

ТЮМЕНСКО-КУСТАНАЙСКИЙ ПРОГИБ: ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ

© 2009 г. Ю. А. Полтавец

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: Yury.poltavets@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 19.05.2008 г.

В статье рассмотрены петрохимические особенности пород вулканических и интрузивных серий железоносных структур Зауральского поднятия и Тюменско-Кустанайского прогиба. Главное внимание уделено характеристике нижнекаменноугольных образований, с которыми связано формирование продуктивных на железо магматических комплексов, определяющих металлогенический профиль региона. В работе широко использованы экспериментальные данные, позволившие с большей степенью обоснованности оценить значимость тех или иных физико-химических параметров при формировании петрогеохимического облика магматических ассоциаций. Приведены данные, свидетельствующие о проявлении петрохимической латеральной зональности (с запада на восток) и геохимической унаследованности процессов развития региона.

Ключевые слова: вулканоплутонический магматизм, петрохимия, латеральная зональность, геохимическая унаследованность, Тюменско-Кустанайский прогиб.

ВВЕДЕНИЕ

Тюменско-Кустанайский прогиб с его уникальными запасами магнетитовых руд располагается в области сочленения герцинид Урала и разновозрастных складчатых сооружений Западно-Сибирской плиты и Центрального Казахстана [8, 9, 20 и др.]. Прогиб простирается в ССВ направлении более, чем на 1500 км, от юго-восточной окраины Аральского моря (Казахстан) до широты Уватского древнего массива (севернее г. Тобольска, Тюменская обл.). Ширина прогиба меняется от 50 км в центральной части (Кустанайская обл.) до 200 км – в северной (Тюменская обл.). В настоящее время объем и границы прогиба являются недостаточно изученными, особенно в северной и южной части; более детально исследована его центральная часть (Кустанайская обл., Казахстан). Однако и здесь границы Тюменско-Кустанайского прогиба разными исследователями проводятся по разным глубинным разломам. По мнению одних (П.Н. Кобзарь и др.) [20] прогиб состоит из Валерьяновской и расположенной к западу Денисовской зон; по данным других исследователей (О.К. Ксенофонтов и др.) – из Валерьяновской и расположенной к востоку Боровской структурно-формационных зон [26]. Соответственно и границы между герцинидами уральских структур и каледонидами Казахстана исследователями проводятся по разным глубинным разломам. В настоящей работе структурная схема строения пограничной зоны Урала и Казахстана принята по [18].

Основные черты строения Тюменско-Кустанайского прогиба и состава слагающих его пород до-

статочно полно изучены и опубликованы в работах [3, 8, 9, 18–20 и др.]. В геологическом строении прогиба участвуют образования четырех структурных ярусов: карбонатно-терригенные ($D_2-C_1v_1$), вулканогенно-осадочные (C_1v_1-s), континентальные молассовые (C_2-C_3) и терригенно-вулканогенные (T_1). Окончательная консолидация прогиба произошла в позднепалеозойское время. Максимум магматической деятельности в регионе пришелся на средневизейско-серпуховское время, характеризующееся наиболее мощным, преимущественно известково-щелочным магматизмом, с которым и связано формирование железорудных вулканоплутонических поясов. Обращает на себя внимание крайне неравномерная рудонасыщенность отдельных сегментов прогиба, несмотря на широкое развитие продуктивного на железо нижнекаменноугольного вулканоплутонического магматизма. Исключительно богата магнетитовыми рудами лишь центральная часть Тюменско-Кустанайского прогиба, в пределах Кустанайской и Курганской областей, где находятся гигантские месторождения железных руд Валерьяновской и Глубоченской железорудных зон, образующих так называемый Главный рудный пояс Тургая. Районы Зауральского поднятия – Октябрьско-Денисовская и Иргизская зоны, характеризующиеся только мелкими месторождениями и рудопроявлениями скарново-магнетитовых руд, образуют Западный рудный пояс Тургая (рис. 1).

Как известно, ключевыми моментами в проблеме генезиса скарново-магнетитовых месторождений являются оценка роли интрузивного магматизма и вулканизма в формировании железорудных

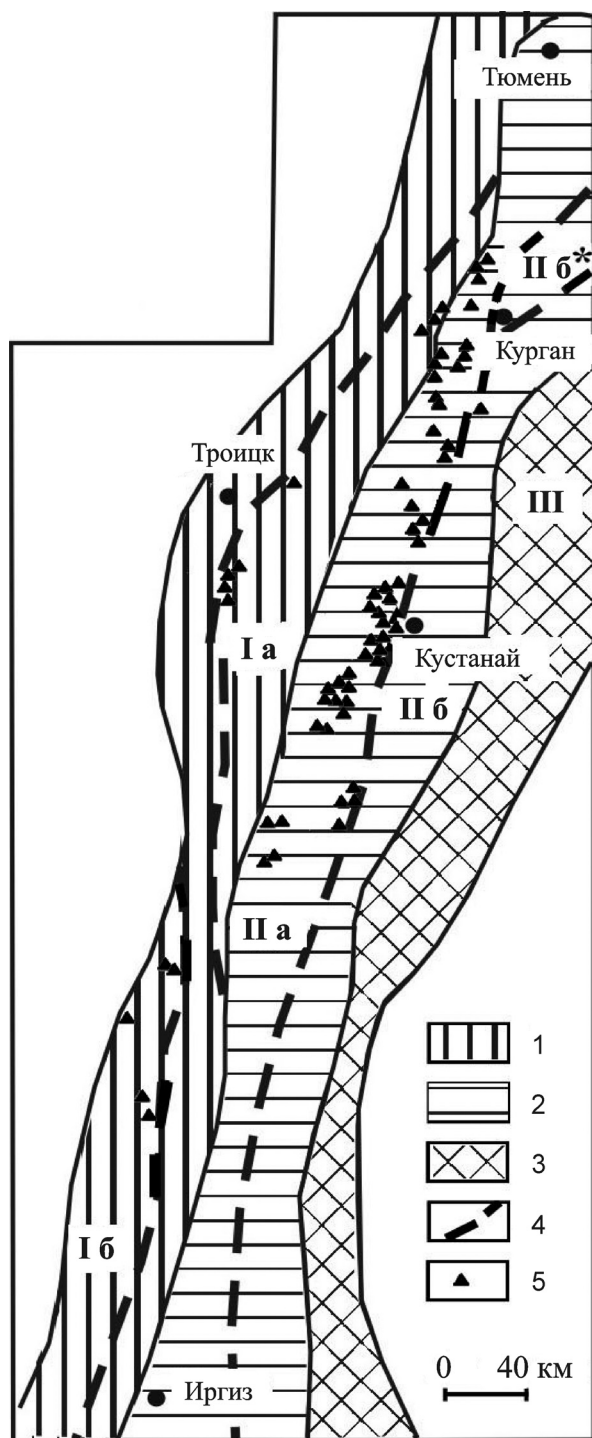


Рис. 1. Схема размещения эндогенных месторождений железа в пределах средней и центральной части Зауралья. По [19] с упрощением.

1–3 – структуры первого порядка: 1 – Зауральское поднятие, 2 – Тюменско-Кустанайский прогиб, 3 – Тобольско-Убаганское поднятие; 4 – границы структур второго порядка: Ia – Октябрьско-Денисовская зона, Ib – Иргизская зона, IIa – Валерьяновская зона, IIb – Боровская зона, IIb* – Косолаповско-Гороховское поднятие; 5 – месторождения и рудопроявления магнетитовых руд.

месторождений, а также способы отложения рудного вещества, до сих пор во многом остающиеся дискуссионными [4, 5, 21, 28, 33, 34 и др.]. Признавая генетическую связь скарново-магнетитовых месторождений с вулканоплутоническим магматизмом в целом, одни исследователи придают первостепенное значение интрузивному магматизму, другие – вулканизму, что в свою очередь приводит к трактовке генезиса скарново-магнетитовых месторождений как вулканогенно-осадочных.

Отсутствие надежных критериев принадлежности руд к “вулканогенному” или “интрузивному” (контактово-метасоматическому) типу привело к тому, что подразделение месторождений на соответствующие генотипы стало носить весьма условный характер. Особенно наглядно условность такого подразделения проявляется при анализе структурно-морфологических особенностей рудных залежей в рудных районах с разными уровнями эрозионного среза. В 80-е годы была обоснована и развита идея рассматривать вулканоплутонические комплексы и генетически связанное с ними железорудное образование как единую рудно-магматическую систему [16, 31]. Использование этого понятия при металлогеническом анализе позволило прийти к весьма важному выводу о возможности формирования в рудно-магматической системе на разных уровнях глубинности разных генетических типов эндогенного оруденения железа: вулканогенного с субаквальными вулканогенно-осадочными рудами (на верхних уровнях системы), контактово-метасоматического (в надочаговой толще) и позднемагматического (на самых глубинных прикорневых уровнях системы в пределах интрузивных массивов, формирующихся в условиях периферических очагов). То есть, рудно-магматическим системам присуща полигенность оруденения. С этих позиций, как показали дальнейшие исследования, вполне удовлетворительно могут быть объяснены многие региональные и локальные петрогеохимические особенности рудовмещающих магматических комплексов различных по масштабам месторождений. Это, в конечном счете, позволило наметить новые петро-геохимические прогнозно-оценочные критерии магнетитовых месторождений скарновой группы [16, 30]. Противопоставление противоречивых в своей основе “вулканогенной” и “интрузивной” гипотез послужило основанием для обобщения имеющихся данных, полученных в последние годы по магнетитовым месторождениям Тюменско-Кустанайского прогиба, и анализа некоторых дискуссионных вопросов, касающихся генетических представлений. В настоящей работе предпринята попытка оценить значение и роль вулканизма и интрузивного магматизма в процессе рудообразования. В связи с этим, были привлечены литературные данные по химизму вулканитов и интрузивных пород Тюменско-Кустанайского прогиба, а также

магматитов сопредельных зон, характеризующихся слабой рудоносностью. Предпринята попытка показать, с какими особенностями магматизма коррелирует интенсивность железоруднения и какие из этих признаков могут использоваться при анализе палеогеодинамических обстановок формирования месторождений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения поставленных задач были использованы многочисленные авторские данные по химическому составу рудовмещающих магматитов Курганского и Кустанайского Зауралья (Глубоченская и Валерьяновская зоны), а также имеющиеся в распоряжении автора литературные данные по смежным территориям – Иргизскому прогибу и Октябрьско-Денисовской зоне. Особое внимание уделено анализу химизма вулканитов территории Тюменского Зауралья, являющегося, по представлению многих исследователей, северным сегментом Тюменско-Кустанайского прогиба [18, 19, 25].

С целью более корректного сопоставления особенностей состава вулканических и интрузивных пород и минимизации влияния фракционирования расплава в работе при вычислении средних составов пород использованы одинаковые величины интервалов (5%) по кремнезему, рекомендованные в [7], а также петрохимические характеристики, приведенные к фиксированному значению индикатора дифференциации, в частности, $\text{SiO}_2 = 52\%$. Процедура приведения выполнялась путем построения линий регрессий для дифференцированной по кремнезему серии для каждого вулканического или интрузивного комплекса. Такой подход позволил более строго подойти к оценке состава исходного расплава, снизив при этом степень влияния дифференциации, связанной с подъемом магматических расплавов в верхние горизонты земной коры. Кроме того, такой подход нередко оказывается более информативным, так как позволяет, во-первых, составить представление о различиях петрохимических серий продуктивных комплексов и, во-вторых, позволяет обнаруживать более четкую коррелируемость рассматриваемых петрохимических характеристик с другими (структурными и пр.) индикаторами тектоно-магматической деятельности в регионе. Изучение в пределах рассматриваемой территории латеральной и возрастной изменчивости состава вулканических и соответствующих им интрузивных комагматов железоносных структур с разной степенью рудонасыщенности потребовало, кроме учета петрохимических параметров, анализа и обобщения данных по экспериментальной петрологии. Широкое использование соответствующих экспериментальных данных является одной из особенностей данной работы, позволившей с большей степенью обоснованности оценить значимость тех

или иных физико-химических параметров при формировании петрогеохимического облика конкретных магматических ассоциаций.

Представляется, что при таком подходе расширяется возможность более корректной интерпретации эмпирических данных, что позволяет ограничить рамки генетических интерпретационных моделей.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ПОЯСАХ

Наиболее полно схемы структурно-металлогенического районирования и размещения железорудных поясов на формационной основе для области сочленения каледонид Казахстана с герцинидами Урала даны в обобщающих работах [3, 18, 19]. На основе комплексного геолого-геофизического изучения железоносных зон Тюменско-Кустанайского прогиба рядом исследователей было выделено несколько мегаблоков, границы между которыми проведены по широтным разрывным нарушениям [3, 18]. Так, в пределах Глубоченской зоны (Курганское Зауралье) выделены три мегаблока (с севера на юг): Кособродский, Альменевский и Глубоченско-Кораблевский, в которых также выделяются блоки более высоких порядков с наиболее высокими значениями гравитационных и магнитных полей. Первый и третий мегаблоки, характеризующиеся наибольшей рудоносностью, к которым приурочены наиболее крупные железорудные месторождения, являются опущенными по сравнению с центральным Альменевским блоком, характеризующимся относительно пониженным полем силы тяжести и более мелкими по запасам руд месторождениями. По представлениям [18], в пределах Валерьяновской зоны (Кустанайское Зауралье) на основе региональных геолого-геофизических данных и объемного геофизического моделирования выделяется шесть мегаблоков (тектоно-магматических структур), названия которых соответствуют крупным рудным узлам (с севера на юг): Введенской-Алешинский, Качарско-Давыдовский, Ломоносовско-Соколовский (Соколовско-Сарбайский), Елтайско-Куржункульский, Адаевско-Бенкалинский и Сорско-Шагыркульский. Размеры этих структур отчетливо увеличиваются в южном направлении, от 30×30 км до 90×30 км; в этом же направлении возрастают размеры выходов интрузивов на поверхность палеозойского фундамента с соответствующим уменьшением вертикальной мощности вулканитов и масштабов оруденения. Несколько иной схемы районирования придерживается А.Е. Бекмухаметов [3]. Им, по особенностям геологического строения и степени рудонасыщенности, в пределах Валерьяновской зоны выделено три более крупных мегаблока: 1) северный, опущенный, вмещающий крупнейшие месторождения Соколовско-Сарбайского и

Таблица 1. Средний состав (мас. %) и нормы CIPW рудоносных магматитов нижнекаменноугольного возраста Тюменско-Кустанайского прогиба и сопредельных территорий

№	Воз- раст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ³⁺ /Fe	Fem/ ΣPl	Кол-во проб
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Тюменское Зауралье (Тобольско-Убаганское поднятие, Борковская площадь)															
Вулканическая серия															
1	C ₁ V-S	53.78	1.23	19.6	3.79	5.49	0.19	4.26	5.6	4.48	1.16	0.42	0.43	0.23	6
2	C ₁ V-S	60.23	0.97	18.29	5.39	1.96	0.13	2.79	5.04	3.64	1.25	0.32	0.79	0.11	11
3	C ₁ V-S	67.23	0.98	17.12	1.35	3.69	0.08	1.25	3.65	3.16	1.26	0.22	0.27	0.14	2
Убаганский интрузивный комплекс															
4	C ₁ -C ₂	45.56	1.56	18.85	7.34	6.52	0.25	6.27	10.4	2.04	1.21	—	0.56	0.37	2
5	C ₁ -C ₂	56.18	0.80	16.99	3.57	5.30	0.16	4.27	7.10	4.17	1.46	—	0.42	0.32	2
6	C ₁ -C ₂	64.66	0.65	15.69	2.39	3.86	0.14	2.33	4.14	2.86	3.28	—	0.40	0.16	23
7	C ₁ -C ₂	71.06	0.37	14.58	1.05	2.14	0.10	1.30	1.88	3.42	4.11	—	0.34	0.09	14
Курганское Зауралье (Глубоченская зона)															
Вулканическая серия															
8	C ₁ V ₂₋₃	51.36	0.94	18.81	5.84	5.87	0.23	4.56	7.04	3.94	1.42	—	0.52	0.25	68
9	C ₁ V-S	52.28	1.00	18.53	6.99	5.07	0.22	5.36	4.05	5.33	1.18	—	0.62	0.21	21
10	C ₁ V ₂₋₃	51.48	0.95	18.72	6.09	5.67	0.23	4.74	6.33	4.24	1.36	0.19	0.55	0.24	89
11	C ₁ V ₂₋₃	56.23	0.84	17.47	4.72	4.6	0.17	3.55	5.72	4.68	2.03	—	0.53	0.21	45
12	C ₁ V _{3-S}	53.78	1.02	16.99	8.43	4.99	0.18	4.44	4.12	4.82	1.24	—	0.67	0.18	10
13	C ₁ V ₂₋₃	55.65	0.86	17.35	5.39	4.67	0.16	3.71	5.41	4.70	1.88	0.22	0.57	0.2	55
14	C ₁ V ₂₋₃	61.67	0.68	16.76	2.05	3.75	0.09	3.00	4.29	6.21	1.50	—	0.37	0.19	31
15	C ₁ V _{3-S}	60.25	0.98	16.84	3.81	3.9	0.10	3.38	2.9	7.13	0.71	—	0.52	0.15	3
16	C ₁ V-S	61.33	0.71	16.74	2.2	3.74	0.09	3.02	4.16	6.27	1.42	0.31	0.38	0.18	34
17	C ₁ V-S	64.8	0.45	16.65	1.45	2.79	0.07	2.99	2.82	6.55	1.22	0.21	0.35	0.14	11
18	C ₁ V-S	71.96	0.26	11.64	0.86	3.76	0.09	2.15	3.79	2.96	2.4	0.13	0.19	0.28	3
Субвулканы															
19	C ₁ V-S	51.99	0.92	17.83	4.65	6.64	0.17	5.06	7.51	4.20	1.04	—	0.43	0.33	41
20	C ₁ V-S	55.83	0.96	17.29	4.01	6.12	0.12	3.85	5.95	4.90	0.96	—	0.41	0.26	28
21	C ₁ V-S	61.93	0.73	17.46	2.28	4.13	0.31	1.46	4.41	6.85	0.44	—	0.37	0.14	18
Интрузивная серия: соколовско-сарбайский и ухановский* комплексы															
22	C ₁ V-S	50.71	1.51	17.30	4.61	5.90	0.29	5.85	9.73	3.31	0.78	—	0.46	0.43	17
23	C ₁ V-S	51.49	1.46	17.26	4.7	6.42	0.23	5.27	8.16	3.61	1.09	0.31	0.44	0.36	40
24	C ₁ V-S	59.20	1.36	16.91	7.51	3.28	0.14	3.12	4.61	2.31	1.56	—	0.75	0.16	8
25	C ₁ V-S	56.46	1.42	16.74	5.23	5.27	0.17	3.71	5.49	3.61	1.47	0.44	0.52	0.2	22
26	C ₁ V-S	62.32	0.57	16.08	2.03	4.25	0.54	2.64	4.67	5.15	1.76	—	0.33	0.22	6
27	C ₁ V-S	61.46	1.11	16.14	2.30	5.04	0.14	2.63	4.46	4.96	1.56	0.44	0.32	0.19	14
28	C ₁ V-S	65.53	0.69	14.69	3.37	3.59	0.07	1.73	3.49	4.39	2.45	—	0.51	0.13	15

Таблица 1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
29	C ₁ V-S	65.24	0.78	15.01	3.14	3.71	0.10	1.71	3.29	4.54	2.25	0.24	0.48	0.12	19
30	C ₁ V-S	71.98	0.38	15.33	2.33	1.92	0.18	0.89	2.08	2.99	1.69	0.23	0.58	0.08	6
31*	C ₁ V ₃ -S	52.35	1.42	17.33	4.79	6.84	0.19	4.88	7.04	3.85	1.32	—	0.43	0.32	23
32*	C ₁ V ₃ -S	55.35	1.47	16.77	4.02	6.38	0.18	4.06	6.01	4.33	1.44	—	0.40	0.27	14
33*	C ₁ V ₃ -S	60.95	1.51	16.12	2.49	5.62	0.18	2.62	4.29	4.81	1.42	—	0.32	0.19	8
34*	C ₁ V ₃ -S	64.9	1.13	16.4	2.28	4.22	0.16	1.65	2.56	5.18	1.52	—	0.36	0.13	4
Кустанийское Зауралье (Валерьяновская зона, центральная часть)															
Вулканическая серия															
35	C ₁ V-S	52.09	1.14	17.72	5.27	4.61	0.15	4.92	8.63	4.10	1.36	—	0.56	0.3	14
36	C ₁ V-S	58.04	0.74	18.11	3.10	4.39	0.17	3.90	5.80	4.00	1.74	—	0.43	0.21	22
37	C ₁ V-S	75.88	0.22	13.22	1.35	1.01	0.05	0.42	0.52	3.29	4.05	—	0.61	0.03	5
Субвулканы															
38	C ₁ V-S	51.98	1.04	18.52	5.23	4.82	0.18	4.34	9.36	3.40	1.14	—	0.55	0.29	6
39	C ₁ V-S	62.05	0.56	18.40	2.15	4.15	0.09	2.51	5.13	3.92	1.06	—	0.35	0.17	2
40	C ₁ V-S	68.00	0.38	13.90	2.95	2.25	0.05	1.34	2.71	3.98	3.94	—	0.60	0.05	2
Дайковый комплекс															
41	C ₁ V-S	55.21	0.87	16.46	3.38	4.66	0.15	3.78	8.62	5.92	0.94	—	0.44	0.35	9
42	C ₁ V-S	59.44	0.62	17.33	3.00	4.11	0.17	3.37	5.83	4.62	1.50	—	0.44	0.22	12
43	C ₁ V-S	64.73	0.59	15.39	3.19	4.12	0.12	2.04	3.74	3.15	2.93	—	0.46	0.15	5
44	C ₁ V-S	75.90	0.06	13.12	0.50	1.68	0.03	0.68	2.72	5.06	0.25	—	0.23	0.08	1
Интрузивная серия, соколовско-сарбайский комплекс															
45	C ₁ V-S	56.55	0.76	17.79	3.48	4.21	0.13	3.64	7.65	4.54	1.15	—	0.47	0.26	21
46	C ₁ V-S	60.36	0.68	16.75	2.19	3.78	0.10	2.58	7.31	4.24	1.99	—	0.38	0.24	24
47	C ₁ V-S	66.84	0.61	15.64	1.46	2.90	0.09	2.04	3.38	3.82	3.20	—	0.35	0.12	9
48	C ₁ V-S	75.57	0.19	13.33	0.78	0.51	0.03	0.18	2.38	3.76	3.27	—	0.65	0.03	3
Кустанийское Зауралье (Валерьяновская зона, южная часть)															
Интрузивная серия: соколовско-сарбайский и сулукульский* комплексы															
49	C ₁ -C ₂	50.47	1.56	16.68	3.54	7.66	0.11	5.17	10.9	3.09	0.80	—	0.33	0.53	28
50	C ₁ -C ₂	54.14	1.05	17.60	4.14	5.66	0.21	2.58	9.54	3.79	1.27	0.44	0.44	0.31	61
51	C ₁ -C ₂	65.28	0.63	16.19	1.75	2.78	0.06	2.00	4.72	4.61	1.97	—	0.41	0.15	52
52	C ₁ -C ₂	71.99	0.43	14.54	1.57	1.13	0.02	0.37	2.45	5.67	1.85	—	0.62	0.03	9
53*	C ₁ -C ₂	59.95	0.83	18.36	3.80	3.05	0.03	2.86	4.34	3.39	3.40	—	0.44	0.25	9
54*	C ₁ -C ₂	64.82	0.64	15.79	2.14	2.96	0.03	2.78	4.22	3.30	3.30	—	0.44	0.16	6

Таблица 1. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
55	C ₁ V ₂₋₃	54.20	0.88	17.14	3.34	7.02	0.15	5.18	7.47	3.70	0.83	0.10	0.33	0.4	7
56	C ₁ V ₂₋₃	57.35	0.92	16.08	4.05	6.77	0.18	3.9	4.83	4.82	1.00	0.10	0.39	0.29	16
57	C ₁ V ₂₋₃	74.57	0.25	13.19	0.34	2.59	0.04	1.14	2.08	5.23	0.51	0.05	0.12	0.12	3
58	C ₁ V _{3-s}	53.83	1.26	15.82	3.7	5.74	0.19	5.45	8.81	5.03	0.16	0.01	0.41	0.45	1
59	C ₁ V _{3-s}	56.89	0.95	16.84	3.09	7.1	0.16	3.92	5.96	4.01	0.95	0.11	0.31	0.32	8
60		56.56	0.99	16.73	3.16	6.96	0.16	4.09	6.27	4.12	0.86	0.10	0.32	0.33	9
Интрузивная серия, милотинско-михайловский комплекс															
61	C ₁ s	53.26	0.83	16.70	3.05	5.41	0.20	6.70	10.2	2.27	1.20	0.19	0.38	0.52	24
62	C ₁ s	62.53	0.78	16.40	2.41	4.31	0.13	2.25	5.63	3.26	2.06	0.23	0.37	0.18	39
63	C ₁ s	70.44	0.37	15.39	1.26	2.21	0.14	1.27	2.68	3.88	2.22	0.12	0.38	0.10	64
64	C ₁ s	76.00	0.24	12.84	1.06	1.45	0.07	0.59	1.58	3.82	2.26	0.08	0.44	0.06	47
Зауральское поднятие (Иргизская зона)															
Вулканическая серия															
65	C ₁	51.96	1.49	16.57	4.70	5.62	0.17	5.52	8.96	4.41	0.60	–	0.48	0.40	167
66	C ₁	64.40	0.72	15.72	3.71	3.01	0.15	2.44	2.70	5.46	1.68	–	0.58	0.12	17
67	C ₁	72.31	0.40	13.76	1.81	2.20	0.06	1.07	1.40	5.61	1.39	–	0.47	0.07	64
68	C ₁	74.60	0.32	12.94	1.50	1.80	0.05	0.67	1.04	5.40	1.68	–	0.48	0.05	72
69	C ₁	58.88	0.51	18.64	6.10	1.14	0.11	2.58	6.07	4.97	1	–	0.92	0.11	5
70	C ₁ V _{3-s}	54.23	0.74	20.08	7.01	1.55	0.14	3.84	6.30	4.84	1.27	–	0.89	0.13	7
Интрузивная серия: иргизский и каратауский* комплексы															
71	C ₁	52.97	1.13	16.76	3.36	5.93	0.16	6.22	9.51	3.12	0.84	–	0.38	0.49	67
72	C ₁	58.37	1.14	16.96	3.56	4.83	0.14	3.52	6.26	4.15	1.06	–	0.44	0.24	–
73	C ₁	68.06	0.61	15.29	2.53	2.35	0.06	1.17	3.02	5.24	1.57	0.10	0.55	0.07	–
74	C ₁	74.52	0.30	13.06	1.26	1.68	0.06	0.65	1.83	4.73	1.87	0.05	0.46	0.07	–
75*	C ₁	49.38	0.67	18.21	2.66	6.49	0.18	8.22	10.6	2.21	1.38	–	0.30	0.52	2
76*	C ₁	62.25	0.71	15.34	3.41	3.55	0.24	4.08	5.06	3.40	1.86	0.11	0.53	0.28	6
77*	C ₁	71.31	0.34	14.48	1.71	1.35	0.31	1.24	2.32	3.87	2.57	0.48	0.65	0.08	3

Примечание. 1–3 – по данным [25], 4–7 – по данным [8], 8–34 – по данным Я.П. Баклаева и А.М. Пумпянского [18], 35–54 – по данным [8, 18], 55–64 – по данным [8] и материалов Е.П. Шульгина по вулканитам Октябрьско-Денисовской зоны, 65–77 – по данным [18, 20, 24]. Символы (здесь и далее): Fe³⁺/Fe = Fe₂O₃/(0.9 Fe₂O₃ + FeO), мас. %; Fe²⁺/ΣFe – отношение нормативных феррических (Di + H₂O) и силикатных (Og + Ab + An) минералов по системе CIPW, мас. %. Прочерк означает отсутствие данных.

Таблица 2. Средний состав (мас. %) и нормы CIPW вулканических серий пород фундамента Тюменско-Кустанайского прогиба и сопредельных территорий

№ п/п	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ³⁺ /Fe	Fem/ ΣPI	Кол-во проб
Тюменское Зауралье (Тобольско-Убаганское поднятие, Борковская и Заводоуковская* площади)															
1	D ₂ -D ₃ fr	50.63	1.12	18.71	9.41	1.33	0.22	7.80	4.22	3.94	2.27	0.33	0.96	0.29	4
2	D ₂ -D ₃ fr	56.17	1.03	19.61	5.64	2.55	0.27	4.48	5.04	3.71	1.17	0.32	0.74	0.18	4
3	D ₂ -D ₃ fr	63.47	0.86	17.56	4.63	0.93	0.14	1.16	2.71	7.41	0.80	0.34	0.91	0.04	3
4*	D ₂ -D ₃ fr	55.32	1.09	17.61	5.17	3.66	0.19	6.02	4.42	3.88	2.29	0.34	0.63	0.26	13
5*	D ₂ -D ₃ fr	65.34	0.62	16.65	2.23	3.08	0.10	2.01	2.92	4.26	2.46	0.32	0.45	0.13	4
6*	D ₂ -D ₃ fr	71.91	0.74	14.36	1.95	1.49	0.05	1.21	0.76	3.44	3.92	0.16	0.60	0.05	3
Тюменское Зауралье, Ханты-Мансийская впадина (на северном продолжении Тюменско -Кустанайского прогиба)															
7	D ₁ -D ₂	52.96	0.61	19.45	7.44	4.11	0.22	4.63	4.85	3.71	1.72	0.30	0.69	0.19	3
8	D ₁ -D ₂	59.37	0.51	18.57	4.40	5.21	0.21	3.16	3.22	3.64	1.41	0.29	0.48	0.25	3
9	D ₁ -D ₂	66.21	0.47	15.55	2.09	3.93	0.10	2.20	2.89	3.89	2.51	0.15	0.37	0.17	5
Зауральское поднятие (Шамско-Красноленинская площадь и Октябрьско- Деиновская зона*)															
10	D ₁ -D ₂	54.24	0.90	17.01	4.84	5.59	0.17	4.74	6.93	3.31	1.97	0.30	0.49	0.32	3
11	D ₁ -D ₂	60.95	0.97	18.26		7.31	0.04	2.78	2.43	3.73	3.27	0.26		0.31	1
12*	S ₂ -D ₁	50.81	1.18	16.46	1.65	9.01	0.14	8.17	7.72	3.64	1.09	0.13	0.16	0.59	5
13*	S ₂ -D ₁	62.21	0.28	13.09	2.54	5.56	0.09	4.71	7.05	3.86	0.58	0.04	0.32	0.51	3
14*	S ₂ -D ₁	72.25	0.67	14.80	1.06	3.13	0.03	1.26	1.14	2.00	3.50	0.16	0.26	0.16	2
Курганское Зауралье (Боровская зона, Косолаповско -Гороховское поднятие)															
15	D ₃ fr	62.00	0.54	18.87	3.64	1.27	0.05	0.97	2.23	3.38	6.96	0.10	0.80	0.03	2
16	D ₃ fr	66.67	0.48	15.43	2.77	1.42	0.07	1.24	2.14	4.12	5.57	0.10	0.71	0.06	4
17	D ₃ fr	71.27	0.44	13.49	2.71	1.64	0.04	0.39	1.19	2.97	5.76	0.11	0.67	0.02	3

Примечание. 1–11 – по данным [25], 12–17 – по материалам А.М. Пумпянского.

Таблица 3. Средний состав (мас. %) и нормы CIPW вулканических серий в пострудных образованиях Тюменско-Кустанайского прогиба

№ п/п	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ³ /Fe	Fem/ΣPl	Кол-во проб
Курганское Зауралье (Боровская зона, Зверинголовская депрессия)															
1	C ₂	54.90	1.04	18.64	6.94	2.32	0.15	4.59	5.33	4.54	1.55	–	0.81	0.16	12
2	C ₂	63.98	0.59	17.05	4.82	1.54	0.09	2.03	3.86	4.15	1.89	–	0.80	0.08	7
Кустанайское Зауралье (Валерьяновская зона, Качарский комплекс)															
3	C ₂ -C ₃	54.50	1.28	17.85	6.61	2.41	0.36	5.13	5.89	4.38	1.36	0.23	0.79	0.20	5
4	C ₂ -C ₃	58.63	1.05	17.81	7.53	1.96	0.12	2.62	3.46	4.95	1.68	0.18	0.86	0.10	25
5	C ₂ -C ₃	65.68	0.62	15.01	3.99	1.57	0.17	0.36	6.02	5.91	0.66	0.00	0.77	0.03	1

Примечание. 1, 2 – по материалам А.М. Пумпянского; 3–5 – по данным [8].

Качарско-Давыдовского рудных узлов; 2) центральный, представляющий собой внутригеосинклинальное поднятие на широте Иргизского синклинария с мелкими месторождениями и рудопроявлениями магнетитовых руд; 3) южный, Приаральский, опущенный мегаблок. Последний в геологическом и металлогеническом отношении изучен слабо; имеющиеся отрывочные данные по составу вулканогенных и интрузивных пород, их структурным и текстурным признакам и геофизическим характеристикам свидетельствуют об аналогии строения этой части зоны с более северными частями Валерьяновской зоны [36]. То же самое, судя по данным В.Г. Криночкина [25], относится к самой северной части Тюменско-Кустанайского прогиба (Тюменскому прогибу по В.Г. Криночкину). Здесь, в пределах Тюменского Зауралья, осадочно-вулканогенные формации изучены на примере, главным образом, Борковской площади на широте г. Тюмень и Ханты-Мансийской впадины. Вскрытые отдельными скважинами на глубинах приблизительно 1800–2020 м, вулканогенные породы преимущественно среднего состава отнесены к андезитовой формации и сопоставляются с рудоносным комплексом Валерьяновской зоны. К сожалению, в приводимой работе отсутствуют какие-либо сведения, относящиеся к интрузивному магматизму и рудной металлогении, что безусловно связано со слабой изученностью региона в этом отношении. Геологическое строение железорудных месторождений и основные закономерности их размещения в пределах рудных полей и рудных районов наиболее полно изложены в [1–3, 8, 9, 14, 15, 18–20 и др.].

Для выяснения общих черт и специфики продуктивного магматизма в различных структурно-формационных зонах и рудных районах было статистически обработано более 1500 химических анализов пород с выделением пород основного, среднего и кислого составов, в том числе более 1200 анализов пород рудоносных магматитов (табл. 1), 65 анализов пород фундамента (табл. 2) и 149 анализов пострудных образований (табл. 3).

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ПОРОД РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные образования Тюменско-Кустанайского прогиба объединены в валерьяновскую и качарскую серии. Вулканогенная составляющая представлена преимущественно базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами и их туфами, реже более кислыми разностями, а осадочная – известняками, известковистыми туффитами, туфопесчаниками и др. Комагматичные им интрузивные породы в пределах Глубоченской и Валерьяновской зон представлены соколовско-сарбайским и ухановским комплексами; в Октябрьско-Денисовской и Иргиз-

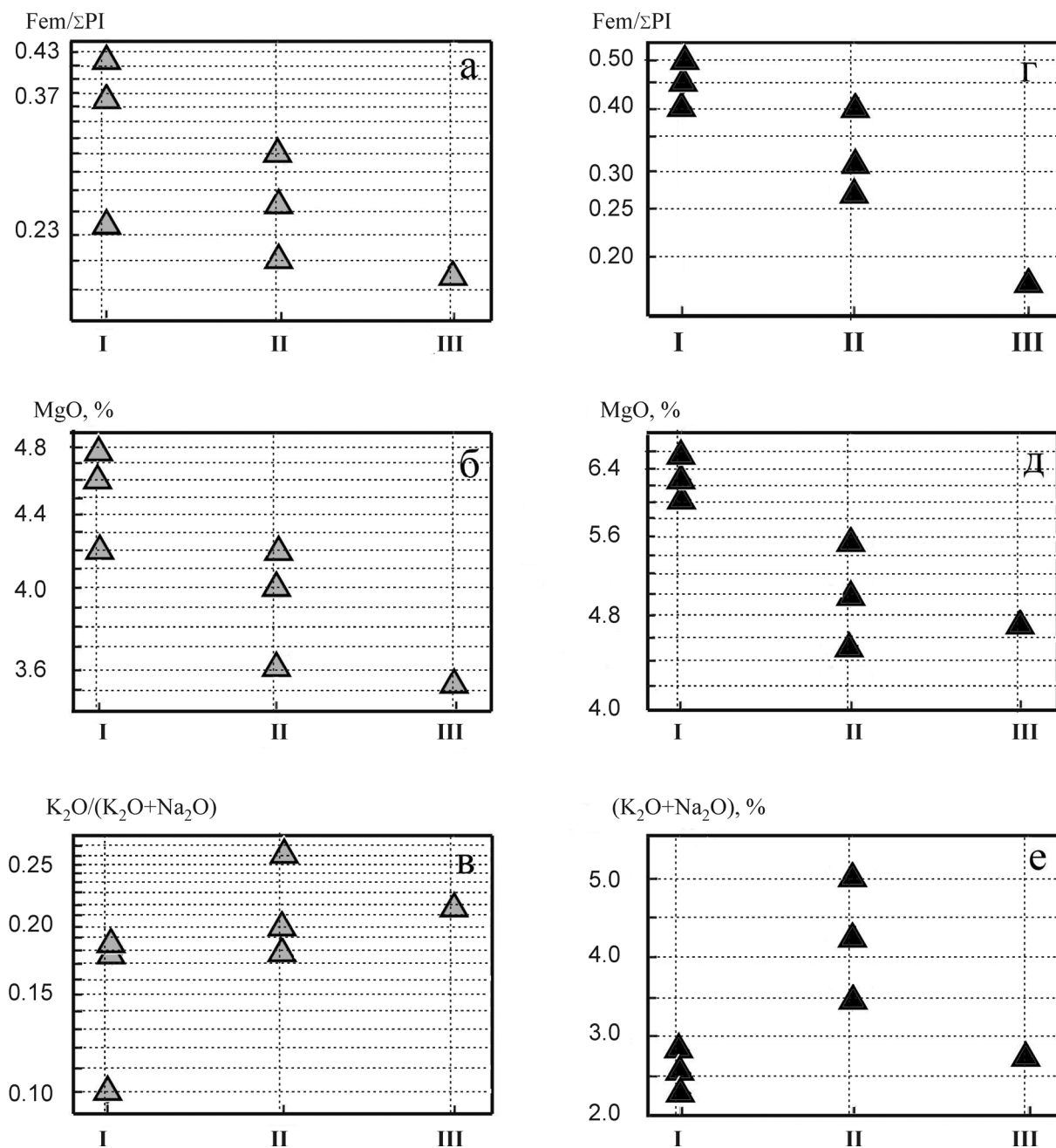


Рис. 2. Изменение фемического индекса ($\text{Fem}/\Sigma\text{PI}$), MgO и $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ в эффузивах основного состава (а, б, в), и ($\text{Fem}/\Sigma\text{PI}$), MgO и суммы щелочей в габбро (г, д, е), приведенное к $\text{SiO}_2 = 52\%$.

Структуры: I – Зауральское поднятие, II – Тюменско-Кустанайский прогиб и III – Боровская зона (для вулканитов) и Тобольско-Убаганское поднятие (для интрузивных пород).

ской зонах Зауральского поднятия – милютинско-михайловским, иргизским и др. комплексами; а в Тобольско-Убаганском поднятии – убаганским интрузивным комплексом. Химический состав их приведен в табл. 1. С целью исключения влияния летучих компонентов (H_2O , CO_2 и др.) все анализы в этой и других таблицах даны в пересчете суммы основных оксидов на 100%.

При анализе химического состава пород железоносных вулcano-плутонических ассоциаций, приуроченных к разным зонам, были выявлены совершенно определенные тенденции, заключающиеся в закономерном изменении многих петрохимических характеристик. Так, с запада на восток, от Восточно-Уральского прогиба до Тобольско-Убаганского поднятия происходит в целом увели-

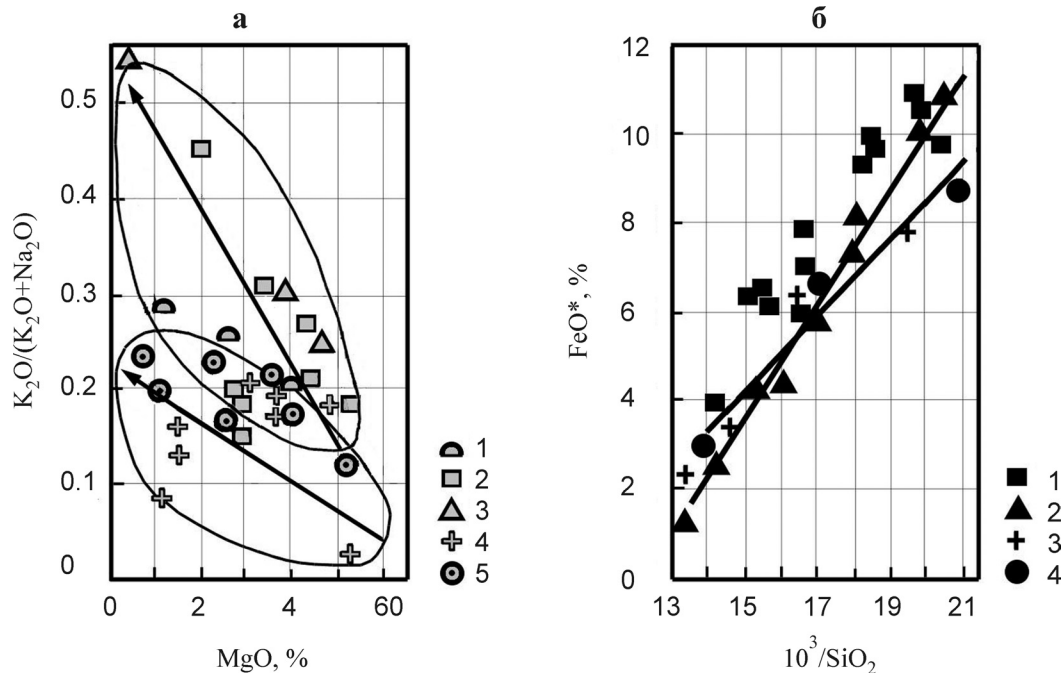


Рис. 3. Соотношение калиевого и магния в породах вулканической серии (а), и общего железа и кремнезема в интрузивных породах (б)

а – эффузивные породы: 1 – Тюменского Зауралья, 2 – Курганского Зауралья (валерьяновская и качарская серии), 3 – Кустанайского Зауралья (валерьяновская серия), 4 – Октябрьско-Денисовской зоны, 5 – Иргизской зоны; б – интрузивные комплексы: 1 – Курганского Зауралья (соколовско-сарбайский и ухановский), 2 – Кустанайского Зауралья (соколовско-сарбайский центральной и южной части Валерьяновской зоны), 3 – Октябрьско-Денисовской зоны (милютинско-михайловский), 4 – Иргизской зоны (каратауский и иргизский). На оси абсцисс SiO_2 в мас. %.

чение лейкократовости пород, что наглядно видно по изменению фемического индекса ($\text{Fem}/\Sigma\text{PI}$) на соответствующих диаграммах (рис. 2а, г). Анализ показал, что такой тренд обусловлен, главным образом, за счет уменьшения содержаний MgO (рис. 2б, д) и возрастания суммарной щелочности при относительно незакономерном распределении железа и кальция. Также обращает на себя внимание высокая магнезиальность пород интрузивной серии по сравнению с их эффузивными комагматами.

Как известно, характер распределения калия является наиболее важным показателем при интерпретации геодинамических обстановок формирования: так, в зонах субдукции калием обогащаются, как правило, тыловые зоны, тогда как в рифтогенных структурах калием, нередко совместно с натрием, обогащаются их периферические части [6 и др.]. Из анализа диаграммы (рис. 2в) следует, что с запада на восток возрастает калиево-сть в вулканитах базальтового состава. Следует заметить, что аналогичные закономерности прослеживаются и в вулканитах среднего и кислого составов, а также в отношении суммарной щелочности в породах интрузивной серии габбрового (рис. 2е) и диоритового состава.

Сопоставление средних составов вулканитов и их интрузивных аналогов, приведенных в табл. 1, показывает, что из рассматриваемых зон наиболее высокой щелочностью и калиево-стью характеризуются зоны с наиболее интенсивным железоорудением – Валерьяновская и Глубоченская. Интересной особенностью пород вулканической и интрузивной серии Валерьяновской и Глубоченской зон, в отличие от других менее рудоносных зон, таких, как Октябрьско-Денисовская и Иргизская зоны, является, как правило, более крутые тренды (рис. 3а), свидетельствующие о высоких темпах накопления калия, или, наоборот, убывания железа (рис. 3б) в процессе образования дифференцированного ряда пород.

По степени окисленности железа породы вулканической и интрузивной серий характеризуются большой разбросанностью значений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}^*$, в связи с чем, каких либо определенных закономерностей в сериях не наблюдается. Заканчивая обзор особенностей химизма пород вулканической и интрузивной серий раннекаменноугольного возраста рассматриваемых зон, можно со всей определенностью констатировать, что более рудоносные зоны по отношению к менее рудоносным заметно отличаются

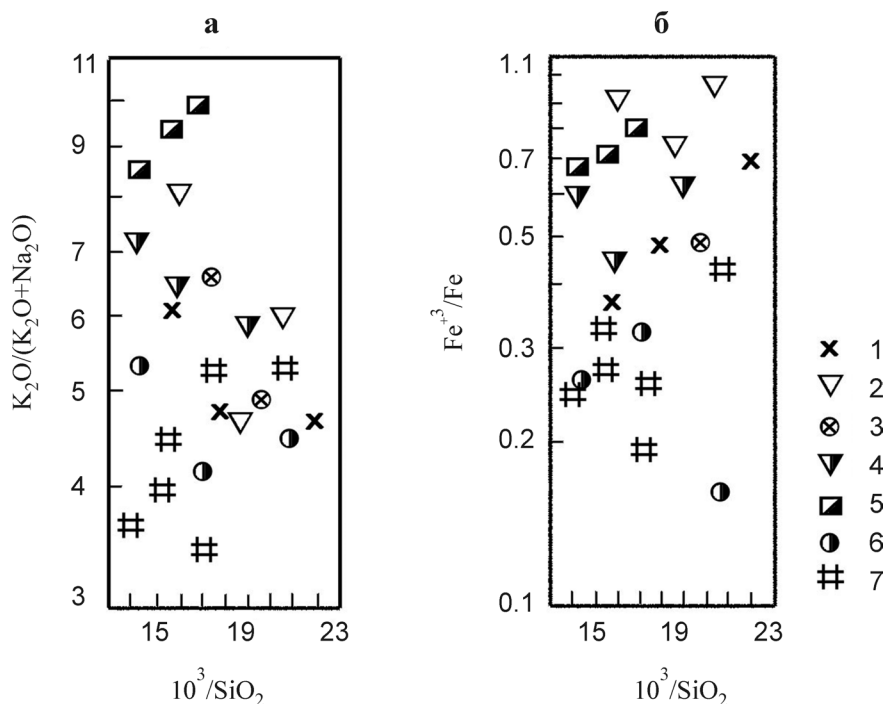


Рис. 4. Соотношение общей щелочности (а) и степени окисленности железа (б) с кремнеземом в породах фундамента.

1–6 – эффузивы (S_2 – D_3): 1 – Ханты-Мансийская впадина, 2 – Борковская площадь, 3 – Красноленинская площадь, 4 – юг Тюменской зоны, 5 – Косолаповско-Гороховская структура, 6 – Октябрьско-Денисовская зона; 7 – докембрийские гнейсы и сланцы, Красноленинская площадь. SiO_2 – в масс. %.

ся как по содержаниям петрогенных компонентов, так и их трендам, проявляя при этом латеральную зональность, заключающуюся в повышении с запада на восток в однотипных породах степени лейкократовости, в том числе и калиевости.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ПОРОД ФУНДАМЕНТА

В наиболее изученных позднегерцинских структурах Зауральского поднятия (Октябрьско-Денисовская и Иргизская зоны) складчатое основание представлено в виде средне-верхнедевонского структурного этажа, представленного мощной толщей терригенно-карбонатных пород и красноцветных вулканогенно-терригенных пород. Редко наблюдаются эффузивы и туфы основного и среднего состава [18]. В Боровской и Тобольско-Убаганской зонах преимущественным развитием пользуются породы терригенной и карбонатной формации (песчаники, алевролиты, битуминозные известняки с прослоями миндалекаменных андезитов-базальтовых порфиритов и их туфов). В табл. 2 приведены средние составы и нормативные петрохимические характеристики, главным образом, вулканитов отдельных площадей Зауральского поднятия и Тюменско-Кустанайского прогиба.

На диаграмме (рис. 4а), построенной на данным табл. 2, видно, что наибольшей щелочностью характеризуются вулканиты Косолаповско-Гороховского поднятия (Боровская зона, Курганское Зауралье), а минимальной – вулканиты, а также докембрийские гнейсы и сланцы Октябрьско-Денисовской зоны и Красноленинской площади (Зауральское поднятие). Остальные зоны – Борковская площадь (Тюменское Зауралье), Ханты-Мансийская площадь (Тюменский прогиб) и Тобольское поднятие (юг Тюменского Зауралья) занимают промежуточное положение. Аналогичная картина наблюдается в целом и для калия, за исключением пород докембрия, характеризующихся наиболее высоким отношением $K_2O/(Na_2O + K_2O)$. Из анализа распределения в этих породах железа наибольший интерес представляет степень его окисленности (Fe_2O_3/FeO^*).

На рис. 4б отчетливо видно, что наибольшая степень окисленности железа свойственна породам Тюменского и Курганского Зауралья, а минимальная – породам Октябрьско-Денисовской зоны. В связи с этим, небезынтересно отметить, что тренд пород Ханты-Мансийской впадины является своего рода осью, разделяющей породы Зауральского

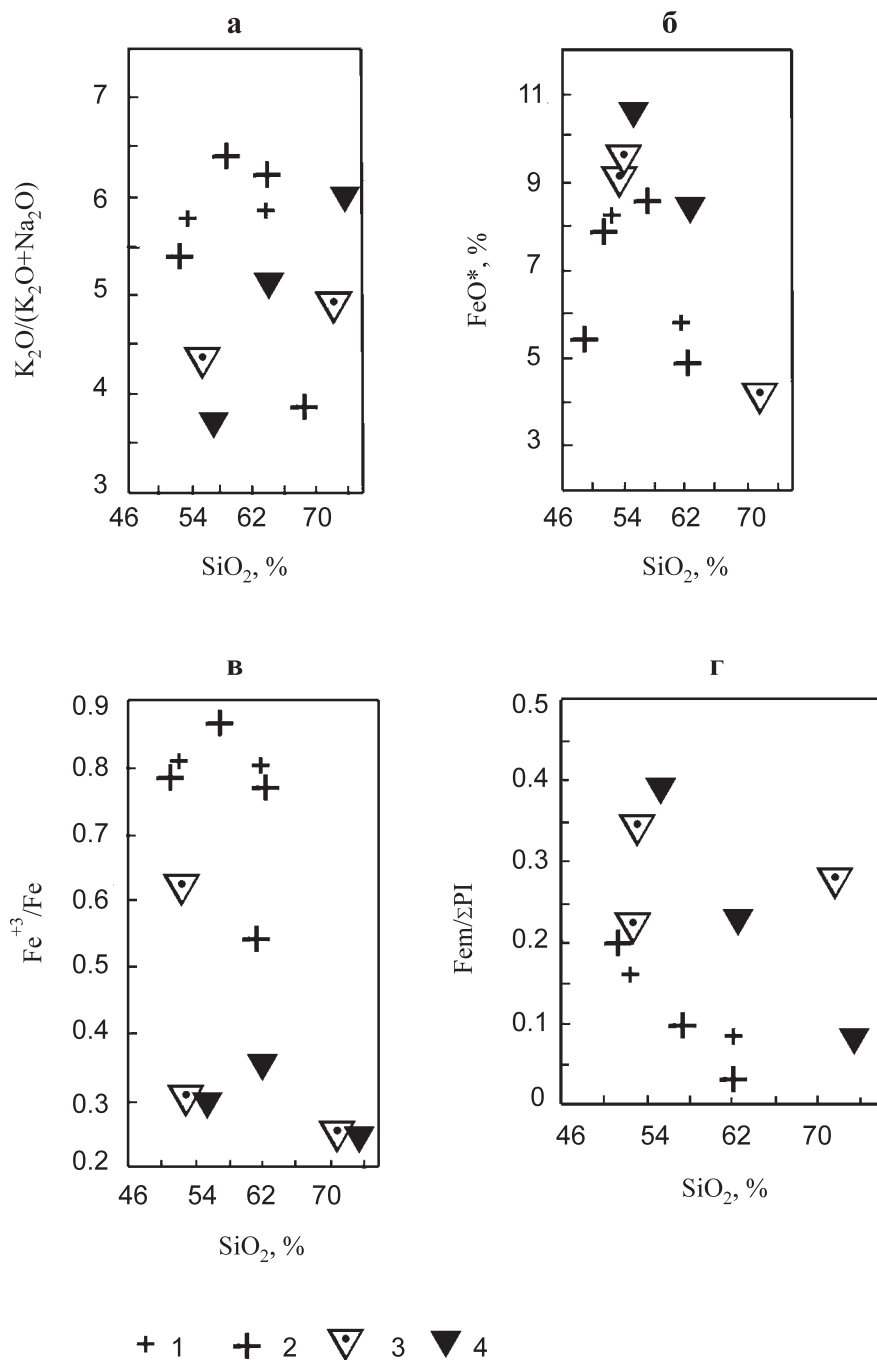


Рис. 5. Соотношение щелочности (а), общего железа (б), окисленности железа (в), фемического индекса (г) и кремнезема в породах вулканической (1–3) и интрузивной (4) серий позднепалеозойского возраста.

1 – Курганское Зауралье (звериноголовский комплекс), 2 – Кустанайское Зауралье (качарский комплекс), 3–4 – Зауральское поднятие (Октябрьско-Денисовская зона).

поднятия и Боровской и Тобольской зон. Таким образом, и в породах фундамента проявляются элементы латеральной зональности: с запада на восток происходит возрастание общей щелочности и степени окисленности железа.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОСТРУДНЫХ ПОРОД ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ

В пределах рассматриваемых структур позднепалеозойские образования принадлежат к тер-

ригенной молассовой красноцветной формации (красноцветные песчаники, конгломераты, эффузивы базальтового и андезито-базальтового состава и их туфы с прослоями известняков в Боровской зоне) [18]. В табл. 3 приведены средние составы и нормы CIPW пострудных образований железорудных зон Тюменско-Кустанайского прогиба. Анализ данных табл. 3 и построенных на их основе диаграмм (рис. 5а–в) показывает, что средние составы одинаковых по кремнекислотности пород в разных зонах характеризуются заметными различиями в содержании суммарной щелочности ($K_2O + Na_2O$). Максимальная щелочность свойственна вулканитам среднего карбона Курганского и Кустанайского Зауралья (Звериноголовская депрессия и Качарский комплекс, соответственно), а наиболее низкая – вулканитам и интрузивным породам позднего палеозоя (C_2 – P_2) Октябрьско-Денисовской зоны (рис. 5а).

На рис. 5 (б, в) показаны характер распределения общего железа и отношение Fe^{3+}/Fe . Как следует из диаграмм, здесь также проявлены четкие различия: вулканиты Глубоченской и Валерьяновской зон в отличие от однотипных пород Октябрьско-Денисовской зоны характеризуются меньшим содержанием железа при большей, однако, степени его окисленности. При этом важно подчеркнуть одну особенность, заключающуюся в том, что в пределах структурно-формационной зоны в целом происходит наследование породами вулканической и субвулканической фации глубинности особенностей химического состава пород основания (фундамента). Так, например, в Зауральском поднятии относительно низкая степень окисленности железа пород фундамента (докембрийские гнейсы и сланы в Красноленинской структуре) сохраняется в вулканитах Октябрьско-Денисовской зоны, сформированных в эпоху продуктивного на железорудное магматизма (C_1 – s) и в более поздних позднепалеозойских образованиях этой зоны. В целом также происходит наследование и кислыми вулканитами геохимических особенностей базальтов, что можно видеть на вышеприведенных диаграммах. Большая лейкократовость пород железорудных зон в целом сохраняется и на пострудном этапе, что видно, например, на рис. 5д.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из анализа приведенных данных следует, что в пределах отдельных зон наблюдаются явные признаки унаследованного развития. Сопоставление средних составов пород Зауральского поднятия со всей очевидностью свидетельствует о том, что здесь в широком возрастном интервале (от докембрия до позднего палеозоя) особенности состава пород фундамента накладывают отпечаток на химический состав более молодых вулканогенных образований. Так, например, нижнекаменноугольные вул-

каниты Октябрьско-Денисовской зоны наследуют от докембрийских пород фундамента пониженную общую щелочность и повышенную общую железистость (FeO^*), вплоть до сохранения пониженной степени окисленности железа (Fe^{3+}/Fe) в составе вулканитов и их интрузивных комагматов. Низкая степень окисленности железа, по всей вероятности, свидетельствует о существовании в верхней мантии в пределах Зауральского поднятия зон с низкими значениями fO_2 , то есть, о сохранении восстановительных условий на протяжении длительного геологического времени. Повышенная же степень окисленности железа в пределах железорудных зон Тюменско-Кустанайского прогиба может быть объяснена их формированием под влиянием более окисленных мантийных флюидных потоков. Влияние летучих на геофизические характеристики мантийного субстрата и латеральные вариации окислительно-восстановительного состояния, сохраняющегося в течение геологического времени, обсуждаются во многих работах, например [38 и др.].

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по химическому составу вулканитов пород основания (фундамента) главных железорудных зон, несмотря на его недостаточность, все же позволяет судить о наличии и здесь явлений унаследованности химического состава вулканитов продуктивных формаций от состава пород основания. Это хорошо видно на примере вулканитов Курганского и Тюменского Зауралья.

Таким образом, изложенный фактический материал и результаты анализа полученных данных, позволяют прийти к заключению о том, что наблюдаемая унаследованность в развитии магматизма, вероятнее всего, обусловлена инерционностью физического состояния и геохимической специализацией мантии. Аналогичный вывод ранее был сделан Г.Б. Ферштатером на примере изучения строения и состава интрузивных комплексов в других структурно-формационных зонах Урала: *“...магматизм Урала обладает ясно выраженным консерватизмом, который проявляется не только в ... стабильности эндогенного режима определенных структурно-формационных зон, но и в совмещенности на ограниченной площади (в пределах массивов) магматических проявлений крупных геологических этапов продолжительностью 40–100 млн. лет”* [36, стр. 216]. Верхняя мантия, в зависимости от степени дифференциации субстрата, характеризуется, по-видимому, различной рудной специализацией. Так, к Зауральскому поднятию приурочены месторождения и рудопроявления железа, меди, хрома, золота и др., а к Тюменско-Кустанайскому прогибу – крупные и уникальные по запасам руд месторождения магнетитовых руд, определяющие металлогенеский профиль региона. С преимущественно салическим магматизмом более восточных казахстанских структур, связано

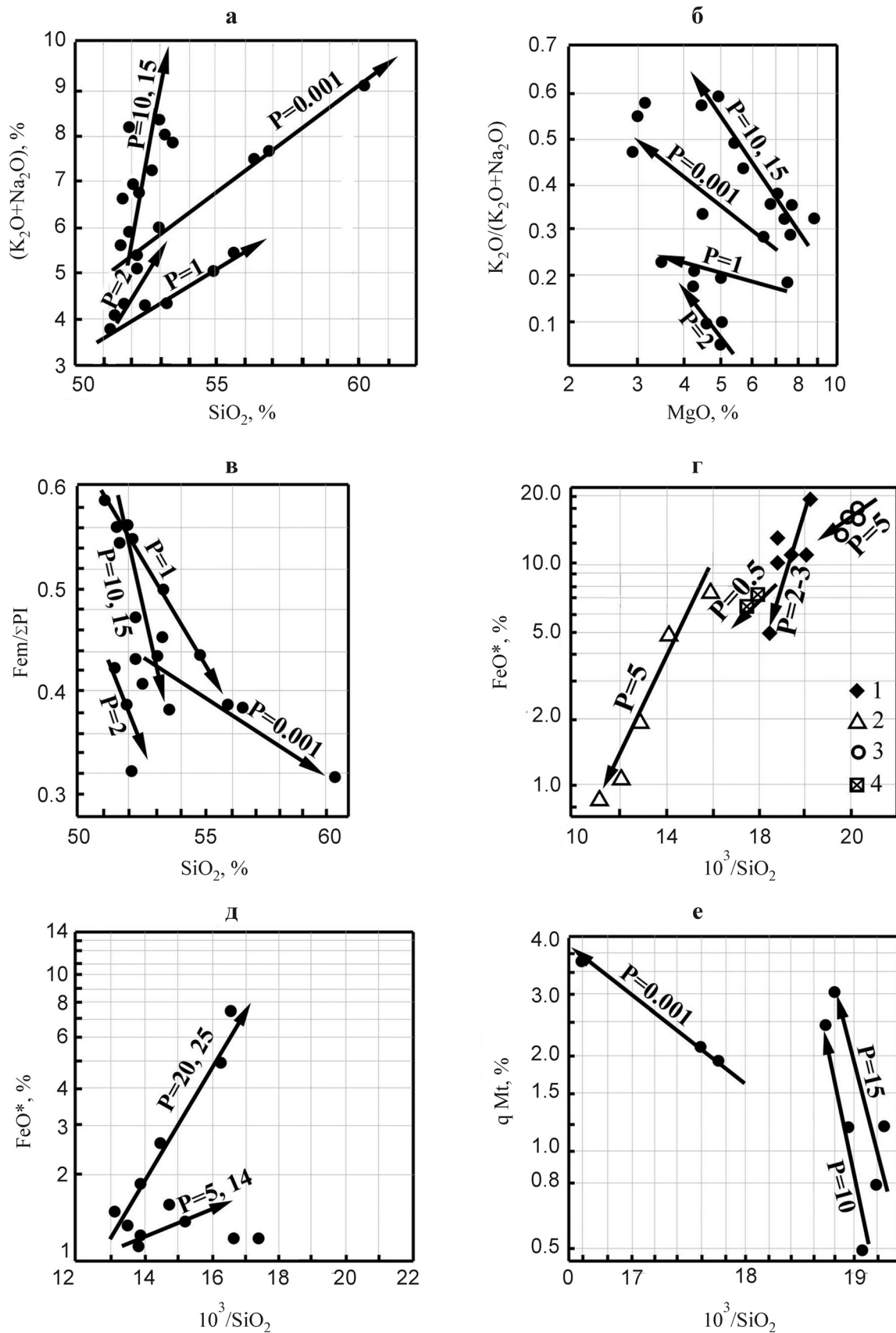


Рис. 6. Соотношение петрогенных компонентов и некоторых петрохимических характеристик с кремнеземом и магнием в экспериментальных системах. На рис. г, д, е – SiO_2 в мас. %. Объяснения в тексте.

редкометальное и золотое оруденение [8, 26 и др]. Вероятно, такое зональное распределение концентраций различных металлов в верхних горизонтах земной коры предопределяется местами пересечения глубинных ("зачаточных", по И.Н. Говорову [11]) геохимических аномалий сейсмофокальной зоной. Ясно, что зоны с интенсивной рудонасыщенностью, такие, как Валерьяновская, Глубоченская и др., должны формироваться в условиях стабильного геодинамического режима и интенсивного поступления рудообразующих флюидов из глубинных частей мантии.

С точки зрения причинно-следственных отношений между магматизмом и оруденением большой интерес представляет анализ соответствующих экспериментальных данных, посвященных влиянию давления, степени плавления и щелочности плавящегося субстрата на состав образующихся расплавов и поведение рудных компонентов в процессе дифференциации магматических расплавов.

На рис. 6 (а, б) по данным экспериментов [40, 42] показаны изменение концентрации щелочей и калиевого в остаточных расплавах в процессе их дифференциации при различном давлении.

На диаграммах (рис. 6а–в, д) показано изменение остаточного расплава, цифрами указано давление в кбар; на диаграмме рис. 6г показано изменение содержания железа в остаточных расплавах (1, 3), флюидной фазе (2) и породах (4) при различном давлении (1, 2 – по данным [12]; 3 – по данным [23]; 4 – по данным [41]); на диаграмме рис. 6д – то же, по данным [39]; на диаграмме рис. 6е показан тренд накопления рудной фазы (титаномагнетит), при фракционировании базальтового расплава при различном давлении, кбар, по данным [40].

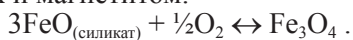
Как видно из диаграмм, характерными чертами процессов фракционирования остаточных расплавов являются различные темпы накопления щелочных металлов по отношению к главным компонентам расплава (SiO_2 и MgO); причем при повышенных давлениях наблюдаются более крутые их тренды. Как показал анализ, эта особенность процессов фракционирования при разных давлениях имеет общее значение, что видно по трендам изменения фемического индекса $\text{Fem}/\Sigma\text{PI}$ (рис. 6в). Естественно, для наших целей большой интерес представляет характер поведения железа в зависимости от давления, степени плавления субстрата и состава флюида, взаимодействующего с расплавом (рис. 6г, д). Как видно на этих диаграммах, при повышенных давлениях железо характеризуется более крутым трендом в самых различных петрогенетических процессах. Таким образом, применительно к природным сериям, мы вправе предполагать, что вулканические или интрузивные породы, являющиеся продуктами эволюции более глубинных флюидсодержащих магматических очагов, должны в общем случае характеризоваться более крутыми

трендами, вне зависимости от различия в процессах их петрогенезиса (степени фракционирования, состава флюидной фазы или степени плавления). Наиболее важным с точки зрения петро-рудогенеза является вывод о том, что фракционирование базальтоидного расплава при более высоком давлении (или в более глубинных условиях) приводит к более раннему выделению (образованию) и более быстрому темпу накопления рудной фазы. Таким образом, образование рудной фазы при меньшем давлении (или на малых глубинах) будет происходить на более поздней стадии процесса фракционирования расплава и с более медленным накоплением рудной фазы. Совершенно очевидно, что в природных условиях образование бедновкрапленного оруденения с содержанием минерализации $\approx 25\%$ может быть достигнуто лишь в глубинных условиях при весьма высоком давлении за счет фракционирования основного расплава с образованием остаточного расплава андезитового или андезибазальтового состава (рис. 6е). Фракционирование же на малых глубинах, как следует из анализа диаграммы, не может привести к образованию сколько-нибудь значительного вкрапленного оруденения.

В более глубинных условиях (с увеличением флюидного давления и насыщенности расплавов летучими, особенно хлором) флюидно-магматическое взаимодействие должно сопровождаться и более интенсивным выносом железа флюидной фазой из расплава или пород, способствуя тем самым уменьшению железистости, т.е. повышению лейкократовости рудоносных магматитов. Следовательно, рудовмещающие породы вулканической серии в зонах с интенсивным железоруденением должны характеризоваться в принципе большей лейкократовостью, в том числе калиевостью, что неоднократно отмечалось в литературе [29, 30 и др.]. В связи с этим, следует подчеркнуть, что близкий по глубинности, преимущественно гипабиссальный уровень формирования интрузивных коагматов в железорудных зонах, естественно не мог существенно отразиться на химическом составе и трендах их дифференциации. Это и приводит к слабой их различимости и практическому отсутствию коррелируемости с масштабами оруденения, в отличие от коагматических пород вулканических серий.

Особый интерес для наших целей представляет выяснение характера поведения степени окисленности железа (Fe^{3+}/Fe) в породах в сопоставлении с экспериментальными данными. В экспериментальных расплавах наблюдается прямая зависимость степени окисленности железа от концентрации щелочных металлов (Na, K) в силикатных расплавах [27]. Полученные нами результаты в этом отношении в целом не противоречат экспериментальным данным. В природных условиях на глубинах магмообразования основными факторами, контролирующими соотношение (Fe^{3+}/Fe) в породах или

расплавах безусловно являются, главным образом, режим водного флюида и кислорода (fO_2). Увеличение степени “обводненности” расплавов в глубинных условиях должно способствовать, в соответствии с экспериментами, возрастанию и степени окисленности железа, поскольку fO_2 воды при PT -параметрах, соответствующих магматическим процессам, несколько выше, чем это требуется для равновесной реакции между двухвалентным железом в силикатах и магнетитом:



Влиянием этих факторов, на наш взгляд, и обусловлена геохимическая специализация глубинных флюидов и магм в пределах Тюменско-Кустанайского прогиба. Таким образом, положительная корреляция степени окисленности железа с калиевостью пород свидетельствует и об интенсификации флюидного режима в зоне Главного рудного пояса, наглядным подтверждением которого служат обширные зоны хлоридно-щелочного метасоматоза на месторождениях данного пояса [10, 18, 19 и др.]. Ранее нами было неоднократно показано, что крупные и суперкрупные (уникальные) по запасам магнетитовых руд месторождения Тюменско-Кустанайского прогиба, приуроченные к вулканоплутоническим комплексам, характеризуются, как правило, повышенной концентрацией калия в рудовмещающих вулканитах и хлора в околорудных скаполитовых метасоматитах. Железорудные месторождения скарновой формации возникают в вулканоплутонических структурах, в которых создаются наиболее благоприятные условия для осуществления процессов взаимодействия сквозьмагматических флюидов и базальтоидных расплавов, способствующие наиболее глубокой своего рода “пропарке” протяженной по вертикали расслоенной флюидно-магматической колонны. Вся эта колонна является источником рудообразующих флюидов и рудного вещества; в этом случае становится более понятной пространственная приуроченность месторождений к вулканоплутоническим структурам и хорошо известный соответствие между масштабами месторождений и мощностью рудовмещающих эффузивов. При палеогеодинамических реконструкциях, как было отмечено выше, при характеристике современных зон субдукции исследователи обращаются преимущественно к закономерностям распределения калия. Считается, что латеральный тренд калия в большинстве своем однозначно определяет ориентировку зоны субдукции, хотя это мнение разделяется не всеми исследователями [6]. С этой точки зрения, эмпирические данные по распределению калия в вулканитах нижнекаменноугольного возраста в пределах рассматриваемых структур должны свидетельствовать о падении зоны субдукции с запада на восток. Поэтому, если связывать генерацию магм с зоной субдукции, мы вправе предполагать, в отличие от большинства исследователей

[17, 35 и др.], восточное, а не западное погружение субдукции Валерьяновской зоны. Такому выводу соответствуют и представления ряда геологов [20] о влиянии горизонтальных движений с востока на запад в образовании линейных складчатых структур в пределах южной части Урала и северо-западного фланга Казахстанской складчатой области (Улутау-Кокчетавского мегантиклинория), а также и тенденция омоложения возраста магматизма в восточном направлении [8]. О существовании падающей на восток зоны субдукции и островодужного характера магматизма предполагал ранее О.К. Ксенофонов. По его мнению, магматиты Валерьяновской зоны также были “причинно связаны с генерацией магмы в ранне-среднекаменноугольной зоне Беньофа, погружающейся под Казахстанский континент” [26, стр. 11].

По [6] “...состав плавящегося субстрата и, следовательно, положение магмогенерирующего слоя” отражаются, главным образом, в поведении магния и железа. По их оценке, породы фронтальных областей зоны субдукции обычно характеризуются максимальными содержаниями магния и кальция, а тыловые области сложены, как правило, породами с более высокой железистостью. С этих позиций (см. рис. 2б, в) эмпирические данные также свидетельствуют о “восточном” геохимическом тренде, то есть Боровская и Тобольско-Убаганская зоны являются, таким образом, тыловыми областями зоны субдукции (если таковая существовала в каменноугольное время). Дело в том, что хотя и необязательно связывать генерацию магмы именно с зонами субдукции [6, 22 и др.] большинство исследователей подчеркивают важность глубины отделения магмы от исходного субстрата в промежуточных камерах, влияющих на тип и состав расплава. Действительно, полученные эмпирические тренды могут быть обусловлены увеличением глубины области магмообразования и генерации рудообразующих флюидов. Из диаграмм (рис. 6) совершенно очевидно, что фракционирование расплавов как в “сухих” условиях, так и при флюидно-магматическом взаимодействии в глубинных условиях ($P = 5 \div 15$ кбар) приводит к образованию более крутых трендов по сравнению с менее глубинными ($P \leq 3$ кбар). Таким образом, “крутизна” петрологических трендов является одним из важных критериев относительной глубины нахождения промежуточного очага, где происходит отделение дифференцирующейся магмы. На это обстоятельство ранее не обращалось внимания и, насколько нам известно, указывается впервые. Если обратиться к приведенным выше диаграммам, то увидим, что магматиты Главного рудного пояса Тюменско-Кустанайского прогиба по этим показателям безусловно соответствуют производным более глубинных условий по сравнению с однотипными сериями пород Западного рудного пояса.

В заключение следует подчеркнуть, что Валерьяновский вулcano-плутонический пояс Тюменско-Кустанайского прогиба по интенсивности процессов железоруднения не имеет аналогов. Одно только Качарское месторождение по запасам руд (более 2 млрд. т) превышает запасы руд всех наиболее крупных уральских месторождений (Гороблагодатское, Высокогорское, Естюнинское и Магнитогорское), суммарные запасы которых составляют около 1.5 млрд. т. В литературе причина такой металлогенической специализации обычно не обсуждается, и поэтому остается невыясненной. На основе закономерностей распределения когерентных элементов (Cr, Ni, V, Co и др.) автором был сделан вывод о том, что родоначальные магмы продуктивных комплексов являются вторичными, претерпевшими глубокую дифференциацию в глубинных условиях (промежуточных очагах): чем в большей степени подверглась фракционированию исходная магма, тем большей потенциальной продуктивностью должны характеризоваться комплексы железорудных зон [32]. Возможно, что интенсивность железоруднения обусловлена также процессами дифференциации, происходящими в верхней мантии на границе крупных структур. В свое время [34] было обращено внимание на то, что по геофизическим данным в Тургайской зоне по сравнению с менее рудонасыщенными зонами Урала (Тагильской, Магнитогорской) на глубинах 80–250 км фиксируется блок “расслоенной” мантии мощностью более 100 км. В последних же аналогичный блок отмечается на глубинах 95–140 км и имеет меньшую мощность (30–70 км). О существовании латеральной зональности глубинных горизонтов земной коры и верхней мантии в пограничной зоне Урала и Казахстанского континента, вероятно, свидетельствуют также особенности состава гипербазитов. Так, анализ литературных данных по гипербазитам юго-западной части Тургайского прогиба [13, 20] показал, что в пределах рассматриваемой территории в восточном направлении возрастает железистость ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$) и марганцовистость (MnO) гипербазитов, сопровождающихся уменьшением в них содержаний SiO_2 , MgO и Cr_2O_3 . Если эти породы имеют реститогенную природу, то это означает, что верхняя мантия, залегающая в пределах Тюменско-Кустанайского прогиба и Зауральского поднятия, характеризуется разной степенью плавления, различными окислительно-восстановительным и флюидным режимами, то есть, эти данные, свидетельствуют об уменьшении с запада (Зауральское поднятие) на восток (Тюменско-Кустанайский прогиб) степени деплетированности верхней мантии.

ВЫВОДЫ

1. Латеральная зональность. Особенности ранне-среднекаменноугольного продуктивного магма-

тизма и сопряженного с ним эндогенного железоруднения в пределах рассматриваемой территории проявлены в латеральной зональности. Так, в среднем составе однотипных пород вулканитов и их интрузивных комагматов с запада на восток возрастают интенсивность железоруднения, щелочность, в том числе и калиевоcть, степень окисленности железа, с соответствующим уменьшением в них магнезиальности и фемичности. Высокая рудонасыщенность Валерьяновской и Глубоченской зон Тюменско-Кустанайского прогиба связана с процессами интенсивного флюидно-магматического взаимодействия в глубинных условиях. Существенно железоносными являются лишь некоторые части подкоровых слоев земной коры, в основном в зонах повышенной активности, преимущественно на границах крупных блоков (герцинид Урала и каледонид Казахстана).

2. Унаследованность. Петро-геохимическая специализация пород фундамента, вулканитов и комагматических им интрузивных пород продуктивного комплекса, а также пострудных образований Зауральского поднятия (пониженная щелочность, низкая степень окисленности железа и др.) и Тюменско-Кустанайского прогиба (повышенные калиевоcть и степень окисленности железа, лейкократовость и др.) обусловлены, по-видимому, унаследованным развитием (консервативным физическим состоянием) и геохимической специализацией верхней мантии, в пределах которой происходили процессы плавления. В каждой из этих структур на протяжении весьма длительного времени (≈ 30 –70 млн. лет) в процессе эволюции магматизма сохраняется петрохимический облик магматических пород, что отражается в целом ряде петрохимических параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баклаев Я.П. Контактво-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). М.: Наука, 1973. 230 с.
2. Бекмухаметов А.Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата: Изд-во “Наука Казах. ССР”, 1970. 205 с.
3. Бекмухаметов А.Е. Магматогенные железорудные формации. М.: Недра, 1987. 213 с.
4. Бекмухаметов А.Е. Новые данные по классификации и геодинамике становления железорудных месторождений Торгайского прогиба // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn...). XI Чтения памяти А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2005. С. 3–11.
5. Беляшов Н.М. Полигенные месторождения магнетитовых руд в Тургае. Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. М., 1978. 41 с.
6. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований). Л.: Недра, 1989. 278 с.

7. Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. М.: Недра, 1994. 301 с.
8. Геология СССР. Т. XXXIV. **Тургайский прогиб**. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра, 1971. 312 с.
9. Геология СССР. Том XXXIV. **Тургайский прогиб**. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1975. 304 с.
10. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. 269 с.
11. *Говоров И.Н.* Сейсмофокальные зоны как рудоконцентрирующие структуры // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 195–208.
12. *Горбачев Н.С., Каширцева Г.А.* Флюидно-магматическая дифференциация базальтовых магм и магматическое сульфидообразование // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 98–119.
13. *Горяев С.М., Кузнецов И.И.* Состав, условия размещения и возраст гипербазитов юго-западной части Тургайского прогиба // Геология, металлогения и вещественный состав руд черных металлов Казахстана. Вып. 1. Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа, 1977. С. 88–92.
14. *Дымкин А.М.* Контактво-метасоматические месторождения южной части главной рудной полосы Тургай. Новосибирск: Наука, 1962. 238 с.
15. *Дымкин А.М.* Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургай. Новосибирск: Наука, 1966. 167 с.
16. *Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В., Полтавец З.И.* Скарново-магнетитовая система // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука. 1990. С.119–177.
17. *Егоров А.С., Чистяков Д.Н.* Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 101–119.
18. Железорудные формации Зауралья (северная часть Тургайского прогиба). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 224 с.
19. Железорудные формации Зауралья (средняя и южная части Тургайского прогиба). Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 256 с.
20. Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата: КазИМС, 1968. 293 с.
21. *Ивлев А.И.* Закономерное укрупнение последовательных генераций магнетита Тургайских скарново-магнетитовых месторождений как отражение условий их образования // Эндогенное оруденение в подвижных поясах (XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 253–255.
22. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
23. *Конников Э.Г.* Взаимодействие флюида с базальтовым расплавом и источники щелочей в трансмагматических потоках // Магма и магматические флюиды. Тез. докл. второго рабочего совещ. Черногловка: ИЭМ АН СССР, 1985. С. 97–99.
24. *Костик Г.А.* Магматические формации Прииргизья // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1975. С. 3–14.
25. *Криночкин В.Г.* Формации палеозоя и триаса Западно-Сибирской плиты (Юго-Западные районы) // Дис... канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 1986. 232 с.
26. *Ксенофонтов О.К.* Магматические формации области сочленения Урала и Казахстана и их металлогеническая специализация // Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Свердловск, 1982. 37 с.
27. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
28. *Овчинников Л.Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформарк, 1998. 412 с.
29. *Полтавец З.И., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В.* Поисково-прогнозные критерии скарново-магнетитового оруденения. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 66 с.
30. *Полтавец Ю.А., Полтавец З.И.* О связи петро-геохимических особенностей пород и руд с масштабами оруденения на месторождениях Валерьяновской зоны // “Топорковские чтения”: Междунар. научная горно-геол. конф. Выпуск IV. Республика Казахстан, г. Рудный, 1999. С. 121–127.
31. *Полтавец Ю.А., Полтавец З.И.* Рудно-магматические системы и принципы выделения потенциально железоносных площадей // 27 МК. Тез. докл. Т. 6. М.: Наука, 1984. С. 251–253.
32. *Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С.* Проблемы связи магматизма, метасоматизма и рудообразования (на примере скарновых месторождений железа и меди на Урале) // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn...). **Мат-лы науч. конф. XI Чтения А.Н. Заварицкого**. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2005. С. 72–80.
33. *Поротов Г.С.* Связь магнетитовых месторождений Тургайского прогиба с палеовулканическими постройками // Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 25–34.
34. *Поротов Г.С.* Геологические основы прогнозирования и комплексной оценки скарново-магнетитовых месторождений Тургайского прогиба // Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Л., 1984. 41 с.
35. *Пучков В.Н.* Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1. С. 28–39.
36. Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана / А.А. Абдулин, Б.С. Цирельсон, В.А. Быкадоров и др. Алма-Ата: “Наука” КазССР, 1976. 238 с.
37. *Ферштатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
38. Флюиды и геодинамика. Мат-лы Всерос. симпоз. “Глубинные флюиды”. М.: Наука, 2006. 283 с.
39. *Ходаревская Л.И., Жариков В.А.* Экспериментальное изучение плавления амфиболитов в связи с проблемами генезиса тоналит-трондьемитовых магматических серий // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998. С. 11–31.
40. *Meen J.K.* Elevation of potassium content of basaltic magma by fractional crystallization: The effect of pressure // Contrib. Miner. Petrol. 1990. V.104. № 3. P. 309–321.
41. *Rosenbauer R.J., Bischoff J.L., Radtke A.S.* Hydrothermal alteration of graywacke and basalt by 4 Molal NaCl // Econ. Geol. 1983. V. 78. № 8. P. 1701–1710.
42. *Sisson T.W., Grove T.L.* Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts // Contrib. Miner. Petrol. 1993. V. 113. № 2. P. 167–184.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Tyumen-Kustanai trough: The magmatism and metallogeny features

Yu. A. Poltavets

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The petrochemical features of the volcanic and intrusive rocks in the Tyumen-Kustanai and Trans-Uralian ore-bearing structures are considered in the paper. The Lower Carboniferous magmatic complexes determined the famous iron productivity of the region were the main subject of study. The experimental data allowed to estimate some physical and chemical parameters in petrochemical image of magmatic associations were used in the work. The data testifying the petrochemical lateral zonation (from the west to east) and geochemical inheritance during the region development are shown.

Key words: *volcano-plutonic magmatism, petrochemistry, lateral zonation, geochemical inheritance, Tyumen-Kustanai trough.*