Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
1985, т. 104

УДК 552.313 : 552.11

ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДОНОСНОСТЬ ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КОЛОМЕЙЦЕВСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАЙМЫР)

В.Ф.ПРОСКУРНИН, В.И.ФОКИН

С 70-х годов на севере Центрального Таймыра значительное внимание уделяется кварцевым и карбонатно-кварцевым жилам с полисульфидным оруденением, что обусловлено выделением на Таймыре кварц(сульфидно)-золоторудной формации [9]. В 1982 г. в южном экзоконтакте Коломейцевского гранитоидного батолита, в зоне Пограничного глубинного разлома, выявлена серия карбонатно-кварцевых жил с полисульфидной минерализацией, которые образуют единую зону северо-восточного простирания, прослеживаемую более чем на 20 км при мощности до 2-3 км. Наиболее детально гидротермально-метасоматические образования и карбонатно-кварцевые жилы с полисульфидным оруденением изучались в верховьях руч.Основного. Сложность структурно-геологического строения этого района определяется его положением в зоне сочленения Мининско-Челюскинского миогеосинклинального и Шренк-Фаддеевского эвгеосинклинального нижне-среднерифейского поясов (рис.I). Рассматриваемый участок образован породами вендской флишоидной толщи, подразделяемой на две подтолщи, перекрывающими их известняками и доломитами, а также предположительно верхнепротерозойскими магматическими образованиями.

Терригенная толща характеризуется ритмическим чередованием метапесчаников, метаалевролитов и сланцев, сложно дислоцирована и метаморфизована в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Тип разреза в пределах участка неоднороден и имеет переход от тонко- и мелкоритмического к груборитмическому переслаиванию с мощностью ритмов от нескольких сантиметров до нескольких метров. Видимая мощность толщи на участке превышает I400 м. Флишоидные образования смяты в линейные складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 70-85°. В экзоконтакте они превращены в гнейсоподобные сланцы с характерными полосчатыми текстурами. Доломиты выходят на юге участка и представлены светло-серыми и синеватыми разностями, иногда с прослоями и линзами пестроокрашенных известняков. Пологие углы падения (I0-30°) свидетельствуют об угловом несогласии между флишоидной и карбонатной толщами.

Магматические образования представлены метаморфизованными габбро-диоритами, диоритами и порфировидными гранитами. Габбро-диориты и диориты выделяются на юге участка, а также установлены в реликтах среди гранитоидов. В зоне контакта с последними они подвержены амфибол-эпидот-

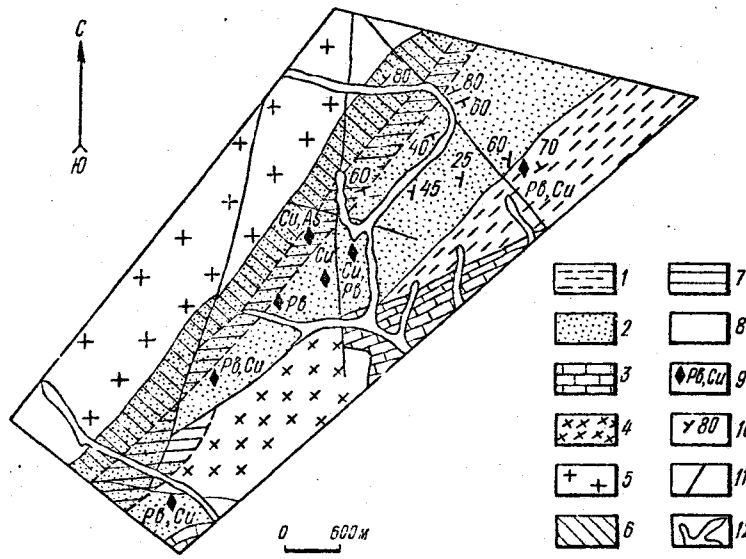


Рис.1. Схема геологического строения района руч. Основного
1-2 - мининская свита: нижняя подтолща (1), верхняя подтолща (2); 3 - доломиты и известняки; 4 - габбро-диориты и диориты; 5-8 - зоны гидротермально-метасоматического изменения: фельдшпатолитового (5), пропилитового - амфибол-эпидотовой (6) и эпидот-хлоритовой (7) подзон, березит-аргиллизитового (8); 9 - рудопроявления с полисульфидной минерализацией; 10 - элементы залегания пород; 11 - разрывные нарушения; 12 - аллювиальные отложения

хлорит-кварцевым метасоматическим изменениям. Порфиробластические граниты, выделяемые на северо-западе участка, по времени образования близки верхнепалеозойским субщелочным гранитам. В гранитах отмечается процесс фельдшпатитизации, подобный описанному в Чукчинском массиве [6]. Прожилки амфибол-эпидот-кварцевого состава рассекают гранитоиды, иногда отмечаются в порфиробластах калинатрового полевого шпата, но не выходят за их пределы. Среди экзоконтактовых пород фельдшпатитизация проявлена в образовании незначительного количества альбита. По масштабам проявления выделены два типа зональности гидротермально-метасоматических изменений: латеральная метасоматическая и околотрещинная.

Латеральная метасоматическая зональность обусловлена сменой высокотемпературных минеральных новообразований в гранитоидах и их экзоконтакте низкотемпературными в удалении от них. Выделяют три зоны с фельдшпатолитовыми, пропилитовыми и березит-аргиллизитовыми изменениями. Пропилитовая зона подразделяется на две подзоны: амфибол-эпидотовую и эпидот-хлоритовую (рис.I, табл.I). Зоны и подзоны выделяются по преобладающей в породе рассеянной вкрапленности эпигенетических минералов (табл.I) со всеми отличительными признаками их образования. Так, псевдоморфные формы выделения имеют полевые шпаты, серицит, кальцит, сидерит. Калиевый полевой шпат об-

Таблица 1

Смена минеральных новообразований по зонам метасоматоза

Зона	Подзона	Эпигенетические минеральные парагенезисы	Субстрат
I. фельдшпатолитовая	-	Q+Kfsp ± Ab ± Mgn	Гранитоиды
II. Пропилитовая	Амфибол-эпидотовая	Q+Bi+Hb+Ep±Py±Ab±Ca±Pir	Биотит-кварцевые сланцы, роговики
	Эпидот-хлоритовая	Q+Ep+Chl±Ab±Ser±Ca±Pir±Pi	Метапесчаники
III. Березит-аргиллизитовая	-	Q+Chl+Ser+Hser+Ka±Sid±Ca±±Pi	Сланцы, метаалевролиты

Примечание. Ab - альбит, Hb - роговая обманка, Bi - биотит, Ca - кальцит, Chl - хлорит, Ep - эпидот, Hser - гидросерицит, Ka - каолинит, Kfsp - калиевый полевой шпат, Py - пироксен, Q - кварц, Ser - серицит, Sid - сидерит, Mgn - магнетит, Pir - пирротин, Pi - пирит.

разует иногда гомоосевые псевдоморфозы по альбиту и плагиоклазу в габбродиоритах и гранитах; серицит, кальцит, сидерит и соссюрит формируют агрегатные полиминеральные псевдоморфозы по плагиоклазу как из магматических пород, так и из обломков в осадочных породах. Автоморфными формами выделения характеризуются большинство наблюдаемых эпигенетических минералов. В агрегатах свободного роста (друзовых и параллельно-шестоватых) встречаются кварц и кальцит, иногда образующие подобно калиевому полевому шпату в гранитоидах пойкилобласты и порфиробласты. Преобладающее развитие лепидобластовых структур в зонах гидротермально-метасоматической переработки обусловлено широким распространением здесь чешуйчатых минералов: серицита, гидросерицита, хлорита, биотита (редко).

Акцессорные минералы, связанные с гидротермально-метасоматическими преобразованиями, представлены турмалином и апатитом. Среди рудных встречаются пирит, магнетит, пирротин, лейкоксен, причем пирит преобладает в зоне березит-аргиллизитовых изменений, пирротин - в пропилитовых и магнетит - в фельдшпатолитовых.

Породы с пропилитовыми и березит-аргиллизитовыми минеральными ассоциациями были исследованы рентгеновскими методами. Исследование выполнено для воздушно-сухих насыщенных этиленгликолем, прокаленных и обработанных 5-процентной HCl проб в виде ориентированных агрегатов, осажденных на покровные стекла (дифрактометр УРС-50ИМ). Среди глинистых минералов определены гидрослюды (диоктаэдрические), хлорит и каолинит с вариациями составов в глинистом веществе соответственно 20-55; 30-50 и 5-25 %. Для определения относительного количества глинистой фракции в породе в литологической лаборатории проведены исследования этих проб минутной и часовой

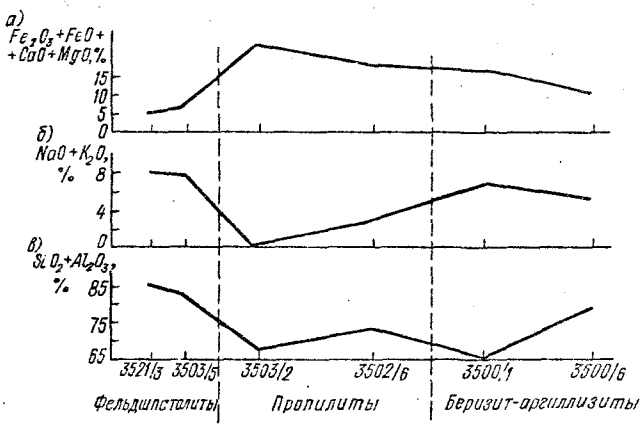


Рис.2. Петрохимическая направленность гидротермально-метасоматического процесса при формировании эволюционной зональности

пипетками. Установлено закономерное уменьшение массы глинистой фракции (Hser , Ka, Chl) в породах в зависимости от близости отобранных образцов в зоне фельдшпатитизации, что свидетельствует о замещении низкотемпературных минеральных ассоциаций высокотемпературными.

Образцы сланцев с эпигенетической минерализацией подвергнуты силикатному анализу. Отмечены пониженные значения SiO_2 в зоне березит-аргиллизитовых изменений, что, как показывает петрографическое изучение, определяется уменьшением в сланцах тонкого кварцевого прожилкования. Обратное соотношение характерно для FeO, что связано со значительными концентрациями пирита в данной зоне. Преобладающая роль Fe_2O_3 и CaO отмечается в зоне с пропилитовыми минеральными ассоциациями и обусловлена эпигенетическим образованием амфибола, эпидота, хлорита, пирротина, реже биотита. Повышенные значения K_2O в первой и третьей зонах определяются соответственно фельдшпатизацией и серицитизацией. С ростом роли альбитизации на завершающих этапах фельдшпатитизации и березит-аргиллитизации связаны повышенные концентрации Na_2O. По мере удаления от гранитоидов общая петрохимическая направленность гидротермально-метасоматического процесса сводится к смене кремнещелочного метасоматоза в зоне фельдшпатитизации (рис.2,б,в) на железо-кальций-магниевый в зоне пропилитизации (рис.2,а) и повышению роли щелочно-кислотного метасоматоза в зоне березит-аргиллизитовых изменений (рис.2,в).

Околотрещинная гидротермально-метасоматическая зональность намечается в связи с полнопроявленными метасоматитами во второй зоне и карбонатно-кварцевыми жилами в третьей. В первой подзоне пропилитовой зоны в ороговикованных флишоидных образованиях проявлены кварц-амфиболовые и кварц-амфибол-эпидотовые метасоматиты; во второй подзоне - кварц-эпидотовые (эпидозиты) и кварц-эпидот-хлоритовые. Формируются они по мелким согласным слоистости трещинкам и по мощности не превышают первых сантиметров. Для метасоматитов характерны полосчатые текстуры, обусловленные зональностью, выраженной в уменьшении количества новообразований амфибола, эпидота или хлорита по мере удаления от прожилков кварца и увеличении количества биотита, альбита и карбонатов. Соответственно выделяются два следующих основных типа метасоматических колонок: I) биотит-кварцевый сланец

→ Q + Bi + Hb → Q + Hb + Ep → Q + Ep → Q ; 2) биотит-серицит-хлорит-кварцевый сланец → Chl + Ep + Q → Ep + Q → Q . Согласно классификации В.А.Жарикова и Е.И.Омельяненко [2], эпигенетические минеральные ассоциации в пропилитовой зоне относятся к кварц-полевошпат-амфибол(хлорит)-эпидотовым метасоматитам, но по физико-химическим и геохимическим характеристикам тождественны пропилитам, несмотря на то, что преобразованные первичные породы не вулканиты.

В третьей зоне околотрещинная метасоматическая зональность связана с карбонатно-кварцевыми жилами. В их зальбандах видимые явления замещения проявлены на расстоянии 5-I5 см. На контакте со сланцами формируются преимущественно мелко-среднекристаллические агрегаты магнезиальных хлоритов, а в метапесчаниках - карбонатов. В рассеянном виде и скрытомелкокристаллическом состоянии фиксируются новообразования гидросерицита, серицита, каолинита, хлорита, сидерита, кальцита, альбита, пирита. Последовательность выделения минеральных ассоциаций следующая: I) крупнокристаллический Q + Hser , 2) среднекристаллический Q + Chl , 3) Sid + + Ca + средне-мелкокристаллический Q , 4) мелкокристаллический Q + + Ser(Hser) + Ca .

В зависимости от скорости кристаллизации, мощности жил, вмещающей среды, та или иная последовательность выделений может быть нарушена. После кристаллизации крупно-среднекристаллического кварца с серицитом и гидросерицитом проявлены тектонические подвижки с образованием зон брекчирования северо-западного простирания. В связи с ними формируются сидерит-кальцитовые гидротермально-метасоматические образования, накладывающиеся иногда и на более высокотемпературные пропилитовые минеральные парагенезисы. Согласно классификации Е.В.Плющева, О.П.Ушакова и др. [5], данные ассоциации близки аргиллизитовым, гидросерицит-березитовым и хлорит-пропилитовым эпипородам, но в силу более позднего проявления карбонатного минералообразования, а также (иногда) хлорита по отношению к гидросерициту следует говорить о березит-аргиллизитовых минеральных ассоциациях.

Карбонатно-кварцевые жилы с полисульфидной минерализацией в наибольшем количестве отмечаются в зоне с березит-аргиллизитовыми преобразованиями на расстоянии 600-900 м от гранитоидов. Их мощность достигает I м. По простиранию жилы не выдержаны, четкообразной формы, иногда с раздувами, залегают преимущественно согласно со сланцеватостью северо-восточного простирания, а также приурочены к полостям отслоения метапесчаников и сланцев. Рудная минерализация в жилах представлена пиритом, галенитом и халькопиритом, местами отмечается арсенопирит, пирротин и марказит. Рудные минералы встречаются в жилах спорадически в виде вкрапленности, прожилков и мелких (0,5-2 см) гнезд.

Изучение температурных условий формирования карбонатно-кварцевых жил проводилось методами гомогенизации (7 проб) и декрепитации (I8 проб). Выделены два типа газово-жидких включений с коэффициентом наполнения соответственно 0,7-0,85 и 0,8-0,9 и размерами 0,0I x 0,04 и 0,02 x 0,03 мм. Включения гомогенизируются в жидкую фазу (по первому типу) при температу-

Таблица 2

Результаты анализа водных вытяжек, экв.%

Участок	Породы	Номер образца	NH_4^+	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	pH	Формула Курлова
Руч. Основной	Зоны березит-аргиллизитовых изменений	3500	0,5	6,1	11,1	73,7	8,6	-	-	6,6	-	93,4	7,65	$\frac{HCO_3^- 93\ Cl^- 7}{K^+ 6\ Na^+ 11\ Ca^{2+} 74\ Mg^{2+} 9}$
		3518/3	0,7	8,7	13,2	70,4	-	-	0,5	15,9	-	83,6	7,65	$\frac{HCO_3^- 84\ Cl^- 16}{K^+ 9\ Na^+ 13\ Ca^{2+} 70\ Mg^{2+} 7}$
	Эпидот-хлоритовой подзоны изменений	3523	0,4	20,5	27,9	42,4	8,8	-	0,5	8,7	-	90,8	7,65	$\frac{HCO_3^- 91\ Cl^- 9}{Na^+ 28\ Ca^{2+} 42\ Mg^{2+} 9\ K^+ 20}$
Рудопроявление „Жильный"	Согласных жил	77-3	0,2	2,4	4,4	22,7	2,5	67,8	0,2	4,2	90,1	5,5	6,4	$\frac{HCO_3^- 6\ SO_4^{2-} 90\ Cl^- 4}{Na^+ 4\ Ca^{2+} 23\ Mg^{2+} 3\ Fe^{2+} 68}$
		560	0,3	2,2	7,2	51,5	3,8	55,0	-	9,6	87,4	3,0	6,8	$\frac{HCO_3^- 3\ SO_4^{2-} 87\ Cl^- 10}{Na^+ 7\ Ca^{2+} 52\ Mg^{2+} 4\ Fe^{2+} 35}$
	Секущих жил	577	1,4	10,0	52,3	34,3	2,0	-	-	68,1	-	31,9	7,7	$\frac{HCO_3^- 32\ Cl^- 68}{K^+ 10\ Na^+ 52\ Ca^{2+} 34\ Mg^{2+} 2}$

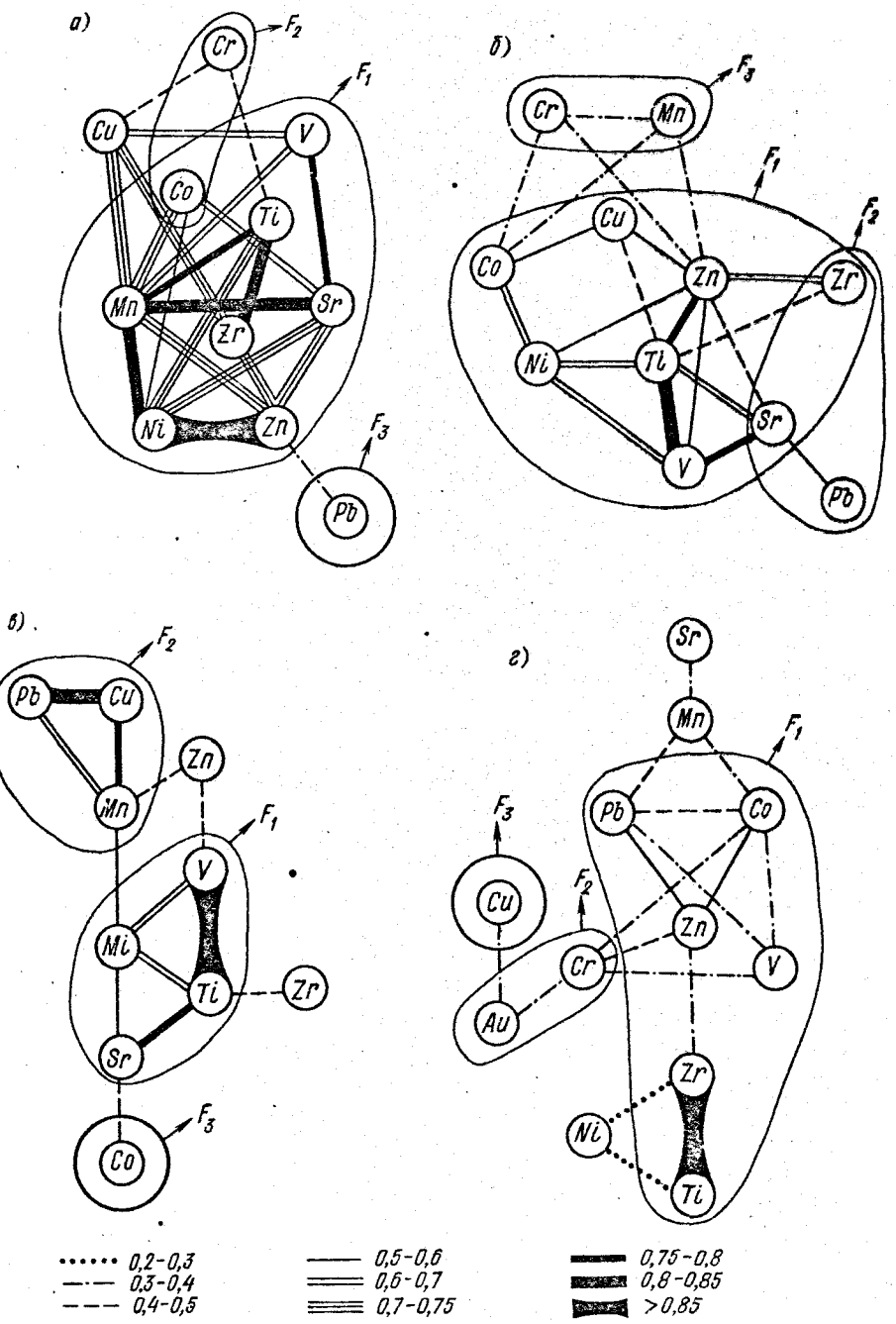


Рис.3. Схема ветвящихся связей химических элементов пород с фельдшпатолитовыми (а), пропилитовыми (б), березит-аргиллизитовыми (в) минеральными ассоциациями и карбонатно-кварцевых жил (г)

рах 120-180 и 240 °С. На декрептограммах из образцов жильного кварца устанавливаются три температурных интервала с началом массового взрывания включений при 90-130, 210-290 и 330-390 °С. С удалением кварцевых жил от гранитоидов наблюдается преобладание низкотемпературных пиков. Для сульфидов - пирита и арсенопирита, проанализированных методом вакуумной декрепитации, максимальное газовыделение наблюдалось в интервалах температур соответственно 240-300, 40-140 и 240-320, 80-100 °С. Таким образом, для образования карбонатно-кварцевых жил с полисульфидным оруденением наиболее благоприятной явилась температура порядка 240 °С.

Анализ водных вытяжек выполнен для двух образцов кварца с халькопиритом и галенитом из зоны с березит-аргиллизитовыми минеральными ассоциациями, одного образца кварца с арсенопиритом из подзоны с эпидот-хлоритовыми ассоциациями, а также для трех образцов рудопроявления „Жильный", располагающегося в верховьях р.Чукчи и близкого по описанию [8] рассматриваемому (табл.2). Состав растворов на участке руч.Основного с удалением от гранитоидов менялся от гидрокарбонатного натрокальциевого на гидрокарбонатный кальциевый, оставаясь слабощелочным (pH = 7,65). Для рудопроявления „Жильный" состав растворов резко отличен - он меняется с сульфатного кальциевого-железистого в субсогласных жилах на гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натровый в секущих и соответственно со слабокислого (pH = = 6,4÷6,8) на субщелочной (pH = 7,7). Эти отличия обусловлены, по-видимому, различным происхождением карбонатно-кварцевых жил: метаморфогенным на рудопроявлении „Жильный" и постмагматическим в связи с гранитоидами на ручье Основном.

Геохимические особенности гидротермально-метасоматически измененных пород и карбонатно-кварцевых жил отражены в табл.3. В карбонатно-кварцевых жилах отмечаются повышенные содержания *Pb*, *Zn*, *Cu*, *Au*; в породах с березит-аргиллизитовыми изменениями - *Zr*, *Cr*, Ti; в породах с пропилитовыми изменениями - *V*, *Co*, *Cu*, Ti. Каждая из выборок подвергнута корреляционному и факторному (метод главных компонент) анализу по программам ВСЕГЕИ. На схеме ветвящихся связей (рис.3) сила положительной корреляционной связи между элементами показана различными соединяющими их линиями и оконтурены элементы, имеющие максимальные нагрузки на первый, второй и третий факторы (соответственно F_1, F_2, F_3). Сопоставление этих результатов позволяет наметить некоторые геохимические особенности процесса:

1. По мере смены высокотемпературных гидротермально-метасоматических минеральных ассоциаций низкотемпературными происходит ослабление корреляционных связей и все больший переход металлов из вмещающих пород в раствор.

2. Первый фактор (схемы рис.3,а-в) отражает влияние первичного субстрата, не подверженного гидротермально-метасоматическим изменениям, а также ведущую роль при высоких температурах рассеяния элементов, а при низких температурах - направленной дифференциации вещества, ослабления первичных корреляционных связей и концентрации элементов при гидротермальном минералообразованиия.

3. Второй и третий факторы (схемы рис.3,а-в) отражают стадийность минералообразования, связанную с развитием гидротермально-метасоматического

Таблица 3

Средние содержания элементов в породах с фельдшпатолитовыми, пропилитовыми, березит-аргиллизитовыми изменениями и в карбонатно-кварцевых жилах, 10^{-4} %

Породы	Число анализов	Cu	Cr	Co	Mn	Ni	Pb	Sr	Ti	V	Zn	Zr	Au[x]
Фельдшпатолиты	12	12	58	92	480	11,3	15,0	400	1830	60,0	32,9	113	0,5
Пропилиты	20	43	89	16	1210	24	11,8	520	3220	132	76,3	121	1
Березит-аргиллизиты	13	27	121	11,5	1110	26,9	94,6	210	3350	77,7	75	178	1
Породы карбонатно-кварцевых жил	41	176	84	9,0	830	15,9	121,7	280	1070	29,3	119,8	67	4

[x] Содержание Au приведено в усл.единицах.

процесса в каждой из зон, что выражается в обособлении Co, Cr, Pb в зоне фельдшпатитизации; Sr, Zr, Pb, Cr, Mn в зоне с пропилитовыми изменениями и Mn, Pb, Cu, Co, Zn, Zr – в березит-аргиллизитовой зоне. При этом отмечается тенденция увеличения количества элементов, участвующих в деятельности гидротермальных растворов, к березит-аргиллизитовой зоне.

4. Факторная структура для карбонатно-кварцевых жил (рис.3,г) характеризует стадийность геохимического обособления элементов. Если ранее такие элементы, как Pb, Zn, Co, имели максимальные нагрузки на второй и третий факторы, то здесь они играют решающую роль в первом факторе, Au и Cr – во втором, Cu – в третьем. Наиболее сильная корреляционная связь Ti и Zr обуславливается, по-видимому, влиянием вмещающей среды.

Выводы

I. В экзоконтакте южной части Коломейцевского гранитоидного массива выявлена линейная зона карбонатно-кварцевых жил с полисульфидной минерализацией и установлена латеральная гидротермально-метасоматическая зональность, характеризующаяся последовательной сменой фельдшпатолитовых минеральных ассоциаций пропилитовыми и березит-аргиллизитовыми. Наблюдаемая латеральная зональность соответствует проявлению плутоногенной калишпатолит-пропилитовой региональной метасоматической формации (по Е.В.Плющеву, О.П.Ушакову и др. [5]) или комплементарному формационно-генетическому ряду с закономерно чередующимися во времени и пространстве формациями кремнещелочного и магний-железо-кальциевого петрохимических профилей (по Г.М.Беляеву, В.А.Руднику [I]).

2. Наиболее благоприятные условия для формирования полисульфидного оруденения с геохимической специализацией на Pb, Cu, Zn, Au отмечаются в зоне с березит-аргиллизитовыми изменениями при температуре около

240 °С. Высокотемпературные зоны гидротермально-метасоматических образований с рассеянной эпигенетической и рудной минерализацией сменяются низкотемпературной зоной, в которой появляются рудоносные карбонатно-кварцевые жилы. Судя по анализам водных вытяжек, гидротермальный раствор был слабощелочным гидрокарбонатным кальциевым с увеличением роли щелочей вблизи гранитоидов. Изложенный материал свидетельствует о проявлении особого рода рудоносных карбонатно-кварцевых жил со своими поисковыми признаками. Они отличаются от выявленных ранее сульфидных проявлений [3, 4, 7, 8], решающая роль в формировании которых отводится метаморфогенным процессам.

3. Особенности гидротермально-метасоматической зональности позволяют рассматривать ее как косвенный поисковый признак, указывающий на возможность обнаружения полисульфидного оруденения данного типа. Необходимыми условиями для ее образования являются: гранитоиды коломейцевского типа, проявление в них процессов фельдшпатитизации, а также пропилитизации и березит-аргиллизации (?) во вмещающих породах. Для формирования оруденелых зон наиболее благоприятно расстояние от гранитоидов 600-1500 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Зональность и комплементарность продуктов метасоматоза как основа их формационного анализа. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 34-47.

2. Жариков В.А., Омельяненко Б.И. Классификация метасоматитов. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 9-27.

3. Забияка А.И., Забияка И.Д., Сердюк С.С. и др. Роль фактора регионального метаморфизма в локализации сульфидного оруденения в докембрийских комплексах Таймыра. - В кн.: Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты, изд. КФ АН СССР, 1980, с. 92-98.

4. Захаров Д.Ю. Метаморфогенные кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы с полисульфидным оруденением в черносланцевых формациях севера Центрального Таймыра. - В кн.: Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л., изд. ПГО „Севморгеология", 1983, с. 120-129.

5. Плюшев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В. и др. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л., Недра, 1981. 262 с.

6. Проскурнин В.Ф. О проявлениях метасоматических процессов в Чукчинском гетерогенном массиве. - В кн:: Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л., изд. ПГО „Севморгеология", 1983, с. 105-119.

7. Русаков Г.А., Фокин В.И. Полисульфидное оруденение в кварц-карбонатных жилах северо-западного Таймыра. - В кн.: Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Л., изд. НИИГА, 1979, с. 40-50.

8. Русаков Г.А., Фокин В.И. Полиметальное оруденение в кварцевых жилах севера Центрального Таймыра. - В кн.: Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л., изд. ПГО "Севморгеология", 1983, с. 94-104.

9. Шануренко Н.К. Общие особенности и эволюция металлогении Таймырской складчатой системы. - В кн.: Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л., изд. ПГО „Севморгеология", 1983, с. 5-25.