Zn) и объемами рудного вещества колчеданных месторождений Бурибайского и Гайского рудных районов. Геохимические особенности базальтов, такие как высокие содержания

MgO, Cr, Ni, Co, низкие концентрации HFSE при повышенных Rb, Ba, K, Sr, P, по сравнению с N-MORB типом, свидетельствуют о высоких степенях парциального плавления мантийного субстрата (рис. 4), которое стимулировалось значительными объемами субдукционной флюидной фазы, обогащенной H₂O (Соболев и др., 1993; Авдейко и др., 2006). Это, вероятно, способствовало активной экстракции Cu из пород мантийного клина (Рябчиков и др., 1987; Пушкарев, 2000). Цинк мог частично концентрироваться в метасоматических оторочках шпинели и в темноцветных минералах ультрабазитов (Фролова, Бурикова, 1977; Глухов и др., 2015) и обрел подвижность позднее меди.

Колчеданное оруденение Баймакского типа представлено мелкими, но богатыми месторождениями Au-колчеданно-полиметаллического типа, локализованными в той же позднеэмской верхнетаналыкской свите в Баймакском блоке с пониженным полем силы тяжести на севере Тубинско-Гайского пояса, обогащенном кислыми породами. Базальты Баймакского блока относятся к известково-щелочной магнезиальной серии. Эти базальты обогащены по сравнению с бонинитовой серией бурибайского комплекса LILE. Особенностью базальтов являются пониженная концентрация Zr (13–57 г/т) и низкая Nb (0.9–1.36 г/т). Точки составов базальтов баймакского комплекса располагаются на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (рис. 26) в поле IV, соответствующем магматическим образованиям, сформировавшимся на континентальной или мощной островодужной коре. На диаграмме Yb–La/Yb точки составов сдвинуты, по сравнению с таковыми бурибайского комплекса, в область составов выплавки из гранатового лерцолита с предполагаемой спетенью плавления, равной 15–25% (см. рис. 4).

Модель развитой надсубдукционной зоны ирендыкской островной дуги

В этой зоне к оруденению Уральского типа Cu > Zn относится крупное Подольское колчеданное месторождение, руды которого залегают в разрезе раннеэйфельской ирендыкской свиты, слагающей развитую островную дугу. Безрудные толщи ирендыкской свиты подвержены региональному метаморфизму пренит-пумпеллиитовой фации, иногда присутствуют эпидот и актинолит, замещающий пироксен. В составе подольского колчеданноносного комплекса присутствуют гибридные породы и надрудные базальты толеитовой островодужной серии, аналоги которых участвовали в процессе смешения базальтовых и кремнекислых расплавов. Пиллоу-базальты подольского комплекса характеризуются умеренными содержаниями Cr (112–256 г/т), Ni (30–48 г/т), пониженными Zr (6–33 г/т), Nb (0.27–3 г/т), низкими значе-

ниями La/Yb отношения (0.8–2). Поле базальтов Подольского рудного поля (Косарев и др., 2005, рис. 3в) в области низких значений La/Yb совпадает с полем 1 (рис. 4) бонинитов бурибайского комплекса (см. рис. 4, поле 1). В серицит-хлорит-кварцевых апобазальтовых метасоматитах концентрация Th понижается. Сгущение фигуративных точек составов на диаграмме Yb–La/Yb позволяет предполагать степень плавления 25–40% (рис. 4).

Режим становления раннеэйфельской ирендыкской развитой островной дуги отличается от предшествующей фронтальной позднеэмской дуги проявлением антидромных тенденций в отдельных вулканических сооружениях и присутствием в Подольском и Вишневском рудоносных блоках толщ гибридных кварц-пироксен-плаггиоклазовых андезитов и андезибазальтов (Косарев и др., 2005, 2014), возникших в результате смешения базальтовых магм и частично раскристаллизованных кислых расплавов. Рудоносная толща Подольского колчеданного месторождения представляет собой экструзивно-эффузивно-пирокластический комплекс риодацитов кварцевых андезитов с серицит-хлорит-кварцевыми изменениями, который надстраивает разрез верхнетаналькского вулканического комплекса. Главное рудное тело залегает в апикальной части рудоносного купола, выполняя локальную синклираль.

Суммарный разрез фронтальной и развитой островных дуг (поздний эмс–ранний эйфель) соответствует главной или фронтальной вулканогенной зоне современных Западно-Тихоокеанских островных дуг (Петрология ..., 1987; Авдейко и др., 2006). Глубина залегания сейсмофокального слоя, по Г.П. Авдейко, под вулканическим фронтом является почти постоянной и составляет 110 ± 5 км. Для Магнитогорской островодужной зоны фронтальная и развитая островные дуги соответствуют металлогенической зоне с колчеданным оруднением $Cu > Zn$. В эту зону, с современным расстоянием вкрест простирания структуры около 40 км (в Бурибайском рудном районе), входят Вознесенско-Присакмарская, Акъяр-Бурибаевская, Тубинско-Гайская и Ирендыкская структурные зоны. Эти зоны включают колчеданные рудные поля Ивановское, Бурибайское и Юбилейное, Макан-Октябрьское и Подольское, а также Баймакский и Гайский рудные районы. По нашим расчетам, с учетом сопоставления с современными островодужными системами Западно-Тихоокеанского пояса (Богатиков, Цветков, 1988; Высоцкий, 1989; Воынец и др., 1990; Авдейко и др., 2006), структурная зона фронтальной и развитой островной дуги составляла около 80 км вместе с Вознесенско-Присакмарской зоной. Эта зона могла быть аналогом главной вулканической зоны Западно-Тихоокеанических островных дуг (Авдейко и др., 2006), имела расстояние от по-

верхности земли до кровли субдукционной плиты 40–120 км и в ее пределах создавались определенные P - T условия, близкие объемы и состав субдукционных флюидов, которые определили степень плавления мантийного субстрата в надсубдукционном клине, более высокую подвижность Cu относительно Zn и повышенную интенсивность экстракции рудогенных элементов из ультрабазитов верхней мантии.

Модель тыловой надсубдукционной зоны Восточно-Подольско-Джусинской островной дуги

Колчеданное барит-полиметаллическое оруднение Джусинского типа располагается в толщах сукраковского (восточно-подольского, см. табл. 1, № п/п 32) и джусинского раннеэйфельских (там же, №№ п/п 33–36) палеовулканических комплексов в составе тыловой островной дуги и в разрезе остаточной отщепленной джусинско-зингейской островной дуги. Колчеданносные джусинский и сукраковский вулканические комплексы принадлежат к шошонитовой (субщелочной) ассоциации преимущественно с породами известково-щелочной серии. Характерны высокие концентрации несовместимых элементов во всех типах вулканитов. В кислых породах сукраковского комплекса в основной массе содержатся гидробиотит и калиевый полевой шпат, указывающие на обогащение K_2O . На спайдердиаграммах (см. рис. 3л, 3м) проявлены негативные аномалии Nb, положительные Cs, Rb, Ba, Th, U. Предполагается, что выплавление исходных магм джусинского комплекса происходило при участии субдукционных флюидов на большой глубине в верхней мантии, в области присутствия флогопита, дегидратация которого продуцировала высококалийевые флюиды (Богатиков и др., 2010).

Тыловая островная дуга в современных островодужных системах смещена по отношению к фронтальной дуге в сторону падения зоны субдукции. Исследователи островных дуг делают вывод о наличии двух зон магмообразования, которые обусловлены двумя уровнями дегидратации водосодержащих минералов в погружающейся субдукционной плите (Авдейко и др., 2006). Минералы, подвергающиеся дегидратации в субдукционной плите и в прилегающей зоне серпентинизированных ультрабазитов под тыловой зоной, представлены клинохлором, тальком и серпентинитом. Глубина кровли субдукционной плиты под тыловой вулканической зоной составляет более 150–200 км. На глубине около 150 км начинается зона перехода базитов субдукционной плиты в эклогит, с чем может быть связано увеличение плотности пород и угла наклона погружающейся плиты. С эклогитизацией может быть связано изменение геохимической специализации слэба по соотношениям рудогенных элементов с $Cu > Zn$

на $Zn > Cu$, что установлено по геохимическим характеристикам эколгитов и глаукофановых сланцев в комплексах Уралтауской антиформы (Косарев и др., 2014). Погружающийся слэб может быть также источником высокорadioгенного свинца в рудах барит-полиметаллического типа на месторождениях Джусинском и Барсучий Лог (Викентьев и др., 2006; Чернышев и др., 2008).

Модель Домбаровской задуговой спрединговой зоны

В настоящее время Домбаровская зона интерпретируется как древний задуговый бассейн позднеэмского времени (Вулканизм ..., 1992; Зайков и др., 2001; Зайков, 2006), расположенный между Восточно-Мугоджарским микроконтинентом и Магнитогорской палеоостроводужной системой.

Вулканы киембаевского комплекса представлены, главным образом, толеитовыми пиллоу-базальтами и дайками диабазов при слабом проявлении кремнекислого вулканизма. Все разновидности базальтов содержат высокие концентрации TiO_2 , варьирующие от 1.1 до 2.08 мас. %. В подчиненном количестве присутствуют низкотитанистые базальты с содержанием $TiO_2 \leq 1$ мас. %. Весь базальтовый разрез подвержен региональному метаморфизму актинолит-эпидотовой фации. На месторождениях проявлена пропилитизация с образованием в породах хлорита, эпидота, альбита, актинолита, кальцита, клиноцоизита, пирита.

Для базальтов киембаевского комплекса типичны пониженные содержания K_2O (0.04–0.24 мас. %) и повышенные Na_2O (1.7–4.89 мас. %). По соотношениям Zr и Ti , Ti и Cr , Cr и Ni , Ni и Co базальты киембаевского комплекса близки к толеитам СОХ (Вулканизм ..., 1992). Значения отношения Ni/Co в базальтах рассматриваемого комплекса колеблются от 1.48 до 5.2, что типично для океанических толеитов (Лутц, 1980). В то же время следует отметить снижение концентраций Ni до 24 г/т и Co до 16 г/т в породах с пониженной магнезиальностью (MgO 6.2 мас. %), что можно объяснить процессами фракционирования с отсадкой оливина.

На спайдердиаграммах (рис. 3н, 3о) видна близость составов базальтов киембаевского комплекса к составам базальтов N-MORB. Положительные аномалии дают LILE (Cs, Rb, Ba, K, Sr), а также U, Th и Pb, что можно рассматривать как признак участия субдукционных флюидов в формировании медноколчеданного оруденения домбаровского типа.

Модель внутридуговой спредингово-рифтовой и надсубдукционной карамалыташско-шуулдакской зоны верхнего эйфеля

Начальный этап формирования мантийного диапира позднеэйфельского возраста в карамалыташской спрединговой зоне проявился в расщеплении ирендыкско-джусинской раннеэйфельской островной дуги и внедрении в окно слэба (slab-window) астеносферного вещества, продуцировавшего океанические породы гавайитовой серии, сохранившиеся в большекумакском, шуулдакском, кульбердинском, юлдашевском и савельевско-калиновском вулканических комплексах позднеэйфельского возраста. После закрытия окна слэба возобновляется субдукция и формируется мантийный диапир, поднимающийся к уровню МОХО–нижняя кора. Подъем мантийного диапира, обогащенного водными субдукционными флюидами, до уровня МОХО и нижней базитовой коры сопровождается андерплейтингом базальтовых магм и наращиванием мощности нижней базитовой коры снизу с повышением в этой зоне температуры (Богатиков и др., 2010; Косарев и др., 2014). На структурном уровне МОХО–нижняя кора происходило выплавление кислых магм из амфиболизированных базитов нижней коры (Трондьемиты ..., 1983; Фролова, Бурикова, 1977; Ходоревская, 2017), экстракция и перераспределение рудогенных компонентов, обогащение Cu и Zn флюидной фазы, богатой H_2O , Cl , S (Викентьев и др., 2012). В последующее время произошло образование очагов магмы основного, среднего и кислого состава на уровнях нижней и верхней коры и в приповерхностных очагах, питающих вулканы. В верхней части океанической коры формировались многостадийные экструзивно-вулканические сооружения, часто осложненные кальдерами, в пределах которых, в результате деятельности приповерхностной гидротермальной конвективной ячейки, формировались залежи колчеданных руд.

Присутствие в составе карамалыташского вулканического комплекса и его возрастных аналогов больших объемов субокеанических базальтов (см. рис. 2в) указывает на океанический тип палеокоры в осевой зоне Карамалыташского спредингового бассейна. В пользу этого свидетельствует и преобладающий цинково-медный ($Zn > Cu$) с низким содержанием свинца тип колчеданного оруденения. Вулканы карамалыташской свиты подвержены метаморфизму пренит-пумпеллиитовой фации, с признаками перехода к эпидотсодержащей ассоциации. Об этом говорит присутствие пумпеллиита, пренита, хлорита, эпидота, альбита.

Базальты карамалыташской свиты Сибайского рудного района принадлежат к толеитовой островодужной серии, для которой характерны низкие концентрации TiO_2 (0.4–0.8 мас. %), MgO (6.07–

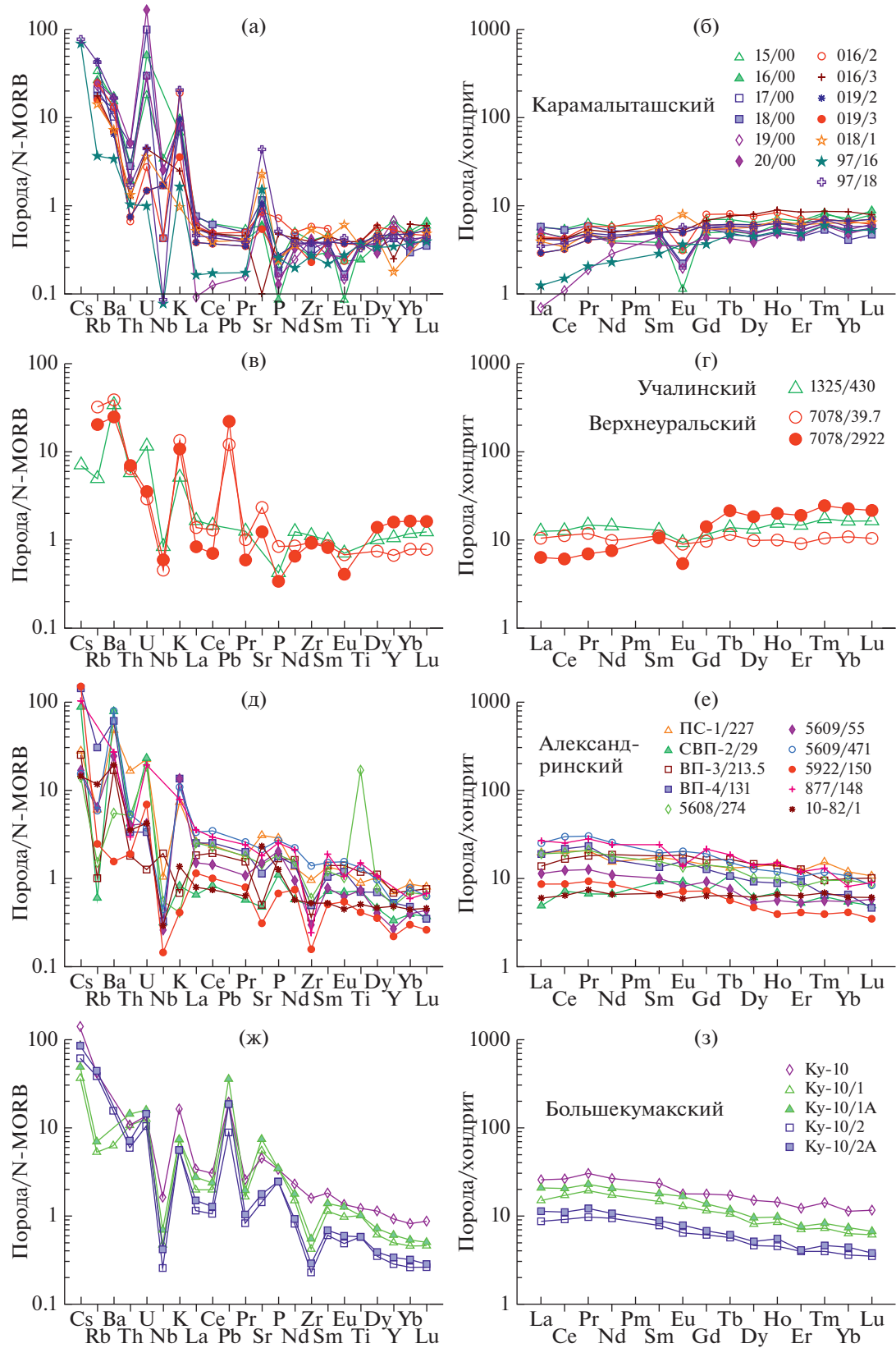


Рис. 5. Распределение микроэлементов, нормализованных к N-MORB (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (Nakamura, 1974), в базальтах позднейфельско-раннеживетского возраста карамалыташского комплекса и его возрастных аналогах.

7.23 мас. %, редко до 10.2 мас. %), Cr (16–24 г/т), Ni (38–54 г/т), Sr (49–395 г/т), Zr (17–43 г/т) (Язева, 1985; Вулканизм ..., 1992; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2006), что подтверждается и характером распределения REE, обнаруживающих дефицит легких лантаноидов и негативную аномалию Eu (рис. 5). При этом спектр распределения REE близок к N-MORB и плейстоценовым толеитовым платобазальтам о-ва Кунашир (Фролова, Бурикова, 1997). Величина отношения La/Yb в базальтах карамалыташской свиты варьирует от 0.65 до 2.68 при преобладании значений, близких к 1. В небольших объемах, преимущественно в нижней части разреза, присутствуют базальты с повышенным содержанием MgO (8.0–11.6 мас. %), содержащие нормативный оливин (CIPW) и относящиеся к оливиновым базальтам.

Базальты сибайско-карамалыташского палеовулканического комплекса относятся к типу низкохромистых островодужных толеитовых базальтов (Кузьмин, 1985) с проявлением тренда накопления железа. По петрохимическим и геохимическим характеристикам к базальтам Сибайского рудного района близки базальты Учалинского рудного района. По мнению А.А. Маракушева (1987), оруденение цинкового профиля (без свинца) обусловлено толеитовым типом низкокалиевого базальтового магматизма со свойственным ему ферробазальтовым трендом дифференциации. Причем одним из главных минералов-концентраторов Zn в базальтах является магнетит.

В александринском комплексе преобладают пиллоу-базальты, массивные базальты, диабазы субвулканической фации, на отдельных участках присутствуют пироксен-порфиновые базальты. Наряду с базальтами и кремнекислыми породами в небольших объемах встречаются средние породы – андезитобазальты, андезиты и кератоспилиты.

Пироксенпорфиновые базальты наличествуют на Нагайбакском участке и на северном фланге Александринского рудного поля (скв. 9007). Судя по повышенным концентрациям MgO, достигающим 12–13 мас. %, Cr 122–835 г/т, Ni 93–620 г/т, наряду с пироксеном в пироксенпорфиновых типах пород, присутствовал и оливин, а также хромшпинель, которые участвовали в процессах кристаллизационной дифференциации. Пироксенпорфиновый тип базальтов на Александринском рудном поле по химическому составу представлен более широко, чем в Сибайском рудном районе.

Базальты контрастной формации (первая и вторая толщи) Александринского рудного района преимущественно низкотитанистые, варьирующие до умеренно-титанистых (TiO₂ 0.67–1.4 мас. %), мезократовые (f¹ – 16.66–20.06), умеренно- и вы-

сокоглиноземистые (al¹ – 0.8–1.62), нормально- и умеренно-щелочные ((K₂O + Na₂O) = 3.6–6.6 мас. %), преимущественно натриевые (Na₂O/K₂O 6.8–48). Содержание MgO в слабо измененных породах колеблется от 2.88 до 6.84 мас. %. По соотношениям MgO–SiO₂ эти базальты располагаются в полях толеитовых и оливиновых базальтов. Величина отношения FeO¹/MgO в базальтах нижней толщи варьирует от 1.25 до 3.87, составляя в среднем 1.89, что характерно для толеитовой и субщелочной серий.

В составе базальтов александринского комплекса по концентрациям щелочей выделяются толеитовая, известково-щелочная и умеренно-щелочная петрохимические серии при преобладании трендов толеитового характера. Отличие базальтов Александринского рудного поля от базальтов сибайско-карамалыташского комплекса заключается в почти полном отсутствии в последних разновидностей умеренно-щелочной серии.

В усредненном составе базальтов александринского комплекса, по сравнению с базальтами карамалыташского комплекса Западно-Магнитогорской зоны, обнаружены повышенные концентрации высокочarged элементов (Zr, Nb, Ta, Hf, Ti), а также Zn, Pb, Ba и всего ряда редкоземельных элементов (Геохимическая ..., 1999; Косарев и др., 2006). Содержания K, Sr и Ca широко варьируют в базальтах как александринского, так и сибайского комплексов, что свидетельствует об их высокой подвижности при вторичных процессах, особенно при пропилитизации. Однако сериальная принадлежность вулканитов четко отражена в характере распределения REE.

На спайдердиаграммах микроэлементов, нормализованных к составу N-MORB, и на спектрах REE, нормализованных к хондриту C1, продемонстрированы главные особенности вулканитов Александринского рудного района – наличие минимумов Nb и Zr, характерных для вулканогенных пород островодужных толеитовых серий, повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Ba, Pb). На графиках, см. рис. 5, разделяются вулканиты толеитовой и известково-щелочной петрогенных серий. Для известково-щелочных пород четко виден фракционированный характер распределения REE и отсутствие отрицательных европейских аномалий.

Составы переходных базальтов (поле II) могли возникнуть в результате смешения основных магм океанического типа OIB, образовавшихся из вещества астеносферного диапира, проникавших в окно слэба, и магм надсубдукционного типа, выплавлявшихся при участии субдукционных флюидов в мантийном клине.

Геохимические особенности вулканитов, объем и состав руд колчеданных месторождений, за-

¹ f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂;
al¹ = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO).

легающих в толщах карамалыташского комплекса и его возрастных аналогов, позволяют разделить все комплексы позднеэйфельского возраста на три группы, а базальты на две группы.

1. Комплексы, содержащие руды цинково-медного ($Zn > Cu$) состава, с преобладанием в разрезах афировых базальтов, толеитовой островодужной серии (сибайско-карамалыташский и учалинский комплексы, включая и Новоучалинское месторождение).

2. Комплексы, содержащие цинково-медные и полиметаллические колчеданные руды (Тесалина и др., 1998), в составе вулканитов, обнаруживающие, наряду с толеитовым, известково-щелочной и умеренно-щелочной тренды. В эту группу входят Александринское (среднее по запасам) месторождение; Бакр-Узякское (среднее по запасам) колчеданное месторождение ($Zn > Cu$) в Сибайском рудном районе с толеитовыми базальтами в подрудных и рудовмещающих толщах и с известково-щелочными вулканитами в надрудной толще. В Бакр-Узякском районе присутствует также Камышлы-Узякское золото-баритовое рудопроявление. Группа колчеданных месторождений среднего и крупного масштаба оруденения Верхнеуральского рудного района: преобладают месторождения цинково-медного состава с полиметаллическим уклоном, одно месторождение (Молодежное) относится к медно-цинковому ($Cu > Zn$) типу. В составе вулканитов основного, среднего и кислого состава верхнеуральского комплекса преобладают разновидности известково-щелочной, в меньшей мере толеитовой островодужной серий.

В южной части Восточно-Магнитогорской зоны располагается Ащебутакский рудный район, в котором известно Западно-Ащебутакское колчеданное месторождение и Иссыргужинское рудопроявление, с рудами цинково-медного состава ($Zn > Cu$). Преобладают вулканиты известково-щелочной и умеренно-щелочной петрохимических серий, что в целом сближает эти объекты с Александринским месторождением и по совокупности данных позволяет включать Ащебутакский рудный район в тыловодужную надсубдукционную зону в пределах Карамалыташской спредингово-надсубдукционной геодинамической зоны позднеэйфельского возраста.

3. Вулканиты карамалыташского комплекса в безрудных районах представлены исключительно базальтами (Юлдашевский, Савельевский, Репинский, Кульбердинский участки). Они обладают существенными отличиями от слагающих этот комплекс основных пород в рудных районах. В безрудных зонах базальты имеют повышенные концентрации Al, Ti (TiO_2 0.7–2.0 мас. %), Zr, Nb, Ta, Hf, Y, K, Rb, U, Th, REE, Na и пониженные Mg (рис. 1, 2в). Это свидетельствует, скорее всего,

о субщелочном уклоне безрудных вулканитов и различных условиях выплавления исходных расплавов в мантийном клине для рудоносных и безрудных вулканических сооружений. Можно предполагать относительно низкие степени плавления мантийного субстрата под безрудными зонами, по сравнению с рудоносными, что обусловлено повышенными P_{H_2O} и объемами флюидов в зоне выплавления базальтов рудоносных комплексов.

Существенным отличием безрудных зон является почти полное отсутствие кремнекислых пород. Присутствие же в рудоносных вулканических сооружениях больших объемов кремнекислых пород по величинам изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70397–0.70472) (Бобохов и др., 1989), обычно не выходящих за пределы мантийных значений, позволяет говорить о генетической связи между химизмом базальтов, объемами кислых пород и рудоносностью вулканических сооружений или их групп. Кислые расплавы могли выплавляться в верхней части флюидно-магматической мантийной колонны на границе нижняя кора–мантия.

Таким образом, в составе карамалыташского базальт-риолитового вулканического комплекса выделяется два главных геохимических типа базальтов: 1) островодужные толеиты с низкими концентрациями Al, Ti, Zr, Nb, Y, K, Rb, Ba, U, Th и 2) субщелочные или переходные от толеитовой островодужной к субщелочной серии базальты. Первые концентрируются в риолит-базальтовыхстройках в пределах рудных полей и районов, вторые слагают редуцированные разрезы безкислых пород преимущественно в безрудных зонах, но присутствуют и в некоторых рудных районах (Александринский). Два типа базальтов, располагающиеся в “океаническом” и “островодужном” полях установлены на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (рис. 2в) в выборках Александринского рудного района и Шулдакского и Юлдашевского безрудных участков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О корреляции некоторых геохимических характеристик базальтов колчеданосных комплексов с объемами рудного вещества в колчеданосных рудных районах Магнитогорской мегазоны

Геохимические особенности базальтов Южно-Урала и их геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение соответствующих зон (рис. 6). По экспериментальным данным и модельным построениям (Рингвуд, 1981; Сондерс, Тарни, 1987; Пирс и др., 1987; Богатиков, Цветков, 1988; Bailey et al., 1989; Arculus, 1994; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Дриль, Елизарова, 2003; Авдейко и др.,

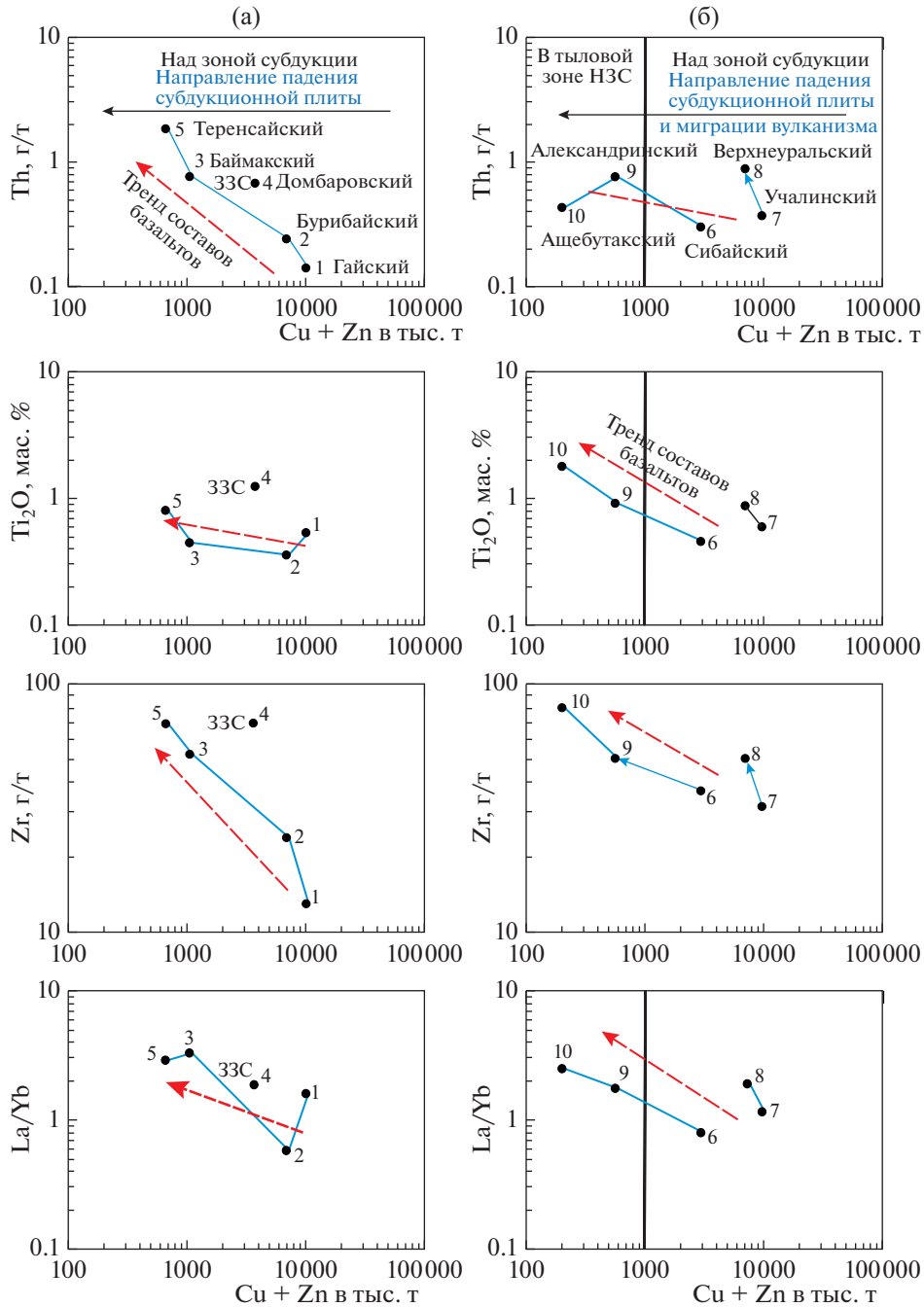


Рис. 6. Соотношения Cu и Zn в колчеданных месторождениях и рудных районах Южного Урала с концентрациями Th, TiO₂, Zr и величиной La/Yb в базальтах позднепермско-раннеэфельского (а) и позднеэфельско-раннеживетского возраста (б).

1 – Гайский, 2 – Бурибайский, 3 – Баймакский, 4 – Домбаровский, 5 – Теренсайский, 6 – Сибайский, 7 – Учалинский, 8 – Верхнеуральский, 9 – Александринский, 10 – Ашебутакский. 33С – зона задугового спрединга.

2006), концентрации в исходных магмах MgO, высоkozарядных, крупноионных литофильных и редкоземельных элементов контролируются объемом флюидной фазы, P_{H_2O} , составом и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые из геохимических характеристик базальтов, в част-

ности концентрации Th, TiO₂, Zr, сумма REE и значения отношения La/Yb, коррелируют с запасами рудного вещества (Cu + Zn в тыс. т) в рудных районах Южного Урала (рис. 6) (Косарев и др., 2010). Из этих данных следует, что высокая продуктивность на колчеданное оруденение обнару-

Таблица 2. Геодинамическая позиция, геохимические особенности базальтов и запасы Cu и Zn (в тыс. т) в рудных районах Южного Урала

Геодинамические обстановки	Система Девон	Возраст (ярус)	Геодинамические индексы	Колчеданные месторождения	Формация	Петрогенетические серии	TiO ₂ , мас. %	Zr, г/т	La/Yb	Th, г/т	Рудные районы и их номера	Запасы Cu и Zn, тыс. т
Фронтальная островная дуга	Ранний	Поздний эмс	Ф ₁ + Ф ₂	Гайское	Б-АД-РД	ТОД-ИЩ	0.54	13	1.6	0.14	Гайский (1)	10041
			Ф ₁	Бурбайское Юбилейное	Б-Р	БОН, ГОД	0.36	24	0.58	0.24	6857	
			Ф ₂	Макан-Октябрьское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0.44	46	1.9			
Задуговый океанический бассейн	Ранний	Поздний эмс	РОД	Подольское	Б-АБ-А-РД (г)	ТОД, ПТ-ИЩ	0.38	34	1.2	0.76	Баймакский (3)	1047
			Ф ₂	Баймакская группа	Б-А-Д-Р	ИЩ	0.45	52	3.3			
			ТЗЭС	Весеннее Летнее Осеннее	Б	ТОК	1.2	69	1.8			
Тыловая зона ОД	Средний	Ранний эйфель	ТЗОД	Джусинское Барсучий Лог	Б-А-Д-Р	Ш-ИЩ	0.81	69	2.9	1.84	Теренсайский (5)	657
			ВДС ^г	Сибайское Камаганское	Б-Р	ТОД	0.46	37	0.8	0.3	Сибайский (6)	2927
			ВДС ^п	Учалинское	Б-Р	ТОД	0.6	32	1.16	0.37	Учалинский (7)	9542
Внутридуговый спрединговый бассейн	Средний	Поздний эйфель	ВДС ^{зап}	ИХХ-Партгезла Узельгинское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0.88	50	1.9	0.88	Верхнеуральский (8)	6900
			ВДС ^г вост	Александринское Сабановское	Б-Р	ТОД, ИЩ, СЩ	0.92	50	1.76	0.76	Александринский (9)	559
			ВДС ^п вост	Ащевтакское Иссыргужинское	Б-Р	ТСОК, СЩ	1.8	80	2.5	0.43	Ащевтакский (10)	200

Примечание. ОД – островная дуга. Геодинамические индексы: Ф₁ – первая (с запада) зона фронтальной ОД (Акьяр-Бурбайская), Ф₂ – вторая зона фронтальной ОД (Тубинско-Гайская), РОД – третья зона развитой ОД (Иредыкская), ТЗЭС – тыловая зона задугового спредингового бассейна (Домбаровская), ТЗОД – тыловая зона ОД (Джусинская), Внутридуговый спрединговый бассейн (ВДС) карамальташский: ВДС^г – западный фрагмент зоны (Сибайский), ВДС^п – северо-западный фрагмент (Учалинский); ВДС^{зап} – тыловая западная Верхнеуральская зона над зоной субдукции; ВДС^г вост – тыловая восточная Александринско-Ащевтакская зона над зоной субдукции с Александринской (ВДС^г вост) и Ащевтакской (ВДС^п вост) подзонами. Формации: Б-АД-РД – базальт-андезит-риодацитовая, Б-Р – базальт-риодацитовая, Б-А-Д-Р – базальт-андезит-дацит-риолитовая, Б-АБ-А-РД (г) – базальт-андезит-риодацитовая (гирридная), 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 – шощонитовая преимущественно с породами известково-щелочной серии, СЩ – субщелочная, ТСОК – толеитовая субокеаническая; TiO₂, Zr, La, Yb, Th – средние значения.

живается в комплексах, исходные магмы которых выплавлялись при повышенных P_{H_2O} и высоких степенях плавления мантийного субстрата (рис. 6а) в надсубдукционных комплексах фронтальной зоны Магнитогорской островодужной системы (бурибаевский, гайский, южно-ирендыкский комплексы) и в надсубдукционных комплексах внутридугового бассейна (рис. 6б) (карамалыташский комплекс). В эту группу входят наиболее крупные месторождения Южного Урала: а) Гайское, Юбилейное, Подольское и б) Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, Сибайское.

В табл. 2 приведены сведения о колчеданосных палеовулканических комплексах, их формационных типах, возрасте, серийной принадлежности вулканитов, объемах и составах сконцентрированного в них рудного вещества. Поля составов исходных магм (рис. 4) колчеданосных бурибайского (1), гайского (2), сибайского (4) и безрудного юлдашевского (5) комплексов располагаются в области выплавки из шпинелевого и плагиоклазового лерцолита (Bailey et al., 1989). Поле составов базальтов баймакского комплекса (3) расположено в области выплавки из гранатового лерцолита (рис. 4).

Островодужные колчеданосные вулканические комплексы, содержащие крупные и суперкрупные колчеданные месторождения Гайское, Юбилейное и Подольское на рис. 2б располагаются в секторе с корой океанического типа (поле III). Единичные пробы вулканитов гайского и бурибайского комплексов оказываются в левой части полей I'–I'' и II'–II'', показывающих деплетированный состав мантийного клина верхней мантии. Рисунок 2 демонстрирует составы базальтов поля III (рис. 2а, знаки 1–6, соответствуют комплексам бонинитовой и толеитовой серий Вознесенско-Присакмарской зоны, вмещающей Co–Cu-колчеданное оруденение; рис. 2б – комплексы, базальты которых, возникли при высоких степенях плавления мантийного субстрата и содержат крупные колчеданные месторождения: 1 – бурибайский комплекс бонинитовой серии; 4 – гайский и 5 – подольский комплексы толеитовой островодужной серии, точки составов располагаются внутри поля базальтов бонинитовой серии и вблизи его). Эти типы базальтов возникли при высоких степенях парциального плавления вещества в надсубдукционном клине верхней мантии (рис. 4). В поле IV на рис. 2б, соответствующем островным дугам с корой островодужного и континентального типа, располагаются фигуративные точки составов базальтов: Баймакского рудного района с мелкими Au-колчеданно-полиметаллическими месторождениями и умеренными суммарными запасами (1047 тыс. т для 15 месторождений) Cu и Zn в пределах всего рудного района; Макан-Октябрьского рудного поля со сред-

ними по запасам колчеданными месторождениями. На разделительную линию АБ попадает состав базальта джусинского комплекса, содержащего средние по запасам Cu + Zn + Pb колчеданные барит-полиметаллические месторождения Джусинское и Барсучий Лог в Восточно-Магнитогорской зоне и Восточно-Подольское месторождение в Западно-Магнитогорской зоне на Подольском рудном поле.

Фигуративные точки составов вулканитов Карамалыташской спрединговой зоны располагаются преимущественно в поле III на рис. 2б, которое соответствует области островной дуги с субокеанической корой. В этом поле располагаются составы базальтов учалинского, багр-узякского, верхнеуральского, курпалинского, александринского, ащебутацкого и карамалыташского (Карамалыташская антиклиналь) комплексов. Базальты карамалыташского комплекса (Сибайского и Учалинского рудных районов) на рис. 2в попадают в поле составов островных дуг с океанической корой; в переходное поле II' с океанической корой попадают составы, переходные от островодужных к океаническим, островодужные толеитовые базальты учалинского комплекса; в поле II'', переходное от океанической коры повышенной мощности к островодужной коре, попадают базальты карамалыташского комплекса одноименной антиклинали и базальты Курпалинской зоны, промежуточной по геологическому положению между Учалинским и Верхнеуральским рудными районами.

В пределах Карамалыташско-Шуудлакской внутридуговой спрединговой зоны известен шуудлакский интрузивный комплекс “дайка в дайке”, перекрываемый толщей пиллоу-базальтов и яшмоидов позднеэйфельского возраста (История ..., 1984), и разрез большекумакского комплекса на р. Большой Кумак. Базальты обоих комплексов относятся к океаническому умеренно-высокотитанистому (гавайитовому) типу субщелочной серии (Косарев, Артюшкова, 2007), представленной тефритами, гавайитами, муджиеритами, бенморейтами и трахидацитами, преимущественно эффузивной фации. В подчиненных количествах присутствуют вулканиты нормально-щелочной серии. Высокотитанистые базальты продуцируются астеносферным диапиром, внедрившимся в окно слеба в начале позднеэйфельского цикла.

Пониженные концентрации Th в базальтах колчеданосных комплексов (рис. 2б, 2в, рис. 6, табл. 1) характерны для полей I', II', III, базальты которых выплавлялись из деплетированных ультрабазитов надсубдукционного мантийного клина. Наиболее низкие концентрации Th установлены в колчеданосных базальтах Гайского (Th 0.14 г/т), Бурибайского (0.24 г/т), Сибайского (0.3 г/т) и Учалинского (0.37 г/т) рудных районов,

имеющих наибольшие запасы (Cu + Zn) в колчеданных месторождениях Магнитогорской мегазоны. Максимальные концентрации Th установлены в базальтах Баймакского (Th 0.76 г/т) и Теренсайского (Th 1.84 г/т) рудных районов с Au-колчеданно-полиметаллическим и барит-полиметаллическим оруденением в мелких и средних (по запасам рудогенных элементов) месторождениях. Повышенные концентрации Th установлены в базальтах Верхнеуральского (0.88 г/т) и Александринского рудных районов (0.76 г/т) с крупными и средними по запасам металлов колчеданными месторождениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В ряду колчеданосных палеовулканических комплексов в направлении падения зоны субдукции (на восток) установлено возрастание калиевости вулканитов и глубины формирования исходных магм отдельных комплексов. Обнаруживается зависимость между степенью плавления мантийного субстрата и объемами рудного вещества в рудных районах, а также устанавливается соотношение $Cu : Zn : Pb$ в рудах. Наиболее высокую продуктивность на колчеданное оруденение имеют формации, содержащие базальты, исходные магмы которых возникли при высоких степенях плавления мантийного субстрата и участии больших объемов субдукционных флюидов, богатых H_2O .

2. Начальные этапы колчеданосных островодужных позднеэмско-раннеэйфельского и позднеэйфельско-живетского вулканических циклов знаменуются формированием толщ океанических базальтов. В составе бурибайского комплекса это умеренно-титанистые (TiO_2 1.54 мас. %) пиллоу-базальты (см. табл. 1, № п/п 3, проба Т-4Б), залегающие на границе нижней и средней толщ, по составу близкие к океаническим плато-базальтам (Косарев и др., 2005).

3. Медная специфика ($Cu > Zn$) колчеданных месторождений фронтальной островной дуги определяется умеренными глубинами залегания слэба (40–120 км), подвижным состоянием Cu при дегидратации водосодержащих минералов в породах субдукционной плиты под фронтальной и развитой островными дугами и активной экстракцией Cu из пород мантийного клина при формировании исходных магм бонинитовой и толеитовой островодужной серий.

Цинковая специфика ($Zn > Cu$) колчеданных месторождений карамалыташской внутридуговой спрединговой зоны обусловлена участием в петрогенезе карамалыташских комплексов (Маракушев, 1979; Шарапов и др., 2000) океанических внутриплитных базальтов и толеитовым характером выплавки из мантийного клина, содер-

жащих титаномагнетит и шпинель, обогащенные Zn. Кроме того, для карамалыташского комплекса предполагается более глубокий уровень дегидратации пород слэба (Авдейко и др., 2006; Богатиков и др., 2010; Рингвуд, 1981), который уже подвержен процессам эклогитизации, разрушения решетки темноцветных минералов и хлорита (Карпухина, Баранов, 1983) и дегидратации габбро, базальтов и серпентинитов, способствующих подвижному поведению цинка и оруденению $Zn > Cu$.

4. Корреляция между объемами рудного вещества колчеданных месторождений и значениями отношения La/Yb и концентрациями Th, Yb, TiO_2 , Zr в базальтах колчеданных комплексов связана, скорее всего, с процессом парциального плавления ультрабазитов мантийного клина в области магмообразования. Чем ниже концентрации Th, Zr, Ti и значение La/Yb отношения в базальтах колчеданосных комплексов, тем выше степень плавления мантийного субстрата и экстракция Cu и Zn при образовании базитовых магм, тем более деплетированный состав имеет мантийный субстрат зоны магмообразования

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность за поддержку и обсуждение материалов доктору геол.-мин. наук И.В. Викентьеву и академику РАН А.И. Ханчуку. Авторы благодарны рецензентам, взявшим на себя большой труд анализа материалов статьи и за ценные высококвалифицированные замечания, явно способствующие улучшению статьи.

Финансовые источники. Работа выполнена в рамках программы Государственного заказа № 0246-2019-0078 и программы Президиума РАН № 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.
- Берлянд Н.Г. Глубинное строение и эволюция литосферы Урала. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
- Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала // Препринт докл. Президиуму БНЦ УрО АН СССР, Уфа. 1989. 24 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
- Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

- Викентьев И.В., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Свинцово-изотопная систематика колчеданных месторождений Урала по данным прецизионного изотопного анализа методом MC-ICP-MS // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 155–160.
- Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпущина 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.
- Вольнец 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 // Под ред. И.Б. Серавкина, А.М. Косарева, Д.Н. Салихова и др.). М.: Наука, 1992. 197 с.
- Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
- Геохимическая и металлогенетическая специализация структурно-вещественных комплексов // Под ред. Н.В. Межеловского, Г.С. Гусева. М.: МПР РФ РосГео, 1999. 540 с.
- Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Варламов Д.А. и др.* Хромшпинелиды с цинксодержащими эпигенетическими каймами из девонских конглобрекчиевых горизонтов россыпепроявления Ичетью (Средний Тимман) // Литосфера. 2015. № 2. С. 103–120.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 229 с.
- Дриль С.И., Елизарова М.В.* Геохимическая типизация и источники вещества метабазитов офиолитов западного сектора Монголо-Охотского складчатого пояса // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 367–370.
- Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.
- 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.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.И. и др.* Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.
- История развития Уральского палеоокеана // Под ред. Л.П. Зоненшайна, В.В. Матвеевкова. М.: Ин-т океанологии, 1984. 163 с.
- Карпущина В.С., Баранов Э.Н.* Формы нахождения элементов-индикаторов в ореолах колчеданных месторождений. М.: Наука, 1983. 158 с.
- 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.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.
- 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.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Колчеданность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 658–662.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
- Кривцов А.И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Маракушев А.А.* Петрогенез и рудообразование: (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 236 с.
- Маракушев А.А.* Периодическая система экстремальных состояний химических элементов. М.: Наука, 1987. 208 с.
- Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования // Под ред. В.А. Прокина, И.Б. Серавкина, Ф.П. Буслаева и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
- Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Под ред. Г.Ф. Яковлева, В.В. Авдониной, Ю.С. Бородаева и др. М.: Изд-во МГУ, 1968. 292 с.
- Перфильев Ф.С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1979. Вып. 328. 188 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей // Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука, 1987. 335 с.
- Пирс Дж.А., Линнард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонной субдукции. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000, 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

- Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Е. и др.* Экспериментальное изучение мобилизации сульфидов меди, никеля водно-щелочными флюидами при высоких температурах под давлением 20 кбар // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 2. С. 437–440.
- Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Серавкин И.Б., Цветкова А.А.* Строение Магнитогорского мегасинклиория в свете палеовулканологических реконструкций и геофизических данных. Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 9–32.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И.* Бонинитовые серии в палеоспрединовых комплексах Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1998. Т. 361. № 2. С. 232–235.
- Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др.* Петрология ультрамафитовых магм и ассоциирующих пород массива Троодос, о. Кипр // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 379–412.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
- Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 586–647.
- Смолькин В.Ф., Борисова В.В., Светов С.А., Борисов А.Е.* Позднеархейские коматииты Урагубско-титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 199–224.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала // Под ред. В.А. Маслова, В.А. Черкасова, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н.* Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Восточно-Магнитогорская палеоостроводужная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.
- Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы // Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.
- Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д.Ф.* Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39–252.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклиальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Ходоревская Л.И.* Влияние флюидного режима на плавление пород океанической коры (экспериментальные данные) при 900–1000°C, 5–10 кбар // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III Международной геологической конференции, 28–31 августа 2017 г., Екатеринбург, Россия. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 328–329.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др.* Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MS-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // Геохимия. 2008. Т. 418. № 4. С. 530–535.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н. и др.* Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. 414 с.
- Шарфман В.С.* Палеовулканологические реконструкции. М.: Недра, 1989. 214 с.
- Язева Р.Г.* Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
- Arculus R.J.* Aspects of magmagenesis in arcs // Lithos. 1994. V. 33. P. 189–208.
- 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.
- Fox J.S.* Host-rock geochemistry and massive volcanogenic sulphide ores, Saskatchewan // Sask. Res. Council. Geol. 1978. Circ. 12. 21 p.
- Gill J.* Orogenic andesites and tectonics. Berlin: Springer Verlag, 1981. 538 p.
- Hutchinson R.W.* Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance // Econom. Geol. 1973. V. 68. P. 1223–1246.
- Ivanov S.N., Perfilev A.S., Yefimov A.A. et al.* Fundamental features in the structure and evolution of the Urals // Amer. J. Sci. 1975. V. 275. C. 107–130.
- Nakamura N.* Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. № 5. P. 757–775.
- Palme H., O'Neill H.St.C.* Cosmogenochemical estimates of mantle composition // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 2. P. 1–38.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Puchkov V.N.* General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 4–29.
- Scarrow J.H., Hetzel R., Gorozhanin V.M. et al.* Four decades of geochronological work in the Southern and Middle Urals: A review // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. P. 233–255.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al.* Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. P. 101–134.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. Sanders A.D.,

Norry M.J. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experi-

ments and natural rocks // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. V. 29. P. 293–309.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite – associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals) // Geowissenschaften. 2004. V. 498. Freiberg. 123 p.

Massive Volcanic Sulfide Complexes of the Magnitogorsk Paleoisland Arc Megazone in the Southern Urals: Model of Ore-Magmatic System, Geodynamic Reconstructions

A. M. Kosarev¹, V. N. Puchkov^{1, 2}, **I. B. Seravkin**¹, and G. T. Shafigullina¹

¹ *Institute of Geology, Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia*

² *The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia*

Paleogeodynamic interpretation of massive sulfide-bearing volcanic complexes of the Magnitogorsk zone from plate tectonic point of view was made, based on the results of their petrologic-geochemical study, with application of geophysical data. The correlation between the values of the La/Yb ratio, concentrations of Th, Yb, TiO₂, Zr in the basalts of ore regions and the volumes of ore matter (Cu + Zn in thousands tons) in massive sulfide deposits of ore areas was established. It permitted to come to the conclusion about the importance of degree of melting of suprasubduction mantle wedge for the formation of ore compositions and volumes of ore matter in ore-magmatic systems. The conclusion was drawn for the first time on the participation of substances of asthenospheric supraduction diapirs in the petrogenesis of massive sulfide-bearing complexes. The obtained information can be used for a prognostic evaluation of new areas for massive sulfide mineralization.

Keywords: geodynamics, island arcs, subduction, geochemistry, partial melting, massive sulfide deposits, Urals