

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ВНЕ СКАРНОВЫХ ТЕЛ НА ПРОМЕЖУТОЧНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ТУРЬИНСКИЕ РУДНИКИ)

А.И. Грабежев, В.Г. Гмыра, В.Г. Вигорова, Г.В. Пальгуева

Алюмосиликатные породы, вмещающие скарновые тела на скарново-магнетитовых и медно-скарновых месторождениях Урала, обычно в той или иной степени гидротермально изменены [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Полтавец, Полтавец, 1978 и др.]. Генетическое положение таких метасоматитов в схеме скарнообразования остается достаточно дискуссионным, хотя представляет существенный интерес для познания источника вещества в скарнообразующем процессе и металлогенического прогнозирования. Некоторые новые данные получены нами для Промежуточного месторождения, находящегося между хорошо известными Богословским и Башмаковским месторождениями в южной части Турьинского магнетит-медно-скарнового рудного поля (Северный Урал). Новые материалы по строению месторождения и аналитические данные приведены в [Грабежев и др., 2006].

В кварцевых диоритах мелких массивов и особенно в андезитоидных вулканитах рудного поля почти повсеместно наблюдаются пропилитовые ассоциации, представленные переменным количеством альбита, хлорита, клиноцоизита, тремолита, кальцита. Иногда, особен-

но в северной части, к ним присоединяется серицит. Рассмотрение имеющихся литературных и наших анализов гранитоидов Турьинского рудного поля свидетельствует о значительном разбросе фигуративных точек относительно типовых магматических трендов на диаграммах $\text{SiO}_2\text{-FeO}'$, CaO , MgO . Это свидетельствует о метасоматическом преобразовании пород и возможности некоторой миграции данных компонентов. Так на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-FeO}'$ четко выделяются два тренда жильных габброидов (рис. 1,а). Верхний тренд близок к полю анализов гранитоидов малых интрузий Турьинского рудного поля и Ауэрбаховского массива, отвечая типовой зависимости между компонентами в минимально измененных гранитоидах. Нижний тренд, соответствующий пробам с пониженным содержанием железа, явно отвечает анализам гидротермально измененных жильных пород. Близкая картина фиксируется на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ (рис. 1, б). При этом зависимости между содержаниями железа и кальция не наблюдается, то есть происходила независимая миграция этих компонентов. По содержаниям Mg , Si , Al , Na , K измененные (с низкими содержаниями железа или кальция) и

неизмененные жильные габброиды не отличаются. Заметный привнос калия в связи с серицитизацией гранитоидов (1,5-2,5 мас. % K_2O), наблюдающийся иногда в северной части рудного поля, также не сопровождается синхронным изменением содержаний других компонентов. Таким образом, возможно, преобразование пород происходило в связи с несколькими гидротермальными процессами, в том числе имеющими отношение к скарнированию. Пропилитизация связывалась Д.С. Коржинским с послерудным региональным метаморфизмом. Неясно и возрастное положение серицитизации. Ранее она ассоциировалась Д.С. Коржинским [1948] с региональным метаморфизмом, однако в настоящее время нельзя исключать ее связь с формированием медно-порфировой минерализации, недавно установленной вблизи северной границы рудного поля.

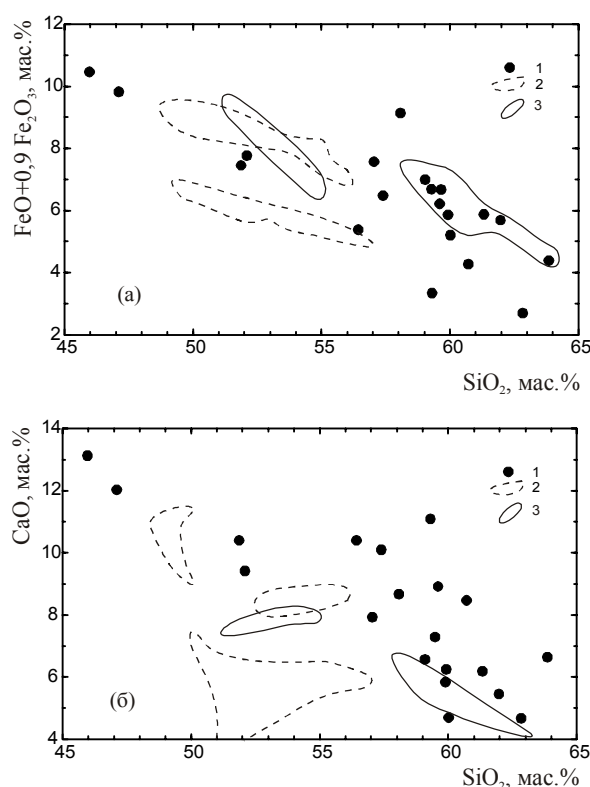


Рис. 1. Соотношение некоторых компонентов в гранитоидах Турьинского рудного поля и Ауэрбаховского массива.

1 – габбро, диориты и кварцевые диориты малых интрузий Турьинского рудного поля; 2 – поля составов жильных габброидов и габбро-диоритов Турьинского рудного поля (40 ан.); 3 – гранитоиды Ауэрбаховского массива (20 ан.). По данным [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Норштейн, 1962 и др.] и авторов.

Нами слабая пропилитизация фиксировалась только в диоритовых массивах и андезитоидах по скважинам в пределах Промежуточного месторождения (рис. 2). Другие участки рудного поля в настоящее время в основном недоступны для изучения. В вулканических и жильных породах рассматриваемого месторождения иногда наблюдаются прожилковидные зоны мощностью от долей мм до 10-15 см, содержащие пренит. Макроскопически пренитизированные породы выглядят как участки осветления исходных серо-зеленых пород. Пренит представлен тонкозернистыми агрегатами, сегрегациями крупных чешуек или полусферолитов. Встречаются также пойкилобласты пренита длиной до 5-6 мм. Иногда пренит наблюдается в ассоциации с кальцитом. В скв. 2001/2 на гл. 80 м в альбитизированном диабазе встречен пренит-томпсонитовый прожилок. Томпсонит в виде таблиц размером 0,06-0,15 мм составляет центральную часть прожилка, а призмы пренита – его периферию.

По петрогеохимическим особенностям наиболее близки к скарнированию зоны осветления мощностью от первых сантиметров до 2-8 м, наблюдающиеся во внутрирудных и, возможно, послерудных дайках габброидов по скв. 2000/4. Эти дайки габбро-диоритовых порфиров и диабазов секут скарновую зону Промежуточного месторождения. Зоны осветления изредка пересекаются сульфидсодержащими трещинными зонками, т.е. возможно являются дорудными. Внутрирудный возраст габброидных даек ранее обосновывался В.Ф. Чернышевым [1960] и Г.Ш. Норштейном [1962], в то время как Д.С. Коржинский [1948] считал их послерудными. Нами детально рассмотрено два разреза. В первом из них исходная порода представлена жильным диабазом (гл. 285 м, табл. 1), который состоит из лейстового (0,1-1,5 мм, обычно 0,5-0,7 мм) пелитизированным, часто зональным плагиоклазом № 40-52, пироксеном и бесцветным или зеленым амфиболом. Наблюдается много непрозрачного минерала (магнетит, лимонит, гематит) и единичные зерна крупного пирита. При осветлении жильного диабаза (гл. 286 м) происходит замещение амфибола пироксеном, альбитизация плагиоклаза, а также растворение магнетита и частичное разложение темноцветных минералов. Состав плагиоклаза отвечает уже альбит-олигоклазу № 18. Второй разрез характеризует осветление габбро-диоритового порфирита, вскрыто-

го в нижней части скважины. Неизменная порода (гл. 308 м) имеет слабо порфировидную структуру. Вкрапленники размером 1-4 мм представлены пироксеном и реже плагиоклазом, сосюритизированным в центральной части таблиц. В цементирующей массе преобладает лейстовый плагиоклаз размером 0,05-1 мм

(обычно 0,1-0,2 мм), часто резко зональный. Распространены параллельные двойники. Из темноцветных минералов преобладает темно-зеленый амфибол (до 20 об. %), который изредка замещается хлоритом и биотитом. Наблюдается также пироксен, возможно, авгитового состава, и до 10 об. % магнетита. В осветлен-

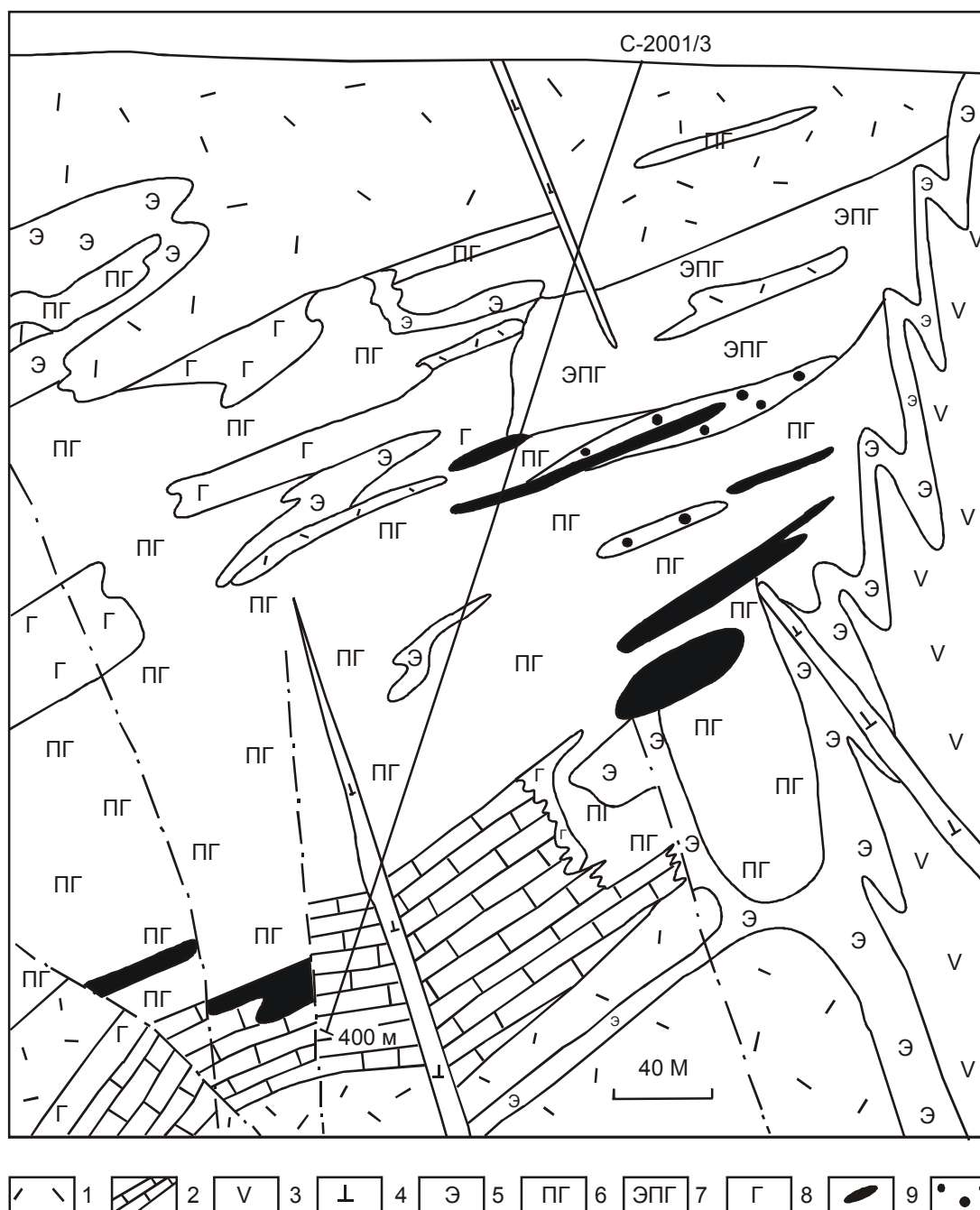


Рис. 2. Схематический широтный геологический разрез через Промежуточное месторождение по профилю X-A (по Н.Ф. Сараеву с упрощениями и дополнениями).

1 – переслаивающиеся туфы, туфоалевролиты, андезитовые порфиры нерасчлененные; 2 – известняки; 3 – габбро, габбро-диориты малых интрузий; 4 – жильные диоритовые порфиры, диабазы; 5 – эпидозиты; 6 – пироксен-гранатовые скарны; 7 – перемежающиеся пироксен-гранатовые скарны и эпидозиты; 8 – гранатовые скарны; 9 – тела вкрапленных магнетит-сульфидных руд; 10 – тела вкрапленных существенно магнетитовых руд.

Таблица 1

Химические анализы жильных габброидов
и метасоматитов по ним Турьинского рудного поля, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	Ту-1	Ту-4	00-4-285	00-4-286	01-3-81	01-3-84
SiO ₂	59,49	59,42	49,30	50,85	55,35	52,23
TiO ₂	0,46	0,57	0,78	0,77	0,49	0,43
Al ₂ O ₃	17,14	16,87	19,45	18,65	18,36	17,72
Fe ₂ O ₃	6,65	6,88	5,00	4,00	3,24	2,75
FeO			4,90	2,30	2,40	2,60
MnO	0,14	0,15	0,16	0,13	0,17	0,14
MgO	2,81	3,35	4,15	5,06	3,44	3,31
CaO	5,73	7,29	10,19	13,28	6,77	11,48
Na ₂ O	3,63	2,96	3,00	3,08	5,68	4,60
K ₂ O	0,79	0,77	0,41	0,64	0,89	0,73
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,16	0,17	0,17	0,22
п.п.п.	1,39	0,90	2,53	2,41	1,65	2,80
Сумма	98,36	99,31	100,53	99,60	98,61	99,01
Fe ₂ O _{3об}	6,65	6,88	10,39	6,53	5,88	5,61
Плотность	2,73	2,72	2,78	2,87		

Примечание. 1, 2 – кварцевые диориты, Васильевско-Москалевский массив (обнажение около плотины); 3, 4 – соответственно диабазовый порфирит и продукт его осветления в зоне мощностью 1,5 м, Промежуточное месторождение; 5, 6 – соответственно амфиболовый габбро-диоритовый порфирит и продукт его осветления, Промежуточное месторождение. Ниже порядкового номера приведен номер скважины и глубина в метрах.

Таблица 2

Химические анализы минералов из жилы диоритовых порфиритов (1-3)
и зоны осветления в ней (4-6)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,67	53,20	34,24	49,47	49,82	38,00
TiO ₂				0,05	0,16	0,11
Al ₂ O ₃	3,53	1,02	13,88	2,41	1,27	24,26
Fe	9,69	10,14	21,30	8,05	8,36	10,44
MnO	0,40	0,35	0,34	0,54	0,47	0,29
MgO	14,67	19,11	11,73	15,93	16,04	1,73
CaO	19,23	11,95	0,52	23,58	23,63	23,41
Na ₂ O				0,24	0,26	0,00
K ₂ O				0,00	0,03	0,31
F	0,28	0,23	0,50	0,22	0,23	0,20
Сумма	97,47	96,00	82,51	100,49	100,27	98,74
Si	1,90	7,55		1,82	0,84	2,96
Al	0,15	0,17		0,10	0,06	2,23
Fe	0,31	1,20		0,25	0,26	0,61
Mn	0,01	0,04		0,02	0,01	0,02
Mg	0,83	4,04		0,87	0,88	0,20
Ca	0,80	1,81		0,93	0,94	1,96
Na				0,01	0,01	0,00
K				0,00	0,00	0,01

Примечание. 1-3 – соответственно, крупный вкрапленник бесцветного авгита (3 ан.), мелкое зерно зеленого амфибола (2 ан.) и бурого биотита (1 ан.); 4-6 – соответственно, диопсид сильно пелитизированный (2 ан.), диопсид из различных частей крупного вкрапленника (7 ан.) и эпидот с возможной небольшой примесью диопсида (1 ан.). Образцы взяты из скв. 00-4 с глубины 308 (1-3) и 309 (4-6) м, Промежуточное месторождение.

Анализы выполнены В.Г. Гмырой на микроанализаторе JXA-5. Формульные коэффициенты рассчитаны на 4 катиона для пироксена, 13 катионов для амфибола и 8 катионов для эпидота. Суммарное железо представлено как FeO для пироксена, амфибола и как Fe₂O₃ для эпидота.

Таблица 3

Содержания малых элементов в породах
Турьинского рудного поля, г/т

Эле- менты	Ty-1	Ty-4	00-4- 285	00-4- 286	286-285, отн. %
Li	6,65	4,02	9,46	10,74	+14
Rb	14,13	9,96	3,49	6,42	+84
Cs	0,25	0,21	0,34	0,44	+19
Sr	589,58	386,82	643,20	688,71	+7
Ba	392,79	243,68	189,17	207,72	+10
Mo	0,23	0,42	0,37	0,13	-65
Sn	24,02	9,88	0,10	0,10	0
Be	0,49	0,49	0,35	0,41	+17
Nb	1,58	1,66	0,82	0,96	+17
Ta	0,12	0,12	0,29	0,08	-72
Hf	0,76	0,86	0,51	0,62	+22
Zr	45,44	52,85	28,30	36,26	+29
U	0,03	0,06	0,03	0,03	0
Th	1,02	0,84	0,62	0,51	-18
Y	10,27	12,65	10,34	11,88	+15
La	4,58	4,74	3,62	4,64	+28
Ce	9,91	10,41	8,27	10,16	+23
Pr	1,40	1,48	1,28	1,56	+22
Nd	6,23	6,81	6,49	7,76	+20
Sm	1,57	1,90	1,91	2,19	+15
Eu	0,56	0,65	0,61	0,61	+0
Gd	1,66	2,04	2,04	2,30	+13
Tb	0,27	0,32	0,32	0,37	+16
Dy	1,64	2,08	1,99	2,22	+12
Ho	0,35	0,42	0,40	0,46	+15
Er	1,15	1,36	1,23	1,38	+12
Tm	0,17	0,19	0,17	0,19	+12
Yb	1,21	1,37	1,11	1,26	+14
Sc	11,44	16,06	19,96	26,01	+30
Ga	25,74	23,34	23,14	22,23	-4
Ni	10,37	13,37	20,87	23,37	+12
Co	10,91	12,90	25,92	12,97	-50
Cr	55,21	44,58	35,64	57,82	+22
V	137,50	161,31	359,79	399,93	+11
Cu	20,42	18,03	116,58	29,54	-74
Zn	91,44	114,58	181,73	155,01	-15
Pb	2,91	1,78	1,62	1,19	-27
TR	29,49	32,40	28,33	33,84	+19
D	2,73	2,72	2,78	2,87	+3

Примечание. Ty-1 и Ty-4 – кварцевые диориты Васильевско-Москалевского массива; 00-4-285 и 286 – соответственно жильный диабазовый порфирит и продукт его осветления. При расчете привноса-выноса изменение плотности не учитывалось вследствие незначительной его величины. Анализы выполнены методом ICP-MS.

ной породе (гл. 309 м) большая часть зеленого амфибола замещена пироксеном, который имеет достаточно постоянный состав во всем разрезе (табл. 2). Во многих мелких зернах пироксена периферическая часть имеет более

темную окраску, чем ядро. Магнетит отсутствует. В плагиоклазе зональность уже плохо заметна, он повсеместно слабо пелитизирован, отсутствуют соссюритовые ядра. Состав варьирует от андезина до почти лабрадора. Метасоматит сечется эпидотовым прожилком, который, в свою очередь, пересекается цеолитовой просечкой. При преобразовании габбро-диоритового порфирита процесс происходит при очень небольшом выносе кремния, натрия и значительном привносе кальция (см. табл. 1). Изменение диабазового порфирита сопровождается сильным выносом железа, небольшим выносом кремния, натрия и заметным привносом кальция. При этом наряду с пироксеном часто образуется эпидот. Данный процесс соответствует начальной стадии формирования пироксен-плагиоклазовых метасоматитов (околоскарновые метасоматиты, по Д.С. Коржинскому), которые часто наблюдаются во внешней зоне скарновых колонок [Коржинский, 1948]. Образование пироксен-плагиоклазового метасоматита сопровождается не только замещением амфибола пироксеном, но и увеличением его количества. Другая ветвь процесса, происходящего при полном выносе натрия, отвечает образованию эпидот-пироксеновых метасоматитов по жильным гранитоидам, что сопровождается значительным привносом MgO (до 8-13 мас. %) и уменьшением содержания Al_2O_3 (до 9-11 мас. %). В остальном они мало отличаются от пироксеновых эпидозитов. Пироксеновые эпидозиты и эпидот-пироксеновые скарны не являются неременной составной частью скарновых колонок. Д.С. Коржинский [1948] считает, что они образуются на заключительной стадии формирования зональности: диоритовый порфирит – околоскарновая порода – пироксен-гранатовый скарн. Нам представляется, что существуют две ветви скарнового процесса, по-видимому, отража-

ющие уровень фугитивности кислорода. Одна из них отвечает образованию во внешней зоне околоскарного пироксен-плагиоклазового метасоматита, а другая – пироксенового эпидозита [Грабежев и др., 2006].

Рассматривая поведение микроэлементов (табл. 3) при образовании пироксен-плагиоклазовых метасоматитов, отметим, что происходит привнос (7-20, редко до 30 отн. %) всех редких земель (кроме европия), Li, Cs, Sr, Ba, Be, Nb, Zr, Hf, Y, Sc, V, Cr, Ni. Существенно увеличивается только содержание рубидия (почти в два раза). При учете объемного веса привнос еще увеличится на 5-10 отн. %. Совершенно отсутствует миграция Sn, Ga, U. Значительный вынос (18-72 отн. %) фиксируется для Mo, Ta, Th, Co и Cu, Zn, Pb. Содержания меди и цинка в исходных габброидах значительно превышают их кларки в гранитоидах. Полученные данные свидетельствуют о том, что осветление пород соответствует началу образования околоскарных метасоматитов, наиболее детально изученных севернее данного месторождения Д.С. Коржинским, Г.Ш. Норштейном и В.Ф. Чернышевым.

Приведенные данные свидетельствуют о неоднократном развитии метасоматических процессов в Турьинском рудном поле, однако их последовательность и взаимоотношения со скарнообразованием остаются во многом неясными. Можно только сказать, что слабое пироксен-плагиоклазовое замещение, безусловно, сопровождается внедрением даек внутрирудных габброидов.

Возможно, серицитизация связана, в основном, со становлением медно-порфирового сруденения на границе с северным флангом рудного поля.

Авторы признательны Н.С. Бородиной и Г.Ю. Шардаковой за помощь в работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64053) и НШ-4210.20065.

Список литературы

Баклаев Я.П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале. Свердловск: УФАН СССР, 1959.

Грабежев А.И., Новокрещенев С.М., Гмыря В.Г. и др. Эпидозиты и апоизвестняковые скарны Промежуточного месторождения Турьинского медно-скарнового рудного поля // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 347-351.

Грабежев А.И., Новокрещенев С.М., Пальгуева Г.В. и др. Пироксен-гранатовые скарны Промежуточного месторождения (Турьинское медно-скарновое рудное поле, Северный Урал) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 351-355.

Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 148 с.

Норштейн Г.Ш. Место «секущих порфиров» в процессе формирования Турьинских скарновых месторождений меди // Геол. рудн. месторожд. 1962. № 3. С. 89-105.

Полтавец Ю.А., Полтавец З.И. Околорудная зональность на месторождениях скарнового-магнетитовой формации / Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1978. С. 64-81.

Чернышев В.Ф. Особенности геологического строения Турьинского скарноворудного поля на Урале // Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М: Госгеолтехиздат, 1960. С. 469-503.