

**ПИРОКСЕН-ГРАНАТОВЫЕ СКАРНЫ ПРОМЕЖУТОЧНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТУРЬИНСКОЕ МЕДНО-СКАРНОВОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ,
СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)**

А.И. Грабежев, С.М. Новокрещенов, Г.В. Пальгуева, В.Г. Вигорова, В.Г. Гмыра

Скарны пользуются исключительно широким распространением в пределах Турьинского рудного поля, протягиваясь в виде полосы сближенных тел в северо-восточном направлении почти на 10 км [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Норштейн, 1962; Кантор, 1965; Скарновые ..., 1985]. Мощность скарновых зон достигает десятков и первых сотен метров (до 200-300 м). Зональность отдельных биметасоматических колонок имеет следующий вид: диоритовый порфирит – околоскарновый пироксен-плаггиоклазовый метасоматит – пироксеновый эпидозит (часто отсутствует) – пироксен-гранатовый эндоскарн – гранатовый экзоскарн – салитовый экзоскарн (часто отсутствует) – волластонитовый экзоскарн (крайне редок) – мраморизованный известняк [Коржинский, 1948]. На основе изучения этих колонок Д.С.Коржинским создана теория формирования зональности скарнов. Вместе с тем, значительная часть крупных тел пироксен-гранатовых скарнов имеет своим субстратом полосчатые осадочно-вулканогенные породы краснотурьинской серии (эмс-нижний эйфель), комагматичной рудоносным интрузивам [Грабежев, Шардакова, 2004]. Об этих скарнах мы находим только очень краткие сведения в работах предшествовавших исследователей. Скарновое тело именно такого типа наблюдается в пределах Промежуточного месторождения, локализованного между хорошо известными Башмаковским и Богословским месторождениями. Его изучение представляет известный интерес для познания процесса скарнирования. В основе работы лежит исследование керн некоторых скважин, пробуренных в последнее десятилетие. Большая часть нижеизложенных материалов получена при обработке керн по скв. 2001/3 (профиль X-A).

На месторождении установлена пологопадающая на запад (примерно под углом 30°) зона скарнов вертикальной мощностью 180-250 м, развивающихся по толще слоистых вулканогенно-обломочных пород преимущественно андезитового состава. Абсолютно преобладают пироксен-гранатовые скарны по силикатным породам (рис. 1). Эпидотизированные вулканыты

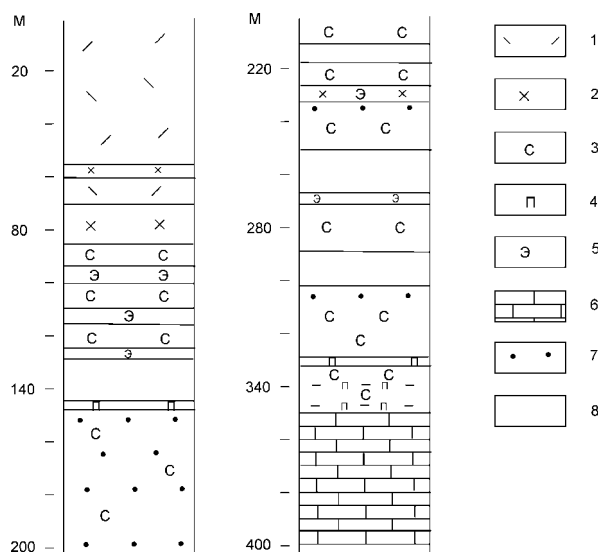


Рис. 1. Геологический разрез по скважине 2001/3 (профиль X-A) Промежуточного месторождения.

1 – туфогенные породы андезитового состава полосчатые; 2 – пироксеновые диоритовые порфири-ты; 3 – пироксен-гранатовые скарны по туфогенным породам андезитового состава; 4 – пироксеновые и эпидот-пироксеновые скарны; 5 – пироксеновые эпидозиты по жильным породам; 6 – мрамор с участками скарнирования; 7 – прожилково-вкрапленная сульфидно-магнетитовая минерализация с маломощными рудными участками в сильно карбонатизированных и хлоритизированных пироксен-гранатовых скарнах; 8 – нерасчлененные породы.

и тела эпидозитов мощностью не более 2-4 м тяготеют преимущественно к верхней контактовой части скарнового тела, обычно развиваясь по дайкам диоритовых порфиров. Наблюдаются также редкие маломощные тела апоизвестняковых пироксеновых и гранатовых скарнов. В разрезе весьма редко фиксируются остатки вулканогенных и околоскарново-измененных пород, т. е. отсутствуют четко выраженные метасоматические колонки. Пироксен-гранатовые скарны представлены серовато-зелеными, розовато-серыми, светло-буроватыми породами, имеющими крайне неоднородную (полосчатую, обломочную) текстуру, наследуемую от исходного вулканического субстрата. Выделяется две разновидности скарнов – первая рассматривается как первичная, вторая – как продукт ее частичной перекристаллизации (рассеянной и прожилковой андрадитизации).

Первичные скарны встречаются гораздо реже перекристаллизованных. Они имеют тонко- и мелкозернистую структуру, размер зерен граната и пироксена составляет 0,00X-0,02 мм, иногда достигая 0,03-0,05 мм. Обычно присутствует немного более крупных таблиц пироксена (0,1-0,2 мм), которые, по-видимому, отвечают первичным порфировым вкрапленникам темноцветного минерала вулканитов. Количество пироксена в скарнах обычно составляет 15-20 об. %. Этот минерал распределен в скарне более или менее равномерно, но иногда образует сегрегации, полоски, гнезда, обломковидные выделения тонкозернистого или мелкозернистого пироксенового агрегата размером 0,5-10 мм и более (до 3 см). Такие участки мономинерального пироксена отвечают, по-видимому, обломкам основного состава в вулканическом туфе.

Перекристаллизованные (андрадитизированные) скарны характеризуются наличием в тонко-мелкозернистой массе крупных неравномерно распределенных пойкилобластов граната размером 0,2-5 мм. В результате, структура скарна становится резко неравномернозернистой. В отдельных участках пойкилобластический гранат полностью замещает первичный скарн. Этот гранат содержит многочисленные более или менее равномерно распределенные мелкие таблички пироксена, характерные для первичных скарнов. Можно выделить два типа андрадитизации в зависимости от структурного контроля – объемную (рассеянную) и прожилковую. В первом случае не наблюдается чет-

кой приуроченности андрадитизации к трещинным структурам, в то время как во втором – фиксируются обособленные метасоматические прожилковые зонки (мощностью 0,5-10 см) крупнозернистого граната, центральные части которых нередко выполнены кальцитом. Возможная возрастная последовательность процесса метасоматической андрадитизации отвечает ряду: объемная (рассеянная) – прожилковая – околпрожилковая в связи с кальцитовыми метасоматическими прожилками.

Гранат в первичных тонко-, мелкозернистых скарнах обычно представлен анизотропными зернами, хотя в отдельных шлифах наблюдается только изотропный гранат. Состав граната заметно варьирует не только в пределах шлифа, но и в отдельных зернах. Поэтому, для общей характеристики состава граната более пригоден рентгеновский метод по сравнению с микрозондовым. По рентгеновским данным исходному скарну соответствует изотропный Adr_{11-20} или анизотропный более железистый гранат – до Adr_{30-38} . Скарны с Adr_{11-38} имеют как бледно-зеленую, так и светло-зеленоватую окраску. Точно верхнюю границу первичного состава граната определить невозможно, ввиду почти повсеместной перекристаллизации скарнов. В объемно андрадитизированных скарнах картина резко усложняется. Крупные зерна граната в участках перекристаллизации представлены секториально-зональными по анизотропии кристаллами. По периферии редких крупных изотропных зерен граната обычно наблюдается 2-6 тонких каймы (мощностью 0,002-0,01 мм) анизотропного граната. В одном из шлифов крупное зерно изотропного граната сечется тонким (0,08 мм) прожилком анизотропного граната. В одном из зерен желтый изотропный гранат слагает периферическую часть зерна, а бесцветный секториально-аномальный – его центральную часть. В целом, железистость граната возрастает с увеличением степени перекристаллизации скарна – преобладающий состав граната перекристаллизованных скарнов отвечает Adr_{50-60} . Появляется несколько сосуществующих генераций граната – по двум образцам соответственно Adr_{30} и Adr_{58} , Adr_{54} и Adr_{100} . Микрозондовые анализы подтверждают сильную вариацию состава граната как в соседних зернах, так и в пределах одного зерна. Ранее Д.С.Коржинским [1948] было показано, что в зональных скарновых колонках Турьинских рудников гранаты близандрадитового и

РУДООБРАЗОВАНИЕ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

близгорассулярового состава являются изотропными, а гранаты промежуточного состава – анизотропными. В то же время М.З. Кантор [1965] отмечает, что почти чистый андрадит часто является анизотропным.

Количество пироксена в скарнах обычно составляет 15-20 об.%, размер его табличек варьирует от 0,003 до 0,15 мм. Распределен в скарне довольно равномерно, но иногда образует сегрегации, полосы, гнезда, обломковидные обособления размером 0,5-10 мм и более. С увеличением степени перекристаллизации скарна и укрупнения зерен железистость пироксена увеличивается от Hd_{8-20} до Hd_{20-44} .

Участки прожилковой андрадитизации пироксен-гранатовых скарнов макроскопически фиксируются как жилкообразные, нередко ветвящиеся, или четко линейные зоны розовой, бурой или мясо-красной окраски мощностью от 1-2 до 50-60 мм. Их структура и состав примерно соответствуют объемно андрадитизированным пироксен-гранатовым скарнам. Метасоматит состоит из крупных пойкилобластов анизотропного зонально-секториального граната, в которых по сравнению с пироксен-гранатовым скарном может значительно понижаться количество пироксена. Периферические части многих крупных зерен граната совершенно не содержат пироксена. В отдельных участках пироксен замещается гранатом полностью. Железистость граната из каймы может быть больше или меньше, чем из ядра зерен. Однако железистость граната из прожилок всегда больше, чем первичного граната пироксен-гранатовых скарнов (соответственно Adr_{54} и Adr_{38} – для одного из образцов). Вместе с тем, если прожилки находятся в объемно андрадитизированных скарнах, то железистость граната может быть одинакова в тех и других (например, Adr_{46} и Adr_{50}). На наш взгляд, зоны сильной андрадитизации являются зародышами зон гранатовых скарнов, немногочисленные крупные тела которых (мощностью до 5 м) образуются при продолжительной циркуляции флюида по зоне. Такие тела имеют бурую окраску и крупнозернистую структуру. В центре многих зональных кристаллов граната находятся многочисленные равномерно распределенные таблички пироксена (0,003-0,01 мм), как это наблюдается и в частично перекристаллизованных пироксен-гранатовых скарнах. Пироксен иногда замещен кальцитом. Местами встречаются, как и в пироксен-гранатовом скарне, сегрегации (размером до 3-

10 мм) мелкозернистого пироксена. В одном из образцов мелкозернистого бурого гранатита с небольшим количеством мелкого пироксена наблюдается Adr_{58} и Adr_{100} .

В скарнах исключительно широко распространены кальцит-гранатовые жилкообразные зоны, гнезда и прожилки, гранат которых имеет мясо-красную и бурую окраску. Можно наблюдать все переходы к зонам прожилковой андрадитизации, и кальцит-гранатовые образования, по-видимому, завершают процесс андрадитизации. Кальцит в количестве 5-15 об. % представлен одиночными зернами размером до 5-40 мм или их крупными сегрегациями, всегда слагает центральную часть прожилок. На границе с кальцитом у зерен граната обычно появляются чистые от включений анизотропно-зональные каемки, приобретающие идиоморфную форму. Железистость граната каемок может быть больше или меньше, чем ядра зерен. В остальном они аналогичны зонам сильной андрадитизации. Устойчивость крупных зерен граната, по сравнению с мелкими, к замещению кальцитом и даже их перекристаллизация с образованием идиоморфных кристаллов наблюдается и при формировании некоторых чисто кальцитовых прожилок.

В верхней части изученной скарновой зоны изредка наблюдаются тела мощностью до 1-3 м зеленовато-розовато-серых апоандезитовых эпидот-пироксен-гранатовых скарнов. В этих неоднородных мелкозернистых породах содержание пироксена и эпидота составляют до 30 об. %. Секториально анизотропный гранат представлен Adr_{18} .

Отсутствие четко зональных скарновых колонок на месторождении, возможно, обусловлено рассеиванием флюида внутренней части потока по многочисленным трещинным каналам с образованием участков объемно-андрадитизированных пироксен-гранатовых скарнов и мелких зон прожилковой андрадитизации. Интенсивная андрадитизация широко развита и в скарновой зоне Вадимо-Александровского месторождения [Скарновые..., 1985].

Скарны очень часто содержат неравномерно распределенный кальцит в количестве 1-3 (до 15) об. %, гораздо реже встречается буровато-зеленый хлорит. В участках сильной карбонатизации могут присутствовать крупные призм эпидота, кварц и актинолит. Крупные пойкилобласты кальцита и кварца могут включать многочисленные призм эпидота. В отдельных случаях наблюдается хлорит-кварц-кальцитовая

**Анализы пироксен-гранатовых скарнов месторождений Турьинского рудного поля
(мас. %, Sr - г/г)**

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	(3)	(2)	01-3- 226	01-3- 231	01-3- 88	01-2- 266	01-3- 314	01-2- 264	00-2- 368	(3)	(4)
SiO ₂	50,39	54,70	42,77	41,78	42,23	41,91	43,76	48,31	47,20	37,25	37,19
TiO ₂	0,70	0,68	0,20	0,17	0,20	0,25	0,26	0,18	0,36	0,28	0,33
Al ₂ O ₃	18,71	18,75	9,21	7,51	7,11	5,79	7,34	7,06	6,39	13,09	11,72
Fe ₂ O ₃	4,97	3,10	9,28	12,71	9,98	13,21	8,88	7,14	8,79	10,68	13,27
FeO	4,06	4,35	1,90	2,15	1,20	0,90	1,50	1,60	1,20	1,31	1,77
MnO	0,24	0,13	0,34	0,39	0,35	0,29	0,41	0,37	0,38	0,44	0,45
MgO	3,72	3,37	2,57	2,72	2,78	2,42	4,10	4,54	5,65	2,55	2,45
CaO	9,22	6,81	30,00	29,50	31,31	31,33	29,53	25,68	26,64	30,76	29,87
Na ₂ O	3,56	3,41	0,20	0,10	0,30	0,35	0,30	0,30	0,10	0,18	0,33
K ₂ O	2,58	1,68	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,19
P ₂ O ₅			0,36	0,06	0,11	0,17	0,15	0,13	0,16	0,11	
Ппп	1,92	2,42	3,00	1,90	3,80	3,10	2,40	4,30	2,82	2,66	2,87
Сумма	100,07	99,52	99,84	99,03	99,38	99,73	98,64	99,62	99,70	99,38	100,44
Fe ₂ O ₃ *	9,44	7,89	11,37	15,08	11,30	14,20	10,53	8,90	10,11	12,12	15,22
Sr			57	71		494		67	40		
D							3,61		3,35		3,40

Примечание. 1, 2 – средние анализы серицитизированных соответственно андезитов-базальтов и андезитов (краснотурьинская серия) из рудного поля [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959]; 3-9 – пироксен-гранатовые скарны по вулканитам краснотурьинской серии, Промежуточное месторождение (3-6 – слабо карбонатизированные, 7-9 – с высоким содержанием пироксена, хлорита, кальцита); 10,11 – пироксен-гранатовые скарны соответственно из Никитинского месторождения (по Г.Ш.Норштейну) и из Николо-Подгорного, Фроловского, Новоникитинского месторождений [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959]. Fe₂O₃* = Fe₂O₃ + 1,1FeO. D – плотность. Незаполненная ячейка – элемент не определялся. Ниже порядкового номера приведен номер скважины и глубина взятия пробы в метрах. В скобках дано количество анализов для средних значений. Авторские анализы выполнены на приборах CPM-18 (петрогенные элементы) и VRA-30 (Sr) в ИГГ УрО РАН.

ассоциация, причем гнезда тонкозернистого зеленого хлорита могут достигать 4 мм. В таких участках пойкилобласти кальцита развиваются исключительно по гранату и содержат многочисленные устойчивые к замещению призм мелкого пироксена. В одном из образцов гранат представлен Adr₃₄ и Adr₆₂, хлорит имеет высокую железистость (отношение трех первых базальных отражений отвечает 17/59/24).

Скарны несколько варьируют по содержанию Si, Mg, Ca, Fe, что, возможно, отражает различный состав исходных вулканитов. Интерпретация привноса-выноса затруднена также тем, что приводимые в таблице анализы вулканитов краснотурьинской серии свидетельствуют о сильной их серицитизации. Вместе с тем, можно однозначно считать, что преобразование вулканитов в пироксен-гранатовые скарны сопровожда-

ется значительным выносом Si, Ti, Al, полным выносом щелочей, большим привносом Ca и небольшим – Fe (табл. 1). Возможно, пробы 4 и 6, характеризующиеся максимальными содержаниями суммарного железа в окисной форме (14-15 мас. %), являются продуктом наиболее интенсивной рассеянной андрадитизации пироксен-гранатовых скарнов. Состав скарнов и миграции вещества в аподиоритовых колонках других Турьинских месторождений аналогичны вышеприведенным [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Норштейн, 1962; Кантор, 1965; Скарновы..., 1985].

Таким образом, на Промежуточном месторождении наблюдается крупная зона аповулканитовых пироксен-гранатовых скарнов, обычно претерпевших заметную перекристаллизацию при объемной (рассеянной) и прожилковой андрадитизации. Последняя могла завершаться в

РУДООБРАЗОВАНИЕ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

зонах интенсивной трещиноватости формированием гранатовых скарнов. С другой стороны, образование пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов отвечает единому процессу, а зональность скарновых тел плохо проявлена, возможно, в связи с сильной неоднородностью замещаемых вулканических пород. Достаточно очевиден трещинный контроль метасоматоза и, судя по сильной вариации железистости граната, его диффузионно-инфильтрационный характер в условиях воздействия инфильтрационного флюидного потока. Апоандезитовые скарны Промежуточного месторождения аналогичны апогранитоидным эндоскарнам других месторождений Турьинского рудного поля, однако предшествующие исследователи не указывают на наличие в них явлений выше охарактеризованной андрадитизации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64053).

Список литературы

Баклаев Я.П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале. Свердловск : УФАН СССР, 1959. 142 с.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов медно-скарновых месторождений Урала // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004. С. 428-432.

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

Кантор М.З. Типы зональности скарнов Турьинских месторождений меди // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Свердловск : ИГ УФАН СССР, 1965. С. 129-148.

Норштейн Г.Ш. Место «секущих порфири-тов» в процессе формирования Турьинских скарновых месторождений меди // Геология рудных месторождений. 1962. № 3. С. 89-105.

Скарновые месторождения / Под ред. акад. Д.С.Коржинского. М.: Наука. 1985. 248 с.