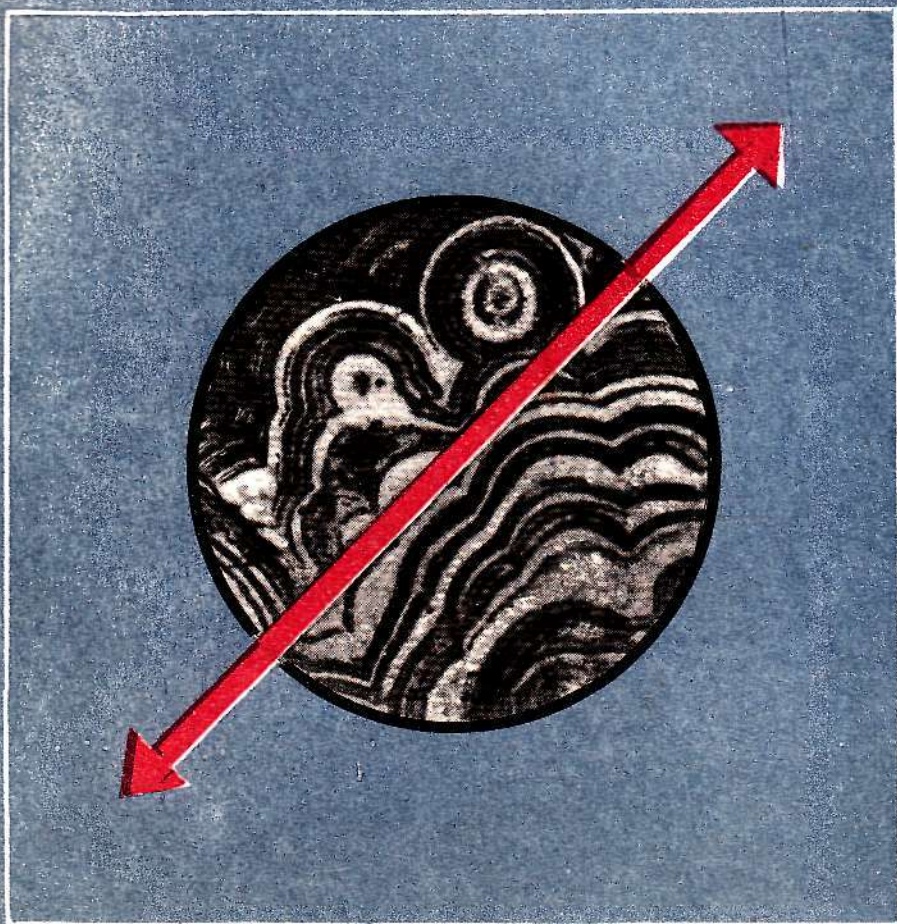


НОВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



Академия наук СССР
Коми филиал
Институт геологии
(Труды, вып. 38)

Всесоюзное минералогическое общество
Сыктывкарское отделение

НОВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Минералогический сборник № 9

Сыктывкар 1982

В сборнике публикуются материалы, содержащие анализ и опыт применения минералогических методов к поискам месторождений полезных ископаемых, разработку новых поисковых методов. Методы испытаны при поисках и оценке месторождений флюорита, бастазита, горного хрусталя и ювелирного кварца, исландского шпата и др.

Сборник представляет интерес для минералогов, геологов-поисковиков, геологов широкого профиля.

Научные редакторы

доктор г.-м. наук М.В.Фишман, доктор г.-м. наук Н.П.Юшкин

© Коми филиал АН СССР, 1982

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Н.П.Юшкин

Минералогические методы поисков месторождений полезных ископаемых, занимавшие до последнего времени довольно скромное место в поисково-разведочном комплексе, начинают приобретать все возрастающую популярность и постепенно входят в роль одного из ведущих поисковых методов. Начиная с 50–60-х годов стимулом их развития стало резкое увеличение объема и подъем научно-методического уровня поисковых работ на алмазы, благородные, тяжелые и редкие металлы, редкоземельные элементы, кристаллосырье, драгоценные и поделочные камни. Минералогические методы начинают приобретать универсальное значение и применяются не только как инструмент прямых поисков минерального сырья, но и при расшифровке природы геохимических и геофизических аномалий, при оценке открытых рудопроявлений, при переоценке разрабатываемых месторождений.

Серьезным недостатком, сдерживающим применение минералогических методов в поисковой практике, является относительно слабая разработка их теоретических основ и отсутствие теоретико-методических обобщений, хотя определенная работа в этом направлении ведется. В 1940г. А.Е.Ферсман (1933) впервые обобщил представления о минералогических поисках в книге "Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых" и попытался дать им научную основу через понятия о минералогических поисковых признаках, типоморфизме минералов, их парагенезисе, о первичных и вторичных ореолах рассеяния. Позднее в различных курсах по поискам месторождений полезных ископаемых, особенно в книге В.В.Аристова (1975) и некоторых других, развиваются представления о минералогических поисковых критериях, минералогических полях и минералогических аномалиях, об интерпретации минералогических аномалий и др. Сейчас разработке научных основ и методологии минералогических поисков много внимания уделяют А.И.Гинзбург с сотрудниками (1976, 1978, 1981) и ряд других ис -

следователей.

Месторождения полезных ископаемых, являющиеся объектами минералогических поисков, представлены одним или несколькими рудными телами различной формы и размеров. Рудное тело – это часть естественного минерального тела или совокупности минеральных тел, представляющая промышленную ценность при данной экономической конъюнктуре. Можно с определенными ограничениями рассматривать рудные тела как эквиваленты минеральных тел, условно расширяя их экономические границы до естественных границ минеральных тел. Поиски месторождений полезных ископаемых при таких допущениях – это поиски минеральных тел, включающих утилитарно ценные минералы в промышленных количествах. Такой подход позволяет подвести под поисковую методику прочную геологическую основу и опираться на геологические закономерности, не потеряв при этом экономической сущности поисков. Закономерное положение минеральных тел в региональной минералогической зональности и наличие вокруг них сложных минералогических ореолов определяют возможность обнаружения этих тел на расстоянии по минералогическим поисковым признакам.

Минералогическое прогнозирование и поиски месторождений полезных ископаемых осуществляются путем использования системы минералогических критериев рудоносности и минералогических поисковых признаков.

Минералогические критерии (или предпосылки) рудоносности – это топоминералогические закономерности (или условия), контролирующее пространственное размещение минеральных тел. Они указывают на возможность концентрации на тех или иных участках промышленно ценных минералов; в совокупности с геологическими (тектоническими, литологическими и др.) критериями используются главным образом для прогнозирования рудоносности и конкретизации поисковых площадей.

Минералогические поисковые признаки (или минералогические индикаторы рудоносности) – это минеральные ассоциации, отдельные минералы или особенности минералов, прямо или косвенно указывающие на наличие определенных минеральных тел.

С целью унификации методической основы всех основных поисковых методов (геохимических, геофизических, минералогических и др.) ряд исследователей (Аристов, 1975; Чесноков, 1976) вводят понятие о минералогических полях и минералогических аномалиях.

Минералогическое поле – естественная часть геологического пространства, характеризующаяся однородной или закономерно меняющейся минералогической структурой. Минералогические поля выделяются в их естественных границах по распространению определенных минеральных комплексов, формаций, ассоциаций, парагенезисов, по распространению

определенных минералов и их концентрации, по определенным признакам минералов, по минералогенетическим характеристикам и т.п. Минералогическое поле, следовательно, – это физическое проявление через совокупность минералогических признаков любого геологического объекта, сложенного минералами.

В процессе минералогических поисков изучаются только отдельные элементы минералогических полей, да и измерения этих элементов осуществляются не по всему объему поля, а по отдельным его точкам, распределенным с различной густотой. Наблюдаемое минералогическое поле представляет, следовательно, весьма упрощенную модель поля реального, предназначенную для конкретных поисковых целей.

Наблюдаемое минералогическое поле – это пространственно-упорядоченное множество значений минералогических параметров (индикаторов рудоносности), характеризующих отдельные элементы естественного минералогического поля.

С понятием "минералогическое поле" тесно связано понятие "минералогическая аномалия". Минералогическая аномалия – участок минералогического поля, в пределах которого нарушается нормальная структура поля и значения параметров аномально отклоняются от фоновых значений. Имея в виду главным образом прикладной, поисковый смысл этого понятия, минералогическую аномалию можно определить как участок земной коры, в пределах которого минералогические индикаторы рудоносности указывают на возможность наличия полезного ископаемого.

Минералогическими аномалиями (аномальными полями) могут проявляться:

- выходы самих тел полезных ископаемых, представляющие концентрационные аномалии;
- различные ореолы вокруг тел полезных ископаемых (сингенетические и эпигенетические), фиксируемые положительной информацией по минералогическим индикаторам рудоносности;
- минералогические зоны разного масштаба (планетарные, региональные, локальные), с которыми могут быть связаны определенные типы полезных ископаемых;
- участки в районе поисков, благоприятные для промышленной концентрации полезных минералов по данным реставрации палеоусловий минералообразования;
- области мобилизации рудного вещества, пути миграции рудных растворов, области их разгрузки и т.п. минералогенетические данные.

Минералогические поиски в общем виде представляют собой последо-

вательную совокупность выполнения следующих операций: планомерная ревизия минералогических полей по минералогическим индикаторам рудоносности, поиски и оконтуривание минералогических аномалий, изучение структуры минералогических аномалий, выяснение их строения и геологической ситуации, установление природы аномалий и их поисковая интерпретация, определение вероятного положения минеральных тел в пространстве, предсказание промышленной ценности и масштабов месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Аристов В.В. Поиски твердых полезных ископаемых. - М.: Недра, 1975. - 253 с.

Гинзбург А.И. Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геологоразведочных работ. - Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 513 - 528.

Гинзбург А.И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. - Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 385 - 397.

Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. - М.: Недра, 1981.

Ферсман А.Е. Избранные труды. - М.: Академиздат, 1953, т. 2. - 768 с.

Чесноков Б.В. Гидротермальная минералогическая аномалия и ее геологическая ситуация. - В кн.: Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976, вып. 14, с. 18 - 22. (Тр./Ильменск. заповедник УНЦ АН СССР).

ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ КВАРЦА

С.К.Кузнецов, П.П.Юхтанов

Кристаллы кварца являются традиционным объектом минералогической кристаллографии. Наиболее популярны исследования, касающиеся типа - морфизма и генетической информативности формы кристаллов кварца, которые позволяют получать надежную информацию о генезисе минералогических объектов. Имеются также работы, в которых рассматривается роль кристалломорфологии кварца при поисках и разведке хрустале - носных месторождений. Ряд исследователей (Карякин, 1948; Кораго, 1968, 1971; Сорокин, 1970; Карякина, Эшкин, 1975) установил, что форма кристаллов кварца может быть использована как критерий оценки качества кристаллосырья и определения особенностей залегания, формы и размеров хрусталеносных гнезд. Этим, однако, не ограничивается прикладное значение кристалломорфологии кварца. В данной статье на примере изучения одной из хрусталеносных провинций Урала обсуждаются теоретические и методические аспекты этой проблемы, раскрываются новые, основанные на морфометрии (Кузнецов, Юхтанов, 1980, 1981) возможности кристалломорфологических поисковых методов.

Форма кристаллов кварца

Из известных в настоящее время 14 полиморфных модификаций кристаллического кремнезема в виде хорошо образованных кристаллов в природе встречаются α - кварц и β - кварц, относящиеся к триго - нально - трапецоэдрическому виду симметрии. При этом α - кварц кристаллизуется в тригональной сингонии (3mm), β - кварц - в гексано - нальной (6mm). Кристаллическая структура α - и β - кварца каркасная, состоящая из кремнекислородных тетраэдров, в центре кото - рых находится кремний в четвертой координации, а вершины являются общими для смежных тетраэдров.

Форма кристаллов кварца определяется комбинацией и степенью от - носительного развития граней простых кристаллографических форм. Из -

вестны 538 простых форм кварца, включая не совсем достоверные и сомнительные (Дэна и др., 1966). Из них наиболее часто встречаются гексагональная призма $m \{10\bar{1}0\}$, положительный ромбоэдр $z \{10\bar{1}1\}$, отрицательный ромбоэдр $x \{01\bar{1}1\}$, тригональная дипирамида $x \{11\bar{2}1\}$, положительный трапецоэдр $s \{51\bar{6}1\}$ и острейшие ромбоэдры различных символов.

Основными характеристиками формы кристаллов кварца служат облик, габитус, видимая симметрия. По облику кристаллы кварца делятся на обелисковидные, столбчатые (короткостолбчатые, среднестолбчатые, длинностолбчатые), изометричные, уплощенные. Облик отражает основные особенности формы индивидов и обычно определяется визуально.

Наиболее распространенными типами габитусов кристаллов кварца являются призматический и ромбоэдрический. Идентификация типа габитуса заключается в установлении простых форм тех граней, которые пользуются преимущественным развитием. Большое значение имеет измерение площадей граней, на чем, в частности, основана возможность оценки степени псевдогексагональности индивидов (Кузнецов, Юхтанов, 1981).

Разнообразие видимой симметрии кристаллов кварца сводится к триклинному (элементы симметрии отсутствуют), моноклинному (m), ромбическому ($2m$), тригональному ($3m$), гексагональному типам ($6m$). При анализе особенностей формы кристаллов кварца целесообразно измерение площадей граней, позволяющее оценить степень асимметрии (Шафрановский, 1974) и установить направление формоискажающего воздействия (Юшкин, 1977).

Форма кристаллов кварца зависит как от их структуры, так и от минералогенетической среды.

Кристаллическая структура обуславливает соотношение скоростей роста разноименных граней: $V_g > V_x > V_z > V_2 \approx V_m$. В соответствии с этим наибольшее развитие в конечном счете получают грани гексагональной призмы и положительного ромбоэдра. Важным фактором морфогенезиса является макроструктура. Например, мозаичность и двойники понижают анизотропию скоростей роста граней основных ромбоэдров (Карякина, 1968, 1972), что приводит к возрастанию степени псевдогексагональности индивидов.

Весьма существенна роль минералогенетической среды. Неравномерность питания граней, как следствие неоднородности среды, вызывает искажение кристаллов кварца, выражающееся в отклонении их видимой симметрии от симметрии кристаллической структуры (Шафрановский, 1974). Степень пересыщения раствора кремнеземом контролирует соотношение скоростей роста разноименных граней. С увеличением степе-

ни пересыщения абсолютные скорости роста разноименных граней возрастают, возрастает также их соотношение (Балицкий, 1978). Следовательно, при слабом пересыщении формируются кристаллы кварца с высокой степенью псевдогексагональности, а при значительном — с низкой. В то же время значительное пересыщение растворов кремнеземом является причиной развития кристаллизационных мозаичности и двойников, повышающих степень псевдогексагональности индивидов. Имеет место корреляция между кислотностью — щелочностью и обликом кристаллов кварца: для щелочных растворов характерны длинно столбчатые индивиды, для слабокислых — уплощенные, изометричные, короткостолбчатые (Попов, 1976).

Зависимость формы кристаллов кварца от степени пересыщения кремнеземом и кислотности — щелочности раствора предопределяет существование ее зависимости от температуры, давления и состава раствора, так как и степень пересыщения кремнеземом и кислотность — щелочность в значительной мере определяются этими параметрами.

Большое влияние на форму кристаллов кварца оказывает их затравка. Экспериментально установлено (Ушаковский, Кушеев, 1977), что на затравках величиной до 5 мм образуются обелисковидные кристаллы, а на более крупных — столбчатые. Существует связь между формой и величиной затравки и степенью псевдогексагональности индивидов (Кузнецов, Юхтанов, 1981). При прочих равных условиях у кристаллов, зародившихся на более крупных затравках гексагональной формы, степень псевдогексагональности выше.

Поисковое значение формы кристаллов кварца

Возможность использования кристаллов кварца в качестве пьезооптического и ювелирного сырья во многом определяется особенностями их конституции и свойствами, прямо зависящими от физико-химических условий минералообразования, в частности однородностью, составом элементов-примесей, окраской. Пространственное изменение последних в пределах хрусталеносных объектов (провинций, полей и т.д.) вследствие эволюции физико-химических условий минералообразования приводит к дифференциации кварцевого сырья.

Критерием промышленной спецификации кварцевого сырья является форма кристаллов кварца, находящаяся в определенной связи с их однородностью, составом элементов-примесей, окраской.

Однородность кристаллов кварца варьирует в широких пределах. Вследствие кристаллизационных мозаичности, дофинейских и бразильских двойников весьма неоднородны кристаллы кварца короткостолбчатого облика, призматического габитуса с высокой степенью псевдогексаго-

нальности. Такие кристаллы обычно не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к пьезосырью. Кристаллы кварца обелисковидного облика остроромбоэдрического габитуса с низкой степенью псевдогексагональности более однородны, во всяком случае кристаллизационные мозаичность и дофинейские двойники для них не характерны. Кристаллы кварца этого типа представляют высококачественное пьезосырье (Карякин, 1948; Кораго, 1971; Буканов, 1974).

В состав кварца в виде примеси входят алюминий, железо, магний, титан, германий, литий, натрий, калий, водород и другие элементы; их общее содержание обычно не превышает 0,01 % (Дэна и др., 1966). При этом, согласно имеющимся данным (Буканов, 1974), содержание элементов-примесей в кристаллах кварца обелисковидного облика остроромбоэдрического габитуса, как правило, выше, чем в кристаллах кварца столбчатого облика призматического габитуса. Обнаруживается также связь между содержанием элементов-примесей и степенью псевдогексагональности кристаллов кварца. С понижением степени псевдогексагональности содержание элементов-примесей возрастает (рис.1). Очевидно, что кристаллы кварца короткостолбчатого облика призматического габитуса с высокой степенью псевдогексагональности, содержащие наименьшее количество элементов-примесей, наиболее предпочтительны в качестве оптического сырья.

Окраска кристаллов кварца разнообразна: серая, коричневая, желтая, фиолетовая, розовая и др. В зависимости от окраски выделяется ряд разновидностей кварца, основными среди которых являются: раухтопаз (серая, серовато-коричневая), цитрин (желтая, желтовато-коричневая), аметист (фиолетовая с розовым или пурпурным оттенками). Окрашенные разновидности кварца используются как ювелирное сырье. Возникновение окраски связано с радиацией. Центрами окраски служат дефекты кристаллической решетки кварца, обусловленные главным образом присутствием различных элементов-примесей (Самойлович, Цинбер, 1969). Отсутствие окраски не исключает возможность ее появления при радиационном воздействии.

Для кристаллов цитрина характерен обелисковидный облик, остроромбоэдрический габитус, низкая степень псевдогексагональности. Кристаллы раухтопаза и аметиста обычно обладают столбчатым или изометричным обликом, призматическим габитусом, высокой степенью псевдогексагональности. Отличительной особенностью кристаллов аметиста является преимущественно изометричный облик, примечательно также, что при их нарастании на кристаллы раухтопаза или цитрина образуются своеобразные "скипетры".

Особенности формы кристаллов кварца, отражающие их однородность,

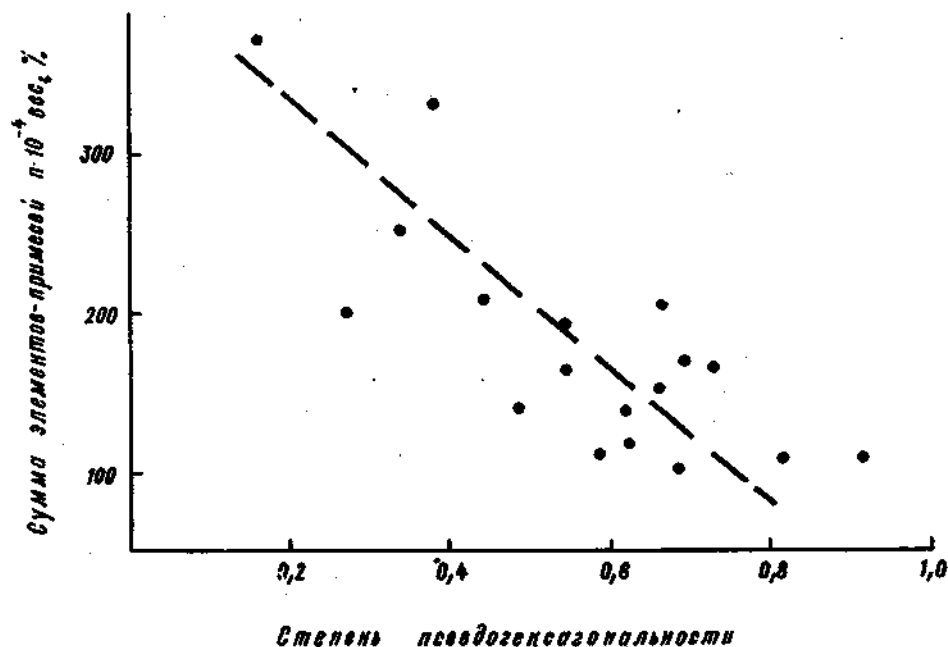


Рис. 1. Связь степени псевдогексагональности кристаллов кварца и содержания в них элементов-примесей (суммарное содержание $Al, Mg, Fe, Li, K, Na, Ti, n \cdot 10^{-4} \%$).

состав элементов-примесей, окраску, могут служить поисковыми признаками различных видов кварцевого сырья. Столбчатый облик, призматический габитус, высокая степень псевдогексагональности являются поисковыми признаками оптического сырья, раухтопаза и аметиста*, обелисковидный облик, остроромбоэдрический габитус, низкая степень псевдогексагональности — пьезосырья и цитрина.

Закономерности пространственной дифференциации кварцевого сырья, знание которых имеет большое значение для прогнозирования и комплексной оценки хрусталеносных объектов, выявляются путем топоминералогического картирования формы кристаллов кварца.

При проведении мелкомасштабного и среднемасштабного картирования возможна визуальная оценка облика и габитуса кристаллов кварца с выделением основных морфологических типов. На рис. 2 приведена схема

* Важным поисковым признаком месторождений аметиста являются скипетровидные кристаллы.

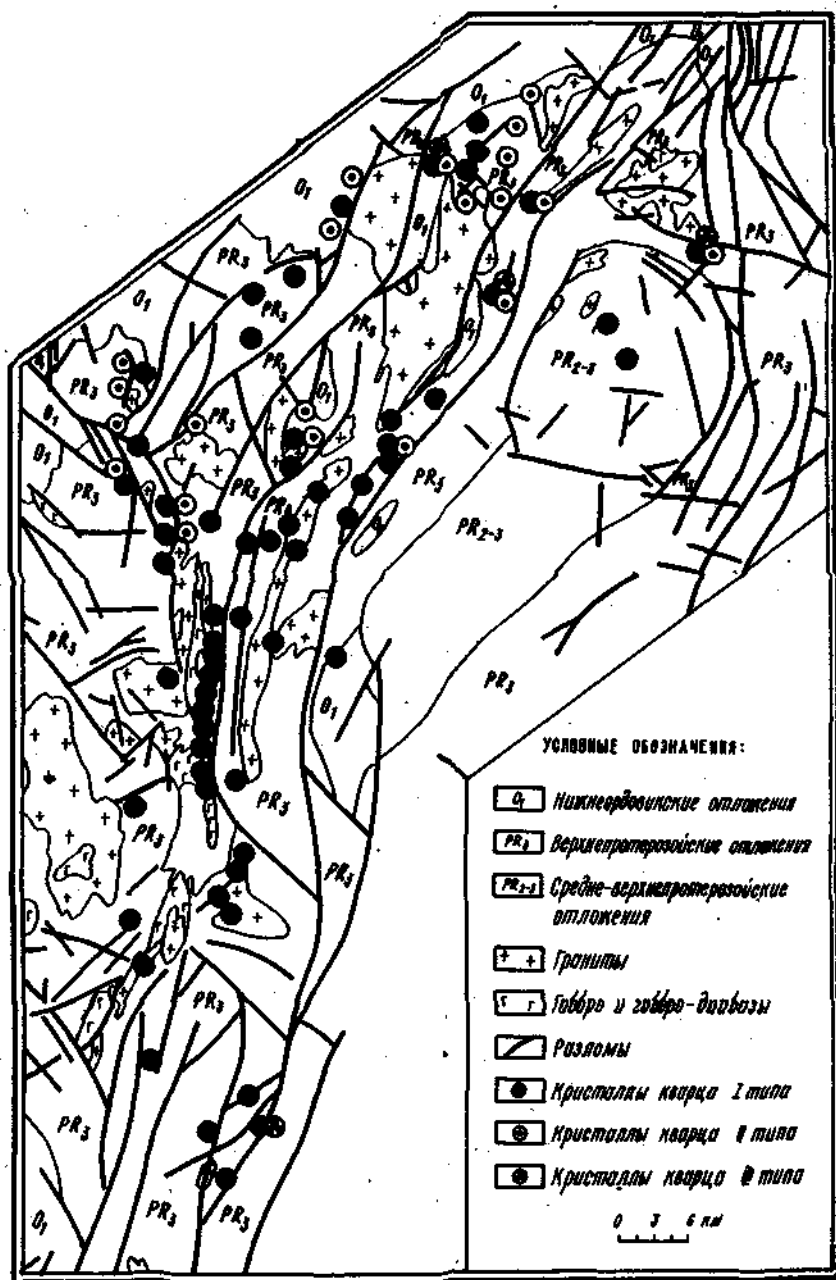


Рис. 2. Схема пространственного размещения основных морфологических типов кристаллов кварца хрустальной провинции.

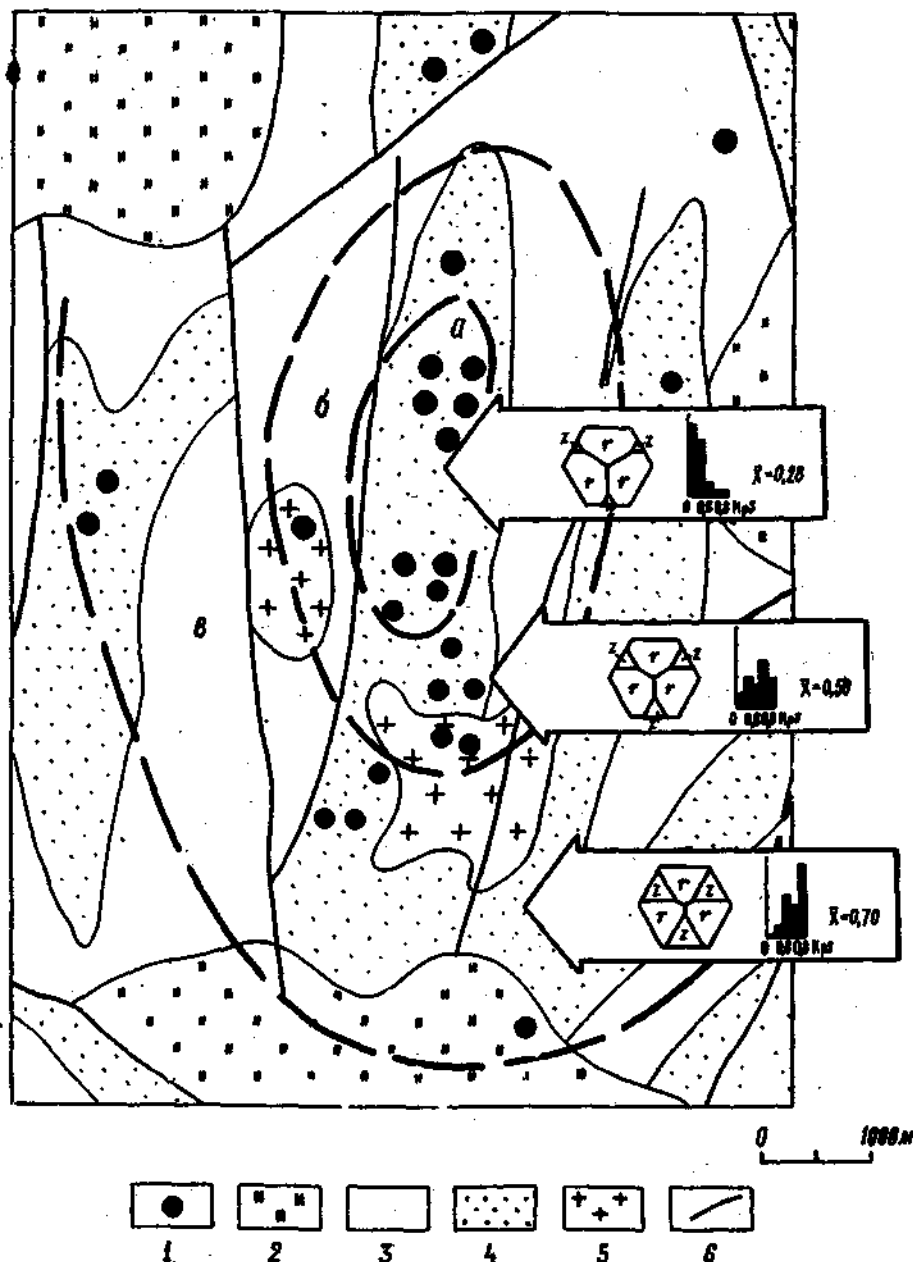


Рис. 3. Кристалломорфологическая зональность хрусталеносного поля. Гистограммы характеризуют распределение кристаллов кварца по степени псевдогексагональности. 1 - кристаллопроявление; 2 - ордовикские кварцопесчанники; 3-4 - верхнепротерозойские отложения: 3 - сланцы, 4 - кварциты; 5 - гранитоиды; 6 - тектонические нарушения.

размещения кристаллов кварца различной формы в пределах хрустале - носной провинции. Региональным развитием пользуются кристаллы кварца среднестолбчатого (или короткостолбчатого) облика, призматического габитуса с высокой степенью псевдогексагональности (I морфологический тип). Наряду с кристаллами кварца этого типа в центральной и северной частях провинции присутствуют кристаллы кварца обелисковидного облика, остроромбоэдрического габитуса с низкой степенью псевдогексагональности (II морфологический тип), а в северной и южной частях - кристаллы кварца короткостолбчатого (или изометричного) облика, призматического габитуса с высокой степенью псевдогексагональности, образующие при нарастании кристаллы кварца I и II типов "скипетры" (III морфологический тип).

В соответствии с этим правоммерно предположить, что вся площадь хрусталеносной провинции перспективна в отношении хрустала и раухтопаза (I тип кристаллов кварца); кроме того, в ее северной и центральной частях возможно обнаружение II типа кристаллов кварца, а в северной и южной - аметиста (III тип кристаллов кварца).

При крупномасштабном картировании эффективным является точное измерение степени псевдогексагональности кристаллов кварца. На рис.3. приведена схема, демонстрирующая изменение степени псевдогексагональности кристаллов кварца в пределах одного из хрусталеносных полей. Как видно, происходит ее возрастание от центра (зона А) к периферии (зона В), что свидетельствует о соответствующем изменении окраски, однородности и состава элементов-примесей кристаллов кварца. В связи с этим зона А представляется наиболее перспективной на пьезосырье и цитрин, зона В - на оптическое сырье и раухтопаз.

Заключение

Особенности облика, габитуса кристаллов кварца являются поисковыми признаками различных видов кварцевого сырья. Изучение формы позволяет оценить однородность, содержание элементов-примесей, окраску кристаллов кварца. Выявление пространственного изменения формы кристаллов кварца, отражающего дифференциацию кварцевого сырья, способствует прогнозированию и комплексной оценке месторождений кварца.

ЛИТЕРАТУРА

Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрустале - образования. - М.: Недра, 1978. - 144 с.

Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. - Л.: Наука, 1974. - 212 с.

Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Фрондель К. Система минералогии, Т.3. Минералы кремнезема. - М.: Мир, 1966. - 430 с.

Карякин А.Е. О связи качества кристаллов с их внешним обликом. - Зап.Всесоюз.минерал.об-ва, 1948, ч. 77, вып. 4, с. 232 - 239.

Карякина Т.А. Влияние двойниковых границ на рост кристаллов кварца. - Зап.Всесоюз.минерал.об-ва, 1968, ч. 97, вып. 5, с.630-637.

Карякина Т.А. Некоторые особенности внешней и внутренней морфологии мозаичных кристаллов кварца. - В кн.: Кристаллография и минералогия, (Тр. Федоровской сессии, 1969). Л., 1972, с. 124 - 128.

Карякина Т.А., Эшкин В.Ю. Применение кристалломорфологического анализа для оценки месторождений пьезокварца. - В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического минерального сырья. (Методические рекомендации). М., 1975, с. 123-130. (ВНИИСИМС).

Кораго А.А. Использование кристалломорфологии кварца из развалов для определения залегания хрусталеносных гнезд. - Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 5, с. 637 - 640.

Кораго А.А. Использование особенностей кристаллов кварца для оценки качества кристаллосырья. - Зап.Всесоюз.минерал.об-ва, 1971, ч. 100, вып. 1, с. 96 - 100.

Кузнецов С.К., Юхтанов П.П. Способ поисков месторождений пьезокварца. Положительное решение от 16 октября 1980 г. по заявке на изобретение № 2902480/18-25.

Кузнецов С.К., Юхтанов П.П. Морфометрия и генетическая информативность кристаллов кварца. - Сыктывкар, 1981. - 29 с. (Сер. препринтов "Науч.докл." /АН СССР, Коми фил.; вып. 64).

Попов В.А. Пути составления кристаллогенетического определителя. - В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования. Л., 1976, с. 10-22. (Матер.всесоюз.конф., 1975).

Самойлович М.А., Цинобер Л.И. Центры окраски в кварце. - В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрография. (Итоги науки, 1968). М.: Изд-во ВИНТИ, 1969, с. 118 - 138.

Сорокин Ю.П. Морфология кристаллов аметиста месторождения Ватиха на Среднем Урале. - В кн.: Жильный кварц восточного склона Урала. Свердловск, 1970, с. 76 - 80. (Тр./Свердловск.горный ин-т, вып. 80, ч.3).

Ушаковский В.Т., Кушеев В.В. Влияние зародышей на форму кристаллов кварца. - Геол.журнал. Киев, 1977, т.37, №4, с.124-129.

Шафрановский И.И. Очерки по минералогической кристаллографии. - Л.: Недра, 1974. -150с.

Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. - Л.: Наука, 1977. - 292 с.

МОДЕЛЬНО-ТЕСТОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.Ф.Кунц, Н.П.Юшкин

С целью количественного прогнозирования и поисков полезных ископаемых, образующихся путем метасоматического замещения рудными минералами вмещающих пород, нами разработан и испытан в различных условиях новый модельно-тестовый метод оценки потенциальной рудоносности перспективных районов и площадей.

Суть этого метода состоит в следующем. Известно, что месторождения многих колезных ископаемых (флюорита, барит, целестина, свинца, цинка, урана и др.) образуются путем замещения рудными минералами определенных горных пород, особенно карбонатных, в результате воздействия на них холодных или гидротермальных рудоносных растворов или других рудоносных флюидов, магматических расплавов, а также в результате окислительно-восстановительных реакций и жизнедеятельности микроорганизмов. При этом отмечается строгая приуроченность рудных залежей не только к определенным породам, но и к определенным горизонтам одних и тех же пород. Такая избирательность замещения пород определяется особенностями их химического и минерального состава и различными физико-механическими свойствами.

Создав экспериментальную или теоретическую модель формирования минерализации определенного генетического типа и установив оптимальные условия рудообразования в зависимости от состава, концентрации, кислотности-щелочности воздействующих растворов, термодинамических и других факторов, можно подвергнуть обработке в этих оптимальных условиях образцы пород, отобранных с достаточной частотой по всему геологическому разрезу в перспективном рудоносном районе. Каждый горизонт разреза при этом как бы испытывают на потенциальную возможность локализации оруденения. Естественно, что "рудообразующая способность" различных горизонтов разреза будет неодинаковой, так как она зависит от геохимических, минералогических, физико-механических и многих других факторов, которые дифференцированно учесть мы

не можем. Но при экспериментальных испытаниях мы выявляем суммарное действие этих факторов, выражающееся в степени замещения породы рудными минералами.

Очевидно, что горизонты, наиболее легко воспринимающие оруденение и характеризующиеся более высокими содержаниями рудного минерала при обработке образцов в одних и тех же модельных условиях, можно рассматривать как перспективные и рудоносные (рис.1). При этом можно давать количественную оценку их потенциальной рудоносности, т.е. определять возможную предельную концентрацию рудного минерала в данном литологическом горизонте. На эти горизонты и целесообразно направлять поиски месторождений.

Продemonстрируем возможности метода на примере флюорита. При проведении экспериментальных исследований по моделированию процессов формирования гидротермальных флюоритовых месторождений в карбонатных породах нами было установлено, что образование метасоматической зональности, аналогичной природной, происходит только при воздействии на карбонатные породы концентрированных фторидных или кремнефторидных растворов (Куш, 1976; Юшкин и др., 1979 г.). Наиболее интенсивно процессы замещения флюоритом проявляются при температурах 150–250°C и воздействии умеренно кислых растворов (pH 5–6). Установленные при моделировании закономерности бы-

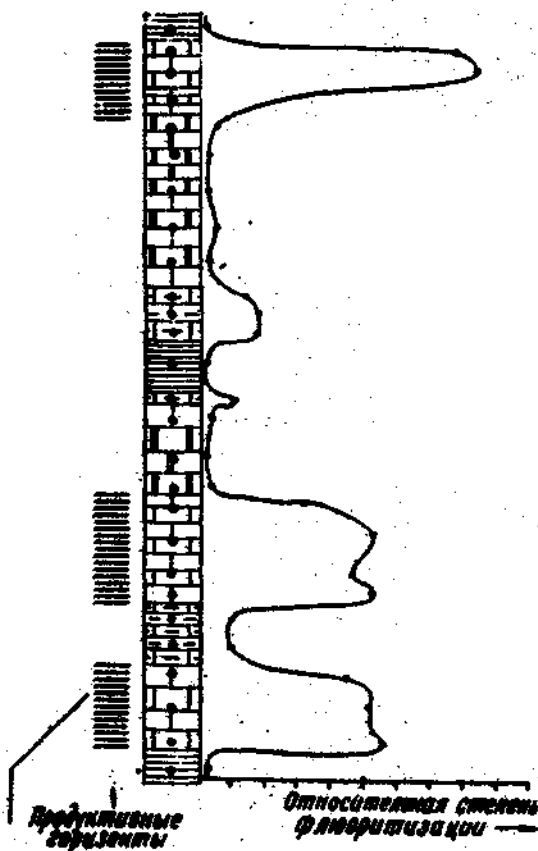


Рис.1. График относительной интенсивности замещения рудными минералами различных горизонтов карбонатного разреза в экспериментальных условиях, характеризующий потенциальную рудоносность разреза.

Точками показаны пункты опробования.

ли использованы для оценки потенциальной флюоритоносности карбонатных отложений в пределах известных флюоритоносных районов Новой Земли, Пай-Хоя, Урала и Донбасса.

На исследуемых участках отбирались образцы, дающие представительную характеристику всех литологических разностей геологического разреза. Из каждого образца вырезались по два отдельных блока (основной и дублирующий), которые помещались в гидротермальную установку (автоклав) большого объема (обычно около 1л). Автоклав заливали исходным раствором (фторидным, кремнефторидным и т.д., в зависимости от типа изучаемого рудообразующего процесса) и герметично закрывали. Объем раствора при этом должен превышать объем изучаемых образцов в десятки раз, чтобы приблизить систему к открытой. Автоклав нагревали в электропечи до заданной температуры (температурный интервал образования гидротермальных месторождений обычно составляет 100–350°C, а средние значения лежат в интервале 200–250°C) и выдерживали при этой температуре (колебания температурного режима в процессе всего опыта не превышали значений $\pm 5^\circ\text{C}$) от 3 до 5 суток. После завершения опыта автоклав вскрывали, из обработанных образцов изготавливали петрографические шлифы, которые изучали под микроскопом. По результатам определения мощностей зон преобразований исходных пород при их взаимодействии с гидротермальными растворами (при этом обычно формируются четко выраженные метасоматические колонки различной мощности) строили графики, на которых выделяли горизонты с наибольшей интенсивностью процесса преобразования исходных пород. Они и рекомендовались для проведения поисковых работ.

При гидротермальной обработке образцов из карбонатных разрезов, по интенсивности их замещения флюоритом уверенно выделяются именно те горизонты, которые в этих районах являются рудовмещающими. Это хорошо иллюстрируется на примере гидротермальной обработки образцов, отобранных из надрудных, рудовмещающих и подрудных горизонтов флюоритопоявлений Амдерминского, Северо-Пайхойского и Южно-Пайхойского районов (табл.1).

Как видно из приведенных данных, наибольшей способностью к концентрации флюорита обладают породы рудовмещающих горизонтов, причем различия в его количественных соотношениях, полученных в процессе опытов, примерно соответствуют различиям, наблюдаемым в природных условиях, т.е. интенсивность флюоритизации рудовмещающих известняков Амдерминского и Северо-Пайхойского районов выше, чем доломитизированных известняков Южно-Пайхойского района. В надрудных и подрудных горизонтах флюорит фиксируется только в приконтактных частях с рудовмещающими горизонтами и его концентрации практически одинаковы для пород по составу и возрасту (6–10%).

Таблица 1

Результаты гидротермальной обработки карбонатных пород
флюоритоносных районов

Район	Вмещающие породы	Возраст	Минеральный состав зон преобразования исходных пород, %							
			Минералы	Надрудные горизонты		Рудовмещающие горизонты			Подрудные горизонты	
Амдерминский, гряда Беляева	Известняки	РР ₃ м	Ка	90	83	77	56	62	86	87
			Кв	10	6	-	-	1	2	4
			Фл	-	7	20	40	32	6	-
			Дол	-	4	3	4	5	6	9
Северо-Пайхойский, р.Песчаная	Известняки	С ₁ v	Ка	4	30	38	34	54	87	95
			Кв	96	64	51	26	1	2	5
			Фл	-	4	9	40	45	10	-
			Дол	-	2	-	-	-	1	-
Южно-Пайхойский, р.Янгарей	Доломитизированные известняки	С ₁ v	Ка	4	18	27	35	57	84	100
			Кв	55	41	27	14?	-	-	-
			Фл	-	3	13	21	14	2	-
			Дол	41	38	33	30	29	14	-

Примечание. Ка - кальцит, Кв - кварц, Фл - флюорит, Дол - доломит.

По результатам гидротермальной обработки карбонатных пород (С₁v), представляющих надрудные, рудовмещающие и подрудные горизонты Буредачского месторождения в Южно-Пайхойском районе, устанавливается хорошо выраженная положительная корреляционная связь между мощностями зон преобразований, установленными в ходе лабораторных исследований, и реальным содержанием флюорита в этих горизонтах (табл.2, рис.2). Она подтверждает возможность количественной оценки потенциальной флюоритоносности этим методом.

Если рассмотреть результаты экспериментальных исследований по взаимодействию гидротермальных фторсодержащих растворов с карбонатными породами разных регионов в целом, то обращает на себя внимание зависимость интенсивности преобразований от литологических особенностей карбонатных пород (табл.3).

Наиболее интенсивно процессы замещения флюоритом проявляются в мелкозернистых известняках. В перекристаллизованных и глинистых раз-

ностях известняков формирование флюоритовой минерализации идет гораздо хуже. На образование метасоматических флюоритовых руд очень заметно влияет доломитизация карбонатных пород.

Характерно и то, что одинаковые разности даже в пределах одного района претерпевают разные по интенсивности преобразования. В этом

Таблица 2

Результаты гидротермальной обработки вмещающих пород Буреданского месторождения

Горизонт	Вмещающие породы	Средние содержания CaF_2 по данным геологического опробования, %	Мощности метасоматических зон по экспериментальным данным, мм/сут
Надрудный	Доломиты	0,3	-
	- " -	4,9	0,0416
	Известняки	41,0	0,1626
Рудовмещающий	- " -	18,5	0,0816
	- " -	10,5	0,0677
	Доломитизированные известняки	0,5	0,0166

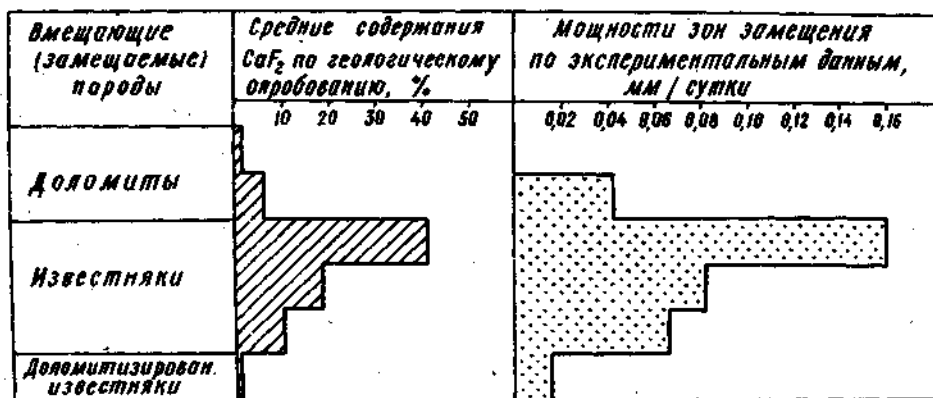


Рис. 2. Зависимость мощности зон замещения образцов карбонатных пород флюоритом в условиях гидротермального эксперимента от реальной продуктивности горизонтов карбонатного разреза. Пай-Хой, Буреданское месторождение.

Таблица 3

Результаты гидротермальной обработки карбонатных руд разных регионов

Район	Возраст	Разновидности пород				
		Мелкокристаллические известняки	Перекрысталлизованные известняки	Глинистые известняки	Доломитизированные известняки	Доломиты
Пермское Приуралье	R ₁ q	0,0758	-	-	0,05890	0,0453
Южно-Пай-хойский, Буреданское месторождение	C ₁ v	0,1434	-	-	-	0,0393
Башкирское Приуралье	C ₁ v	0,0741	-	-	-	-
Приазовье, Донбасс	C ₁ v	0,1034	-	0,0686	-	-
Башкирское Приуралье	C ₁ t	0,0750	-	-	0,0490	0,0257
Донбасс, Приазовье	C ₁ t	0,1000	-	-	-	-
Башкирское Приуралье	D ₃ st	0,0724	-	-	0,0640	-
Южно-Новоземельский, Черногубское месторождение	D ₁	0,1641	-	-	-	-
Южно-Новоземельский, Черногубское месторождение	D ₁	0,2740	-	-	-	-
Южно-Новоземельский, Циволькинское месторождение	D ₁	0,2506	0,1241	0,1210	-	-
Южно-Новоземельский,	S ₁	0,1624	-	-	-	-
Раковское месторождение						
Южно-Новоземельский, Черногубское месторождение		0,1220	-	-	-	-
Амдерминский	R ₁ st	0,1629	-	-	-	-

случае оценка их перспективности обычными геологическими методами затруднена и, видимо, может быть проведена только с привлечением экспериментальных методов.

Полученные количественные характеристики процессов метасоматического замещения карбонатных пород достаточно хорошо согласуются с данными геологических наблюдений и отражают в целом перспективные оценки тех или иных флюоритоносных провинций.

Модельно-тестовый метод широко использовался нами для прогнозной оценки Уральско-Новоземельской флюоритоносной провинции (Юшкин, 1977). В ряде районов на его основе давалась количественная оценка прогнозных запасов категории D_1 , причем достоверность такой оценки, как показывают опытные работы, существенно выше обычно применяющегося метода аналогий. Метод применяется на флюоритоносных полях, разведываемых объединениями Северкварцсамоцветы и Полярноуралгеология. Годовой экономический эффект, достигнутый в результате концентрации поисковых и добычных работ на наиболее перспективных площадях, только по одной из партий составляет около 100 тыс.р.

Модельно-тестовый метод испытан нами также при прогнозировании гидротермальной баритовой минерализации на Полярном Урале. Ведется его разработка для прогнозирования и поисков стратиформных полиметаллических месторождений.

Таким образом, предлагаемый нами модельно-тестовый метод, являющийся принципиально новым по своей научной и методической основе, эффективно дополняет существующий комплекс поисковых методов, позволяя ограничивать и более рационально распределять объемы других более трудоемких методов. Опытные работы и практика применения метода свидетельствуют о его хорошей результативности. Метод рассчитан для поисков месторождений полезных ископаемых, подчиняющихся литолого-петрографическому контролю и образовавшихся путем замещения определенных разностей пород минералами рудных парагенезисов.

Рекомендуется применение этого метода при планировании глубоких поисков месторождений полезных ископаемых, когда сужение поисковых площадей может существенно уменьшить трудоемкость и стоимость работ. На основании данного метода, в дополнение к нему может быть сформирован новый поисковый комплекс "первого эшелона", который занимает промежуточное положение между прогнозированием и площадными поисками, позволяет резко сократить объемы поисковых работ и существенно конкретизировать их площади.

Авторы благодарны В.В.Марковой за помощь в проведении экспериментов и Ю.Н.Ромашкину, А.С.Микляеву, О.О.Никитину, А.М.Стремовскому — за предоставление целенаправленно отобранных проб во флюоритоносных районах для опытных испытаний.

ЛИТЕРАТУРА

Кунц А.Ф. Экспериментальное моделирование процессов формирования флюоритовых месторождений. – Сыктывкар, 1976. – 50 с. (Сер. препринтов "Науч.докл."/АН СССР, Коми филиал; вып. 30).

Юшкин Н.П., Волкова Н.В., Кунц А.Ф. Флюорит Уральско-Ново-земельской провинции и проблемы его использования. – Сыктывкар, 1977. – 48 с. (Сер. препринтов сообщ. "Науч.рекомендации – нар.хоз-ву"/АН СССР, Коми филиал; вып. 12).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ БАРИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Т.И.Таранина

На западном склоне Полярного Урала, в пределах Лемвинской структурно-фациальной зоны широко распространена баритовая минерализация, представленная рядом месторождений и проявлений барита: Пальникское, Грубеюское, Хойлинское, Вонкурьюганское, Собское и некоторые другие. Эти месторождения различаются по геологическим особенностям и минеральному составу, а следовательно, по физико-химическим и геологическим условиям образования (Смирнов, 1976). Однако их стратиформность, т.е. локализация в определенных осадочных толщах без видимой связи с магматическими породами, пластовая форма рудных тел, отсутствие прямых признаков контроля оруденения минерализованными разломами, определенное положение в стратиграфическом разрезе и другие характерные черты (Смирнов, 1976), приводит геологов к противоречивым мнениям об их генезисе.

Рассматриваемые месторождения и проявления барита в разные годы (с 1946 по 1980 гг.) изучались К.Г.Войновским-Кригером, С.Г.Караченцевым, Б.Я.Дембовским, М.А.Масловым, Е.В.Бобровым, В.М.Маковым, Н.В.Лютиковым и другими геологами. Одни из них высказали точку зрения о первичноосадочном сингенетически-диагенетическом генезисе Вонкурьюганского, Собского, Хойлинского и Пальникского месторождений и проявлений; вторые рассматривали перечисленные, а также некоторые другие месторождения и проявления барита как гидротермально-метасоматические образования (по неопубликованным данным).

В результате поисково-разведочных работ последних лет, произведенных на многих месторождениях и особенно на Хойлинском и Собском, были созданы условия для детального изучения баритовой минерализации. Наши минералогические исследования, проведенные главным образом онтогенетическими и отчасти филогенетическими методами в комплексе с геохимическими, изотопными, геохронологическими, струк-

турными методами, позволили разделить баритовые месторождения в соответствии с классификацией А.К.Савельева (1978) на два генетических класса и ряд минеральных типов (табл.1).

Ниже мы остановимся на характеристике основных типов баритовых месторождений и баритопроявлений, их минералогических особенностях, типоморфизме барита, критериях генетической дифференциации и промышленной оценки баритовых месторождений.

Хойлинское месторождение. В современной структуре Полярного Урала Хойлинское месторождение располагается в непосредственной близости к офиолитовой зоне и локализуется в останце тектонической пластины, сложенной маломощными кремнисто-глинистыми и более мощными терригенными флишoidalными отложениями силура, девона и нижнего-среднего карбона (Пучков, 1978 а, б). В структурном отношении район представляет собой крупную синклираль, которая осложнена серией более мелких складок и разрывных нарушений.

В строении месторождения участвуют отложения свит яйюской $C_{1-2}ja$ (углисто-глинистые сланцы, известковые песчаники, алевролиты), няньворгинской D_3-C_1nv (кремнистые сланцы) и пагинской D_2-3pg (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, бариты). Оруденение приурочено к разделенным каньоном р.Большой Хойлы высотам Хойламыльк и Хойлапэ, причем текстурно-структурные особенности руд на каждой из них различаются.

Основное рудное тело высоты Хойламыльк имеет согласное с вмещающими породами опрокинутое залегание, характеризуется пластовой формой с изменяющейся от 1 до 15 м мощностью и сложено почти мономинеральными массивными и слоистыми баритовыми рудами с незначительным содержанием кварца, глинистых минералов, пирита и акцессорных минералов. В слоистых рудах глинистые минералы располагаются в виде тонких слоев между кварц-баритовыми прослоями. В всячем боку в глинисто-кремнистых серицитизированных сланцах с пиритом нередко встречаются выделения крупнокристаллического барита в виде сфероидов или линзочек, а известково-углисто-глинисто-кремнистые отложения (D_3-C_1nv) лежачего бока баритизированы довольно интенсивно. Встречаются примазки барита по плоскостям скольжения тектонических нарушений. На одном из участков развиты кавернозные породы с пластинчатыми кристаллами барита на стенках каверн (Таранина, 1979). Содержание $BaSO_4$ в рудном теле составляет 65,0-98,5%, в зальбандах - 0,5-50,0%, а во вмещающих породах - до 0,5-0,8%. Содержание стронция как в рудах, так и во вмещающих породах колеблется от 0,001 до 0,3%, но в основном от 0,01 до 0,1%.

Барит массивных и слоистых руд имеет темную (от серой до черной)

Таблица 1

Генетическая классификация баритовых месторождений Полярного Урала

Комплекс	Генетический класс	Минеральный тип (основной)	Способ образования и морфология рудных тел	Геолого-тектонические условия образования	Характер минерализации	Примеры месторождений
Экзогенный	Осадочный (вулканогенно-осадочный)	I Баритовый	Осадочный (пласты и линзы, согласные с вмещающими породами)	Седиментационно-катагенетический процесс в миогеосинклинальных условиях	Главная рудная (баритовая) стадия минерализации	Хойлинское, Пальникское, Северо-Пай-хойское
Эндогенный	Гидротермальный	II Баритовый, кварц-барит-карбонатный	Метасоматический (пластообразные залежи и жилы) и процесс выполнения разрывных дислокаций (жилы и субпластовые залежи)	Эпигенетические процессы в позднегерцинском тектоно-магматическом цикле	Главная рудная (баритовая) стадия минерализации	Грубешорское, Собское, Вонкурьюганское, Карское (Пай-Хой)
		III Барит-полиметаллический	Метасоматический и выполнения (жилы и линзообразные залежи)	То же	Сопутствующее оруденение	Северное, Саурейское, Вайгачские, и др.

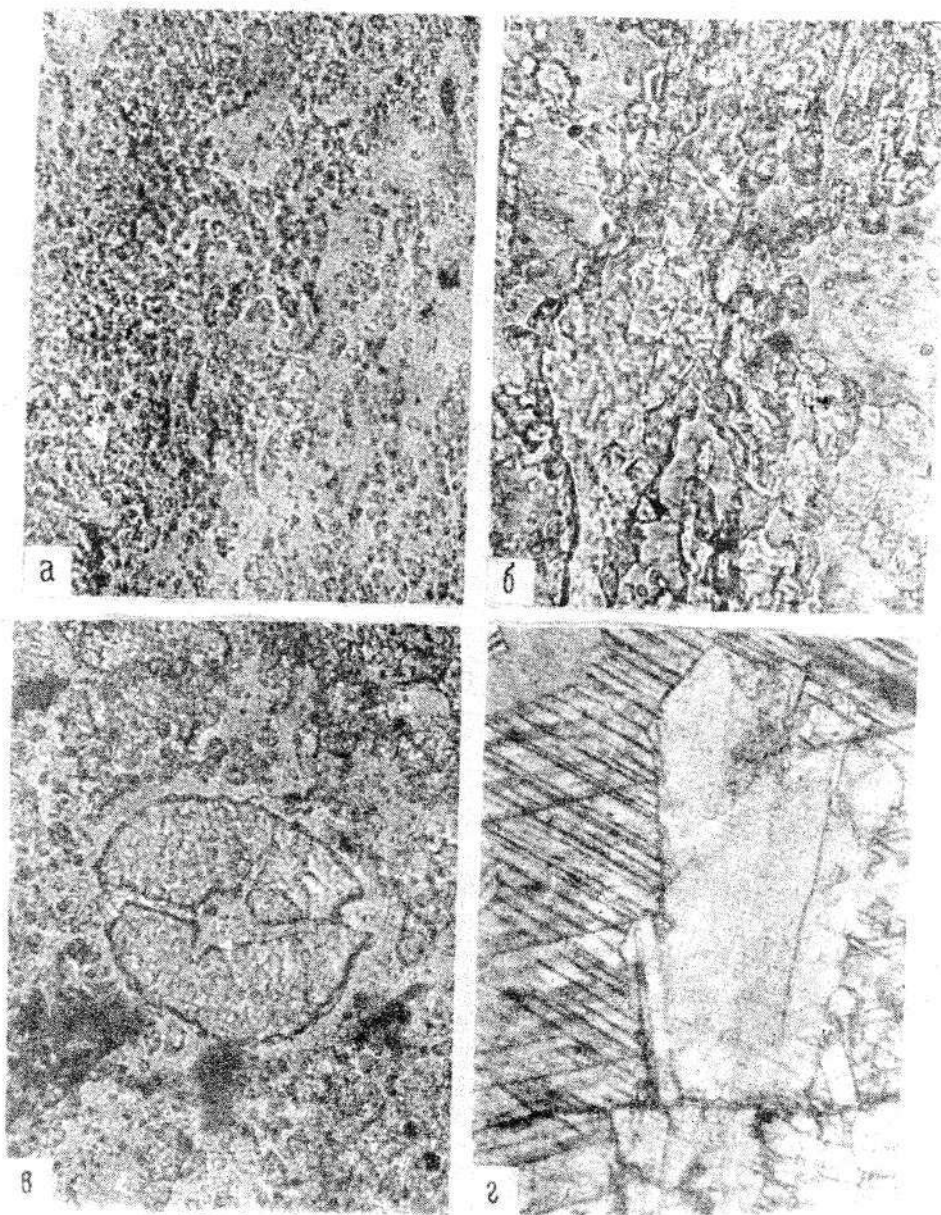


Рис.1. Структуры барита месторождений I типа
а, б - Хойламыльк: а - увел.20, 2, николи II, б - увел. 50,2, николи II; в -
Хойлапэ, увел. 51,2, николи II; г - Пальмыкыо, увел. 120,0, николи II.

окраску, которая определяется присутствием органического вещества (0,12%). Структура мелкозернистая (0,001–0,01 мм), коллоидальная (рис. 1, а, б). Химический анализ барита указывает на наличие большого количества включений кварца (1–40%), глинистых минералов (до 1%) и незначительного количества изоморфного стронция (0,01–0,1, реже 0,2%). Кроме главных компонентов присутствуют, в %: Р – 0,01, Мп – сл., 0,5, Са – 0,0008–0,001, Ti – 0,001, Sr – сл., 0,001, в некоторых пробах следы Sc, Pb, V, Ag, Zn, Zr и до 0,001% La. Состав барита может быть охарактеризован кристаллохимической формулой: $(\text{Ba}_{0,99}\text{Sr}_{0,01}) \cdot [\text{SO}_4]$. Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S} = +40,1$ и 18,8‰.

Крупные (0,1 – 1–3 мм) идиоморфные кристаллы барита характеризуются темно- до светло-серой окраской. Они концентрируются в лежащем и висячем боках рудного тела и слагают сферолиты, линзочки и конкреционные стяжения. В отличие от массивного барита кристаллы содержат меньшее количество включений (кварца – до 4%, глинистых минералов – до 0,70%) и отличаются более высоким содержанием стронция (0,1–0,3%). Характерно присутствие следующих примесей, в %: Мп, V, Са, Sr – 0,001, Ti – 0,01. В барите из висячего бока $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от +30,2 до +38,7‰.

Прозрачные пластинчатые кристаллы барита из кавернозных пород (Таранина, 1979) являются стерильными как в отношении механических, так и структурных примесей: химическим анализом обнаружены SiO_2 – сл., R_2O_3 – 0,05%, MnO – 0,006%, спектральным – Са – 0,0001%, Ti – сл., Sr – 0,028; $\delta^{34}\text{S}$ имеет максимальные значения: от +40,1 до +44,4‰.

Баритовые руды высоты Хойлапа слагают серию согласных пластовых тел, залегающих в кремнистых породах темно-серого до черного и зеленовато-серого цвета. Контакты рудных тел четкие. Для лежащего бока типичны глинисто-кремнистые сланцы табачного цвета, ожелезненные, аналогичные серицитизированным сланцам Хойламыльк, с повышенным содержанием щелочей (K_2O до 3,65%, Na_2O до 0,46%), а для висячего – известково-углисто-кремнистые породы, часто баритизированные. Строение рудных тел довольно сложное: в забандрах располагаются баритовые конкреции, стяжения-сфероиды размером до 3х4х5 см, вытянутые по слоистости линзочки, а в центре – баритовые руды конкреционно-сгустковой текстуры, сложенные радиально-лучистыми, от крупно- до гигантокристаллическими, стяжениями с размером индивидов от нескольких миллиметров до 10 см, сквозь которые "просвечивает" слоистость вмещающих черных кремнистых пород. Содержание BaSO_4 колеблется от 23 до 82%, Sr – от 0,06 до 0,80%. В

парагенезисе с баритом в рудах присутствуют кварц (13-67%), глинистые и акцессорные минералы (до 3%).

Барит этих руд, в отличие от массивных и слоистых, имеет темно-серую до серой окраску, характеризуется крупно-гигантокристаллической структурой. Контакты кристаллов барита с тонкозернистым кварцем в радиально-лучистых стяжениях неясные, в то время как в конкрециях и сфероидах довольно четкие. Очень часто наблюдаются псевдоморфозы барита по радиоляриям (рис.1,в), примеси кварца (до 2, реже до 34%), глинистых и акцессорных минералов (до 1%); $C_{орг}$ не обнаружено. Содержание стронция изменяется от 0,1 до 0,8%, причем оно увеличивается от радиально-лучистых стяжений (0,10-0,25%) к сфероидом и затем к конкрециям (0,30-0,80%) барита. Спектральным анализом обнаружены следующие примеси, в %: Mn - сл.-0,00n, V - сл., Cu - 0,000n, Ti - сл.-0,00n, La - 0,00n. Значение $\delta^{34}S$ изменяется в пределах от +21,3 до +31,3%; 10 значений из 17 попадают в интервал от +24,0 до +26,0%. От барита с радиально-лучистой текстурой к бариту с конкреционной текстурой величина $\delta^{34}S$ возрастает от +25,5% через +27,0% до +28,4%.

Пальникское месторождение находится в 60 км южнее Хойлинского. Район месторождения имеет сложное тектоническое строение, представляя собой сложнопостроенную антиклинальную (изоклинальную) складку, которая осложнена серией мезоскладок и дизъюнктивных нарушений. Баритоносный горизонт вскрыт пока на одном крыле. Рудомещающими являются отложения пагинской свиты ($P_{2-3}pg$), терригенные - в нижней части толщи и кремнисто-сланцевые - в верхней. Они перекрываются отложениями яйюской свиты ($C_{1-2}ja$): черными и темноцветными кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами и известняками с незначительной долей участия известковых песчаников и алевролитов.

Баритовые руды концентрируются в низах верхней части пагинской свиты, образуя два горизонта сложного строения. Нижний горизонт (около 4,0 м) представляет собой пласт почти мономинерального массивного барита, в зальбандах которого барит образует стяжения и конкреции. В отличие от массивных баритовых руд горы Хойламыльк последние имеют более раскристаллизованную структуру и содержат только начинающиеся выкристаллизовываться стяжения размером не более 1 см (рис.1,г). Верхний баритоносный горизонт представлен пачкой кремнистых и глинистых сланцев с пятью пластами или линзами баритовых конкреций, стяжений и желваков, среди которых иногда встречаются идиоморфные кристаллы барита. Для центральной части горизонта характерны желваки и будины размером до 30 x 40 x 50 см кварц-барит-

тового, кварц-карбонат-баритового состава, имеющие тоненькую (до 1 см) оболочку в виде "глинки трения", а для периферийных частей — пропластки массивного крупнокристаллического барита (по зальбандам и иногда по падению благодаря будинированию превращенные в розочковидные стяжения) и конкреционный барита размером 7х10х15 см, имеющие несложный минеральный состав: глинистые и акцессорные минералы, кварц, кальцит, пирит, гармотом и барит. Конкреции имеют более мощную глинистую оболочку (до 10 см), из которой они могут выпадать, оставляя в обнажениях свой отпечаток.

Содержание $BaSO_4$, определенное по нашим пробам, взятым из разных пластов и пропластков, изменяется от 76,70 до 90,37%; среднее — взвешенное без учета прослоев небаритизированных пород для нижнего горизонта составляет 76,0%, для верхнего — 32,13% (по неопубликованным данным Н.В.Лютикова). Содержание стронция колеблется в пределах 0,04–0,70%.

В целом, для барита Пальникского месторождения типичны более крупнокристаллические структуры (0,1 мм до 20–25 см), идиоморфные кристаллы, грязно-белая до темно-серой окраска, значительное количество аналогичных вмещающим породам механических примесей: кварца, глинистых и акцессорных минералов, пирита, реже карбонатов. Химическим анализом в барите обнаруживаются (в %) SiO_2 — 1,45–4,60, R_2O_3 — до 1, $BaCO_3 + CaCO_3$ — 0,90–3,20, спектральным Mn — 0,00н–0,0н, V — следы, Ca — 0,00н, Ti — 0,00н–0,0н, Zr — сл.–0,0н, La — 0,00н–0,0н. Содержание Sr — 0,11–0,70%, т.е. примерно такое же, как в барите высоты Хойлапэ. Изотопный состав серы $\delta^{34}S$ также примерно аналогичен изотопному составу серы конкреционного барита Хойлапэ: $\delta^{34}S$ изменяется от +28,1 до +49,2‰; 10 значений из 14 попадают в интервал от +28,1 до +33,3‰. В ряду крупнокристаллический — микроконкреционный — сгустковый — конкреционный барит величина $\delta^{34}S$ изменяется следующим образом: +28,1 — +28,6 — +29,3 — 35,6‰.

Перечисленные геолого-минералогические особенности свидетельствуют, что Хойлинское и Пальникское месторождения барита относятся к классу вулканогенно-осадочных. Несмотря на то, что в пределах месторождений вулканические породы, синхронные с баритовыми рудами, не обнаружены (за исключением описанных А.И.Водолазским на р.Паге), косвенные данные свидетельствуют о вулканогенном источнике бария. Исключить вулканогенный фактор мы не можем, так как со-первых, баритовмещающие породы являются глубоководными (Пучков, 1979), и в этих условиях перенос на большие расстояния такого тяжелого и труднорастворимого компонента как Ba в виде барита или адсорбированного

на глинистых составляющих невозможен; во-вторых, предполагаемые большинством исследователей в качестве возможного источника бария барийсодержащие раковины и панцири (Гурвич и др., 1978) имеют в своем составе не более 30% $BaSO_4$ (Miller et al., 1977); в-третьих, для концентрации огромного количества барита, которое включают неречисленные месторождения, должны быть особые, а не обычные для нормального осадконакопления условия осаднения.

Аналогичные месторождения барита присутствуют также в пределах Лемвинской зоны на Пай-Хое (Юшкин, 1978; Юдович и др., 1979), в подобных структурно-фациальных зонах в Казахстане (Митряева, 1979), в Центральной Европе (Buschendorf и др., 1966; Paul, 1975) и в Северной Америке (Miller, 1977). На Пай-Хое, в частности, баритовые месторождения, как правило, локализируются в глинисто-кремнистых отложениях девона (D_{2-3}), отличаются высоким содержанием $BaSO_4$ в рудах (50-90%) и механических примесей в барите, имеют аналогичные текстуры и структуры, близкие минеральные парагенезисы, барит в них характеризуется темной до черной окраской, невысоким содержанием стронция (0,7%, чаще 0,1-0,4%), которое увеличивается от барита слоистой текстуры к бариту конкреционной текстуры. Генезис всех этих месторождений большинством исследователей трактуется как вулканогенно-осадочный.

Собское и Вонкурьюганское месторождения приурочены к зоне максимального развития надвигов (Пучков, 1979) и локализируются в карбонатных отложениях каменноугольного возраста (яйюская свита, $C_{1-2} ja$). Собское месторождение представлено пластообразными, линзообразными и жильными баритовыми телами, изученными на трех участках. Собский и Поуркеуский участки приурочены к замку, а Войшорский - к крылу синклинальной складки, что отразилось на особенностях их строения. В отличие от Хойлинского и Пальникского, для Собского месторождения характерны: 1) более сложный состав рудовмещающих пород (сланцы глинисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые; известняки глинистые, сильно окварцованные, и доломитизированные; кремненые породы очень рыхлые, выщелоченные, в них сохранились следы былой слоистости; часто породы лимонитизированы и содержат окислы и гидроокислы марганца, образовавшиеся, вероятно, за счет изменения родохрозита и марганцовистого кальцита); 2) обилие метасоматических текстур (массивных, полосчатых, прожилково-гнездово-вкрапленных; рис. 2) и текстур динамометаморфизма; 3) аллотриоморфная, реже идиоморфная структура заполнения пустот (жилы выполения, брекчиевые известняки), радиально-лучистые, гранобластовые и катакластические структуры метасоматических залежей; 4) более вы-

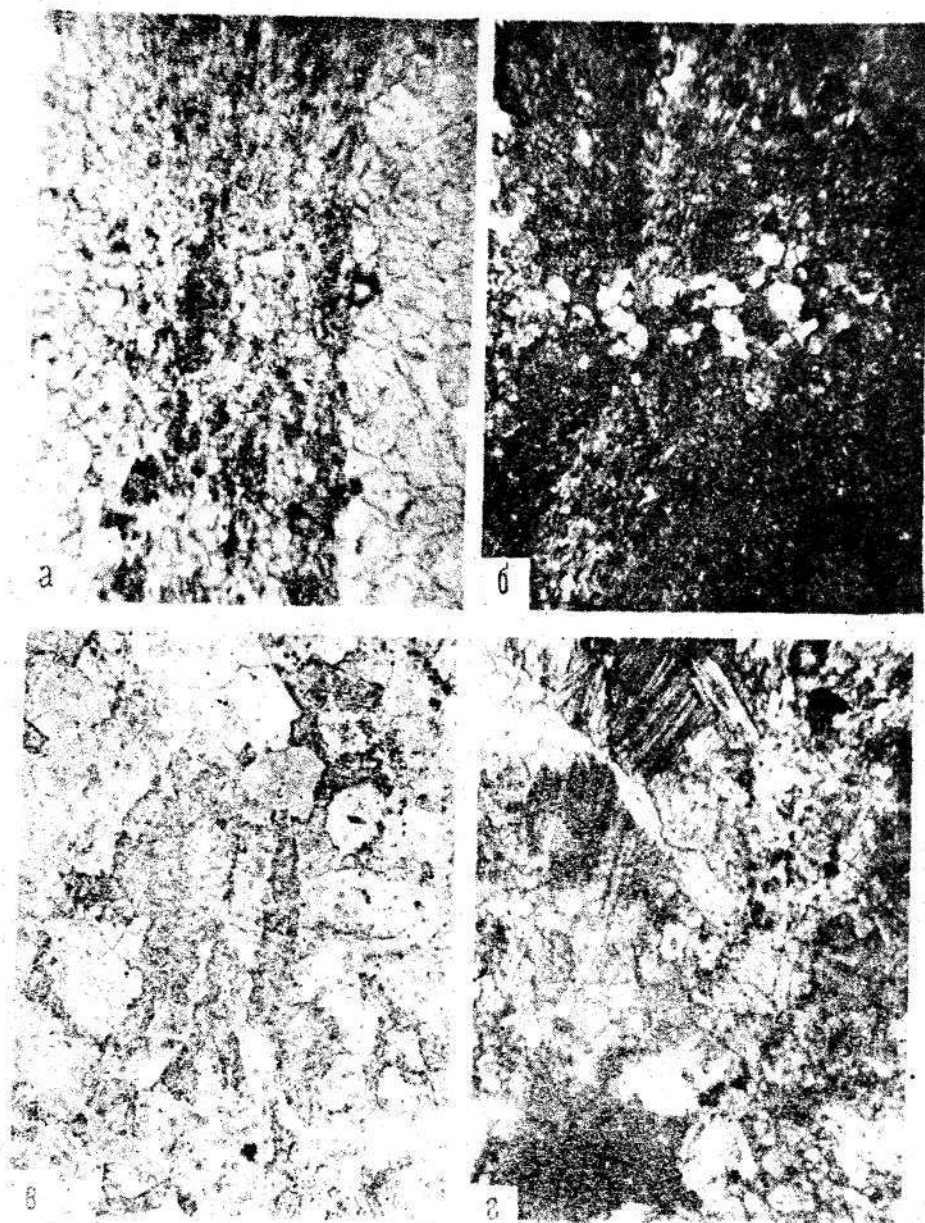


Рис. 2. Текстуры баритовых руд и структуры барита месторождений II типа. а - Войшорский участок: а - полосчатые руды, увел. 10,2, николи +, б - прожилково-гнездовые руды, увел. 10,2, николи+, в - барит занимает пространство между перекристаллизованными зернами кварца, увел. 20,2, николи II ; г - Собский участок, прожилково-гнездовые руды, увел. 10,2, николи +.

сокие содержания Sr в рудах и барите по сравнению с массивными и полосчатыми рудами горы Хойламыльк. Кроме этого, в пределах Войшорского и Вонкурьюганского проявлений в парагенезисе находятся целестин, арагонит, стронцианит, флюорит и некоторые другие минералы, совсем нетипичные для месторождений, залегающих в девонских отложениях.

Барит Собского и Вонкурьюганского месторождений имеет белый, голубовато-белый цвет и характеризуется относительно низким содержанием органического вещества и механических примесей. Химическими анализами обнаруживаются примеси SiO_2 (до 2%, реже - до 11,35%), CaO (до 10,40%, в среднем 4,0%), MnO_2 (до 1,35%) и MgO (до 1%). В барите повышено содержание изоморфного стронция (до 2%), отражающегося на межплоскостном расстоянии d_{410} и некоторых физических свойствах барита (Кривовичев, 1971). Иногда образуется новая целестиновая фаза. Содержание BaSO_4 изменяется от 85,60 до 99,53%, но наиболее обычные содержания варьируют в пределах от 96 до 99%. Спектральным анализом фиксируются следующие аксессуарные элементы, в %: Be - сл., Sb - 0,003 (в одной пробе), Mn - 0,002-0,7, V - 0,0008 - 0,001, Cu - сл.-0,001, Ag - сл.-0,0001, Ti - сл.-0,07, Zr - 0,03, Sn - 0,0004-0,005, La - 0,0015-0,01. Изотопный состав серы не отличается существенно от вышеприведенных значений и $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от +17,3 до +30,0‰, что совершенно исключает привлечение в качестве основного источника серы сульфат морской воды, а следовательно, и гипотезу о синседиментационном образовании баритовой минерализации.

Соглашаясь с выводами А.И.Елисеева (1973) и В.Н.Пучкова (1979) о глубоководности баритовмещающих осадочных толщ, мы не вправе относить барит-целестиновые пласты к залежам галогенной формации, а должны объяснять их образование из растворов, которые имели высокую концентрацию стронция (Starke, 1962) и довольно высокую температуру в пределах 350-200°C (Strübel, 1968). Гидротермальные баритовые месторождения подобного типа имеются и в других районах баритоносной провинции: Грубеюское на западном склоне Полярного Урала, изученное М.А.Масловым, Карское на Пай-Хое (Юшкин, 1978). Такие месторождения известны в Казахстане - Бестюбе, Жайрем и др. (Митряева, 1979), в юго-западной части Гарца в Центральной Европе (Gundlach и др., 1975; Buschendorf и др., 1966). Для них типичны такие же рудовмещающие породы и близкие парагенезисы минералов; барит белый или прозрачный с незначительным содержанием механических примесей и со сравнительно высоким содержанием стронция (до 3%).

Барит-полиметаллические месторождения. К третьему минеральному типу относятся барит-полиметаллические месторождения.

В настоящее время из таких месторождений попутно с полиметаллами добывается более 80% извлекаемого из недр барита. В Уральской баритоносной провинции наиболее изученными являются Саурейское и Южное месторождения, располагающиеся в пределах Саурей-Лежентальбейского рудного узла (Силаев, Никитенко, 1979), и некоторые проявления, приуроченные к Пожемависской субширотной структуре. На одном из них в зоне метасоматически измененных пород мощностью около 6 м локализуются отдельные существенно - баритовые, кварц-карбонат-баритовые и сульфидно-кварц-баритовые жилы. Околорудные породы представлены кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми сланцами, сильно баритизированными. Обобщенный минеральный состав представлен в табл.2.

Минеральный состав баритовых руд

Таблица 2

Минерал	Минеральный тип месторождений или баритопроявлений		
	I	II	III
Барит	++++	++++	+++
Целестин		+++	
Гипс	+	+	
Англезит			++
Кварц	++++	++++	++++
Халцедон	+++		
Кальцит	++	++++	++
Доломит	+	++	
Родохрозит		+	
Витерит*	+	++	
Арагонит*		++	
Стронцианит*		++	
Церуссит			++
Флюорит		+	
Пирит	++++	++++	++++
Халькопирит		+	+++
Халькозин			+
Ковеллин			+
Сфалерит		+	+++
Галенит		+	+++
Теннантит**			+++
Тетраэдрит**			+++
Ялпайт**			+
Аргентит**			+

Минерал	Минеральный тип месторождений или баритопроявлений		
	I	II	III
Борнит			+
Гринокит**			+
Сульванит		--	
Гематит	+		+
Маггезит*			+
Пирролюзит-манганит*		+	
Псиломелан		++	
Гидрогетит	++	++	++
Рутил			+
Глинистые минералы	+++	+++	+
Хлорит	++		
Шамозит	—		
Серицит	++	++	++
Мусковит*			+
Гранат марганцовистый*			+
Актинолит	+		+
Полевые шпаты	+	+	+
Кимрит*		++	
Брюстерит(?)*		++	
Гармотом*	++		
Акцессорные минералы, недиагностированные	+	+	+
Фосфатное вещество	+++		
Органические вещества (антраксолит и другие)	+++	—	

Примечание. Таблица составлена с использованием данных Н.П.Юшкина (1978), Я.Э.Юдовича и др. (1979).

+++ - главные сингенетические и эпигенетические минералы (десятки процентов, реже меньше); ++ - главные сингенетические минералы (десятки, первые проценты и меньше), ++ - эпигенетические минералы (первые проценты и меньше), + - редко встречающиеся минералы; - - сведения о наличии минерала приводятся по литературным данным, но не встречены нами; * - минералы, впервые диагностированные нами, ** - минералы диагностированы на рентгеновском микроанализаторе IXA - 5.

Барит в этих жилах белый, прозрачный, имеет среднекрупнокристаллическую ксено- и идиоморфную структуру. Содержание примесей в жильном барите незначительное (SiO_2 до 3,0%, $\text{P}_2\text{O}_3 \sim 0,1\%$, $\text{MgO} \sim 0,1\%$, $\text{CaO} \sim 0,1\%$), более высокое в метасоматитах (SiO_2 до 22,0%, $\text{P}_2\text{O}_3 \sim 0,35\%$, $\text{CaO} - 0,05\%$). Содержание стронция в барите не превышает 0,7%, а в основном 0,1–0,3%. Помимо обычных примесей: P (0,0н %), Mn (сл.–0,002%), V (0,000н–0,00н %), Cu (сл.–0,003%), Ti (сл.–0,008%), в барите месторождений этого типа обнаруживают As (0,02–0,4%), Sb – (0,00н%), Pb (0,00н–0,н%), Mo (0,00н%), Cd (сл.–0,02%), Ag (0,000н–0,0н%), Zn (0,00н – 0,1%).

Значение $\delta^{34}\text{S}$ барита из жил Северного месторождения колеблется от +29,3 до +31,1%, из барит-кварц-серицитовых метасоматитов – +32,1%, из барит-сульфидных метасоматитов – от +28,1 до +31,9%. Для Саурейского и Южного месторождений типичны аналогичные значения $\delta^{34}\text{S}$: +23,4, +30,7, +29,7%.

Подобная баритовая минерализация характерна практически для всех полиметаллических и колчеданных месторождений мира (Смирнов, 1976). Ее образование связано, во-первых, с высокой подвижностью бария, во-вторых, с его кристаллизацией лишь в приповерхностных условиях, т.е. в условиях относительно невысоких температур (ниже 350°C) и давлений, высокого окислительного потенциала (Puchelt, 1967). При иных условиях барий не образует самостоятельных минералов и, как правило, входит в карбонаты, полевые шпаты и другие силикаты (Демин, и др., 1980).

Барит из месторождений разных генетических типов отличается, кроме охарактеризованных выше, и по другим свойствам: твердости, катодо-термо- и рентгенолюминесценции, межплоскостным расстояниям, в частности d_{410} , декрептоактивности и температуре гомогенизации. Заметим, что правильно интерпретировать последние можно лишь с учетом данных по растворимости барита (Strübel, 1968) и геохимии бария (Puchelt, 1967).

Таким образом, баритовая минерализация Полярного Урала имеет полигенное происхождение и является полихронной. В соответствии с особенностями тектоно-магматического развития варисийской геосинклинали одни залежи сохранились почти в первозданном виде с незначительными эпигенетическими изменениями (Хойлинское месторождение, Малохойлинское), другие претерпели некоторые изменения (Пальникское), третьи сформировались полностью в предороженную стадию благодаря образованию рудовмещающих структур (Собское, Вонкурьюганское, Грубеюское, Северное и др.). Эти особенности и вся история минералообразования зафиксированы в главном рудообразующем минерале месторождений – барите.

Резюмируя все вышесказанное, мы можем сформулировать следующие минералогические критерии генетической дифференциации баритовых месторождений Полярного Урала.

1. Месторождения I типа, залегающие среди кремнисто-глинистых отложений, характеризуются, прежде всего, простым минеральным составом руд, слоистыми, массивными, конкреционными текстурами, тонко-мелкозернистыми или крупно-гигантокристаллическими структурами руд, темной окраской барита, незначительным содержанием стронция (до 0,8%) и большим количеством включений кварца, глинистых минералов, органического вещества, отсутствием (реже слабой) естественной люминесценции в катодных лучах, при нагревании и другими свойствами. По всем перечисленным критериям они сравнимы с месторождениями Чиганак в КазССР, Метген (ФРГ), месторождениями штатов Арканзас, Невада в США, которые по своим масштабам являются самыми крупными в мире.

2. Для месторождений II типа, локализующихся в карбонатных отложениях каменноугольного возраста, типичны более сложный минеральный состав руд (табл.2), полосчатая, брекчиевая, прожилково-гнездовое-вкрапленная текстуры, средне-крупнокристаллические, гранобластовые и катакластические структуры руд, белая, иногда с голубоватым оттенком окраска барита, значительные содержания стронция (2% и более) и небольшое количество механических включений в барите, относительно сильная естественная люминесценция в катодных лучах, при нагревании и рентгенооблучении и другие. Аналогичными геологическими и минералогическими критериями характеризуются Апишинское и другие месторождения (Савельев, 1978), месторождения Центральной Европы и Северной Америки (Puchelt, 1967). Они относятся по масштабам к крупным и средним месторождениям.

3. Месторождения III типа, отличающиеся еще более сложным минеральным составом руд, обычно имеют наибольшие запасы барита. Однако при их разработке как месторождений полиметаллических руд барит извлекается в качестве попутного компонента, и поэтому на современном этапе эти месторождения играют ведущую роль в решении проблемы баритового сырья.

Различные типы баритовых месторождений характеризуются неодинаковой ролью в балансе запасов промышленных руд, поэтому охарактеризованные выше критерии генетической дифференциации могут рассматриваться одновременно и как критерии промышленной оценки баритовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Поведение бария в современном осадконакоплении в Тихом океане. - Геохимия, 1978, №3, с. 359 - 374.
- Демин Ю.И., Сергеева Нат.Е., Цетлин В.П. О происхождении бариевых полевых шпатов Карагайлинского барит-полиметаллического месторождения (Центральный Казахстан). - ДАН, 1980, т.255, № 3, с. 701 - 705.
- Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. - Л.: Наука, 1973. - 95 с.
- Кривовичев В.Г. К кристалломорфологии барита Белореченского месторождения. - Зап.Всесоюз. минерал.о-ва, 1971, ч. 100, вып. 4, с. 462 - 476.
- Митряева Н.М. Минералогия барит-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. - Алма-Ата: Наука, 1979. - 218 с.
- Пучков В.Н. Тектоника Лемвинской зоны Полярного Урала. - В кн.: Литология и осадочный рудогенез Европейского Северо-Востока и севера Урала. Тр. VII геол.конференции Коми АССР. Т.3. Сыктывкар, 1978. с. 164 - 169.
- Пучков В.Н. Фация лемвинского типа в разрезе палеозойских отложений на р.Большая Хойла. - В кн.: Путеводитель экскурсии "Офиты Полярного Урала". М.: Недра, 1978 б, с. 63 - 66.
- Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. - М.: Наука, 1979. - 259 с.
- Савельев А.К. Геология баритовых месторождений. - М.: Недра, 1976. - 186 с.
- Силаев В.И., Никитенко И.П. Лекынтальбейское молибден-медное месторождение: минералогия, эволюция минералообразования, позиция в эндогенной зональности. - В кн.: Типоморфизм и генетическая информативность минералов. Сыктывкар, 1979, с. 117-135. (Тр./Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, вып. 30).
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1976. - 687 с.
- Таранина Т.И. Гидротермальный этап формирования Хойлинского баритового месторождения на Полярном Урале. - В кн.: Типоморфизм и генетическая информативность минералов. Сыктывкар, 1979, с. 109 - 116. (Тр./Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, вып. 30).
- Юдович Я.Э., Юдина А.Б., Тимонин Н.И., Павлов Л.П. Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя. - В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя, Сыктывкар, 1979, с. 43-57. (Тр./Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, вып. 28).

Юшкин Н.П. Барит и целестин Пайхойско-Южноновоземельской провинции (месторождения, минералогия, перспективы). - Сыктывкар, 1978. - 46 с. (Сер. препринтов "Науч.рекомендации - нар.хоз-ву" / АН СССР, Коми фил.; вып. 13).

Buschendorf F., Puchelt H. Untersuchungen am Schwerspat des Meggener Lagers. - Geol.Jb., Hannover, 1966, D. 82, S. 499-582.

Gundlach H., Möller P., Parekh P., Stoppe D. Zur Genese der Fluorits auf den Barytgängen des Südwest - Harzes. - Geol.Jb., Hannover, 1976, D. 20, S. 3-22.

Miller R. E. et. al. The organic geochemistry of black sedimentary barite: significance and implications of trapped fatty acids. - Organic Geochemistry, 1977, vol. 1, N 1, p. 11-26.

Paul D. J. Sedimentologische und geologische Untersuchungen zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes vor und nach der Bildung der Rammelsberger Pb-Zn-Lager. - Geol.Jb., Hannover, 1975, D. 12, S. 3-93.

Puchelt H. Zur Geochemie des Bariums im exogenen Zyklus. - Heidelberg Springer - Verlag, 1967. - 287 S.

Stark R. Die Strontiumgehalte der Baryte. - Freiburger Forschung, Leipzig, 1964, C-150. - 86 S.

Strübel G. Hydrothermale Lösungen. Experimentelle Untersuchungsergebnisse über hydrothermal syntetische Lösungen bis 600° C und 2000 Bar. - Geol. Rundschau, Stuttgart, 1968, B. 58, H. 1, S. 259-273.

ИЗОТОПНЫЕ КРИТЕРИИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ
И ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

А.Л.Кукуй, Н.В.Суханов

Для выяснения условий образования и промышленной оценки различных типов месторождений исландского шпата в траппах Сибирской платформы нами проведены исследования изотопного состава углерода и кислорода. Опробование производилось с учетом внутреннего строения кристаллов и закономерной смены форм в процессе их роста (Кукуй, 1977). Изотопный состав углерода определен в 44 образцах исландского шпата и 13 образцах вмещающих карбонатизированных туфов и кальцитов дошпатовых генераций, изотопный состав кислорода — соответственно в 26 и 5.

Предварительно прокаленные в вакууме образцы разлагались в ортофосфорной кислоте. Измерения выполнены в Институте геологии Коми филиала АН СССР на масс-спектрометре МИ-1309 со сходимостью в пределах 0,8‰. Результаты в виде ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (относительно стандарта РДВ) и $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) приведены вместе с краткой характеристикой образцов в табл.1. Все образцы разбиты на две группы по приуроченности проявлений к определенным вмещающим породам.

Месторождения исландского шпата лавового поля приурочены к породам нижненидымской подовиты нижнего триаса, представленной пачкой покровов базальтов сложного строения мощностью 5–220 м. Основная шпатовая минерализация локализуется в шаровых лавах 4-го покрова и в подстилающих их базальтах сателлитов 3^а, 3^б и 3-го покровов (Киевленко, 1974). Породы T_1 и d_1 перекрываются сухими массивными базальтами верхненидымской и кочетумской свит (табл.2). Ниже залегают туфы и туфопесчаники корвунчанской, алюнской и тутончанской свит T_1 , а еще ниже — континентально-лагунные угленосные отложения P_2 .

Для образцов из поля развития эффузивных базальтов прежде всего

Таблица 1

Изотопный состав углерода и кислорода исландского шпата

Образец	Характеристика	Пирамида роста	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
Месторождения поля развития эффузивных базальтов				
Исландский шпат				
Б-116	Алюновское к.п.*	10 $\bar{1}$ 1	- 0,2	
Б-11а	- " - - " -	01 $\bar{1}$ 1	+ 0,4	
Б-73	- " - - " -	01 $\bar{1}$ 1	- 0,4	
П-12а	- " - - " -	01 $\bar{1}$ 1	+ 0,6	
К-9а	- " - - " -	01 $\bar{1}$ 1	0	
Нд-10	Нидымское к.п.	01 $\bar{1}$ 1	- 0,3	+ 17,4
П-129	Алюновское к.п.	11 $\bar{2}$ 1	- 2,4	+ 18,1
П-12г	- " - - " -	13 $\bar{4}$ 2	0	
К-974	- " - - " -	13 $\bar{4}$ 2	- 0,5	
П-126	- " - - " -	35 $\bar{8}$ 4	+ 0,9	
П-12в	- " - - " -	35 $\bar{8}$ 4	- 0,8	
Б-354	- " - - " -	35 $\bar{8}$ 4	- 0,6	+ 18,8
810	Кирамкинское к.п.	35 $\bar{8}$ 4	- 0,8	+ 16,1
82-К-37	Алюновское к.п.	35 $\bar{8}$ 0	+ 0,4	
Месторождения, локализованные в туфах				
Коктульское к.п.				
1пр 23	Исландский шпат, тело 1	02 $\bar{2}$ 1	- 5,0	
Пр1а	- " - - " -	02 $\bar{2}$ 1	- 4,4	
Пр1б	Карбонатизированный туф		- 10,8	+ 9,5
Пр1в	- " -		+ 1,4	
Пр1г	Исландский шпат, тело 2	02 $\bar{2}$ 1	- 3,2	
Пр1д	Бурый кальцит		- 5,4	
Пр1е	Карбонатизированный туф		- 1,0	
Пр1ж	Кремнисто-карбонатная порода		- 3,5	
Пр1з	Исландский шпат, тело 4	21 $\bar{3}$ 1	+ 0,5	+ 10,4
Пр1и	Карбонатизированный туф		- 4,7	
Кук 2	Исландский шпат	10 $\bar{1}$ 1	- 7,2	+ 11,0

* к.п. - кальцитоносное поле.

Продолжение табл. 1

Образец	Характеристика	Пирамида роста	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
	Верхне-Чуньское к.п.			
ЖГ-4а	Скарн карбонатный с гранатом		- 10,5	
ЖГ-4б	Скарн карбонатный		- 8,8	
ЖГ-4в	Скарн перекристаллизованный		- 5,0	
ЖГ-4г	Исландский шпат	0332	- 32,3	+ 9,2
ЖГ-4а	- " -	88163	- 16,0	+ 11
830	- " -	- " -	- 15,1	+ 11
830	- " -	- " -	- 15,4	+ 12,5
	Мункамбинское к.п.			
811	Исландский шпат, зона 1	1120	- 19,6	+ 12,9
812	- " -	1120	- 26,0	+ 13,7
813	- " -	1120	- 27,8	+ 12,6
814	- " -	1120	- 25,2	+ 13,3
815	- " -	1120	- 26,6	+ 13,0
816	- " -	0221	- 30,2	+ 12,1
817	- " -	0221	- 29,0	+ 12,5
818	- " -	0221	- 29,6	+ 11,9
530Р	- " -	3584	- 23,0	
Р-6а	- " -	3584	- 10,8	
Р-6б	Исландский шпат, мелкий монокристалл	0221	- 6,5	+ 11,9
Р-6в	Пористый кальцит		- 9,9	+ 11
Р-6г	Кремнисто-карбонатная порода		- 3,2	+ 17,2
Р-6д	Карбонатизированный туф		- 2,6	+ 15,1
Р-6е	Исландский шпат, зона 3	0221	- 22,3	+ 11,9
Р-6ж	- " - участок 11		- 8,9	+ 12
Р-6з	- " - " "		- 10	
Р-6к	Карбонатизированный туф		- 6,8	+ 11,5
Р-6к	Голубой кальцит		- 2,3	
Хр-7а	Исландский шпат, Чамбинское к.п.	3584	- 11,5	+ 8,7
Ц-1	- " - " "	3584	- 12,9	
Янг-3	Кальцит, Янгурактское к.п.	0554	- 25,6	+ 13,4
		3584		
Нах-5	Исландский шпат, Давогзинское к.п.	88163	+ 0,7	+ 15,5

Мощность базальтовых покровов

Возраст	Название породы	Мощность в пределах кальцитоносных полей, м		
		Алюнского	Кирамкинского	Нидымского
T_{1kc}^V	Массивные базальты	200-250	100 - 150	
T_{1nd_1}	То же	50-130	80 - 140	5 - 30
T_{1nd_2}	Базальты	80-220	100 - 190	10 - 70
T_{1kz_1}	Туфы, туфо-песчаники	200-450	100 - 200	10 - 140

бросается в глаза узкая область значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$.

Отбор образцов производился из основных пирамид роста кристаллов месторождений Алюнского и двух других кальцитоносных полей, расстояния между которыми изменяются в пределах 50 - 120 км. Расстояния между отдельными объектами в пределах одного кальцитоносного поля составляют 5 - 15 км. В табл. 1 результаты анализов приведены в последовательности, соответствующей появлению определенных пирамид роста на кристаллах. Отсутствие значимых различий изотопного состава С и О практически во всех образцах позволяет сделать два вывода:

1. Смена форм в процессе роста кристаллов не связана с изменением изотопного состава растворов.

2. Условия кристаллизации в пределах значительных площадей были достаточно стабильны, что возможно только в том случае, если состав растворов был постоянен.

Изотопный состав углерода и кислорода, характерный для гидротермальных кальцитов (Манжуа и др., 1974; Мамчур и др., 1977; Луговая, Мамчур, 1978), а также литолого-структурная приуроченность исландского шпата и ассоциирующей с ним кварц-цеолитовой минерализации к определенным покровам базальтов позволяют сделать вывод, что гидротермальные растворы, насыщенные компонентами магматического происхождения, прежде всего эндогенными газами CO_2 , HCl , H_2S (Киевленко, 1974), стали подготовленными к осаждению $CaCO_3$ только после взаимодействия с витрокластическим материалом шаровых лав. В результате такой предварительной обработки растворов из них к началу образования исландского шпата выпала основная масса компонентов в виде минералов группы кремнезема и цеолитов, а сами они стали по

составу существенно натрий-кальциевыми: хлоридно-бикарбонатными (Андрусенко, 1971; Скропышев, Кукуй, 1973; Киевленко, 1974) и, по-видимому, слабощелочными. В туфовом поле, представленном туфами, туффитами и туфопесчаниками корвунчанской и туончанской свит T_1 , месторождения исландского шпата располагаются в линейных, реже ветвящихся зонах дробления. Иногда зоны дробления развиваются в секущих крутопадающих дайках долеритов, вдоль контакта которых с вмещающими туфами обычно развито скарирование. Кроме того, в зонах дробления часто встречаются карбонатные и кремнисто-карбонатные породы (Андрусенко, 1971). Исландский шпат принадлежит к наиболее низкотемпературным гидротермальным образованиям.

В образцах кальцитов из туфового поля траппов изменения $\delta^{18}O$ незначительны (9,5–13,5‰) по сравнению с разбросом $\delta^{13}C$. Так, для месторождения Коктулинского кальцитоносного поля, расположенного в прямолинейной зоне дробления туфов $T_1, K_2, 1$, с развитой зоной гидротермальной переработки (ожелезнение, карбонатизация, окварцевание) значения $\delta^{13}C$ кальцитов лежат в области от 1,4 до -10,8. Тела 1 и 2 этого месторождения сложены блочным бесцветным кальцитом с участками прозрачного исландского шпата. По контакту тела 2 с вмещающими породами проходит оторочка бурого шестоватого кальцита. Отдельные кристаллы на периферии тел огранены {0221}.

$\delta^{13}C$ кристаллов исландского шпата обоих тел, бурого кальцита и кремнисто-карбонатной породы зоны дробления тела 2 практически постоянны (от -3,2 до -5,0) и заметно отличаются от $\delta^{13}C$ исландского шпата тела 4 (+10,5), представленного сдвойникованными кристаллами скаленоэдрического габитуса (комбинация {2131}, {3584} и {0221}). В карбонатизированных туфах этого месторождения значительные колебания $\delta^{13}C$ связаны, очевидно, с наличием нескольких генераций кальцита, обязанных своим происхождением смешанным растворам с различными соотношениями вадозных вод и глубинных эманаций (вулканический аппарат центрального типа триасового возраста расположен в 2 км от месторождения). В кальцитопоявлении, удаленном на 0,5 км от этого палеовулкана, у "раннего" исландского шпата $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ (Кукуй, 1977) $\delta^{13}C = -7,2$.

В скарнах рядом с месторождением Верхне-Чуьского кальцитового поля (Киевленко, 1974) $\delta^{13}C$ увеличивается при перекристаллизации от -10,5 до -5. Ранний ($\langle 03\bar{3}2 \rangle - \langle 05\bar{5}4 \rangle$) исландский шпат имеет углерод необычайно легкого состава (-32,3). Такое изотопное соотношение отмечалось лишь у элементарного C, углерода нефти и битумов (Сидоренко и др., 1972), в том числе битуминозного вещества кимберлитовых трубок Восточной Сибири (Кравцов и др., 1975). Близ-

кие значения (-29 , -30) отмечались у углерода горячих источников Йеллоустонского парка (Войткевич и др., 1970), а более легкий углерод был встречен в графите из гранитов рапакиви (Ератусь, Сташисин, 1972) и в графитах из кристаллических известняков (Шабс, Мамчур, 1973). В нарастающем на ромбоэдры дипирамидальном ($<8.8.16.3>$) исландском шпате углерод значительно тяжелее ($-16,0$).

Аналогичная изменчивость $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается на месторождении Мункамбиноского кальцитоносного поля. Для участка 11 значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатизированных туфов, перекристаллизованного кальцита и скелетно-рибных кристаллов исландского шпата соответственно равны: $-6,8$, $-2,3$, $-10,0$ – $-8,9$. На основном теле 1 самый тяжелый углерод у карбонатизированных туфов и гидротермальных высокотемпературных кремнисто-карбонатных пород ($-2,6$ – $-3,2$). У небольших ромбоэдрических ($\{02\bar{2}1\}$) кристаллов исландского шпата из пустот выщелачивания в кремнисто-карбонатной породе углерод легче: $\delta^{13}\text{C}$ – $6,5$. Наиболее низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ на этом месторождении отмечаются в центральных частях крупных (встречались до 2 м по оси) двойникованных призматических кристаллов. В серии образцов (№818–811), вырезанных последовательно от центральной к внешним частям кристалла, отмечается увеличение $\delta^{13}\text{C}$ от -29 – -30 в ранних пирамидах роста $\{02\bar{2}1\}$ до -18 во внешней призматической зоне. В нарастающем на исландский шпат желтом пористом кальците углерод еще тяжелее ($-0,9$).

Отдельные измерения изотопного состава углерода в кристаллах исландского шпата других месторождений ложатся в отмеченные поля значений: $\delta^{13}\text{C}$ – ранний ($<03\bar{3}2>$) исландский шпат месторождения Янгурактинского кальцитоносного поля (Киевленко, 1974) очень легкий – -25 – $-25,6$; поздний ($<35\bar{8}4>$) исландский шпат месторождений Чамбинского кальцитоносного поля значительно тяжелее ($-11,5$ – -13). По изотопному составу С и О дипирамидальный исландский шпат Нижне-Илимпейского кальцитоносного поля (соответственно $+0,7$ и $+15,5$) близок к исландскому шпату месторождений лавового поля. Ранее уже отмечалась эта его близость по другим параметрам: своеобразной смене простых форм в процессе роста и широко развитой парагенетической цеолитовой минерализации, в том числе не характерному для туфов и, наоборот, обычному для шаровых лав гейландиту.

Таким образом, основные результаты изучения изотопного состава кальцитов траппов Сибирской платформы сводятся к следующему:

1. По изотопному составу и динамике его изменения четко различаются кальциты лавового и туфового полей траппов.

2. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ кальцитов лавового поля лежат в области зна –

чений кальцитов низкотемпературных гидротермальных образований.

3. Изотопный состав углерода исландского шпата туфового поля резко отличается от состава кальцитов вмещающих пород; подобное явление отмечали для некоторых низкотемпературных гидротермальных месторождений Севера СССР (Юшкин и др., 1971). Характерной особенностью исландского шпата ряда месторождений является то, что его кристаллизация начиналась при очень низких значениях $\delta^{13}\text{C}$, ранее отмечавшихся только у углерода нефти и бажумов, и проходила при постепенном утяжелении углерода. Значительные колебания изотопного состава углерода кальцитов туфового поля связаны, очевидно, с различными источниками CO_3^{2-} , участвовавшими в их образовании.

4. Эти особенности изотопного состава углерода и кислорода, отражающие генетическую природу исландского шпата, являются критериями оценки месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусенко Н.И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. - М.: Недра, 1971. - 228 с.

Братусь М.Д., Стащишин Р.И. Изотопный состав углерода карбонатов из пегматитов Корсунь-Новомиргородского плутона. - ДАН УССР, 1972, Б, 10, с. 867 - 870.

Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. - М.: Недра, 1970. - 280 с.

Киевленко Е.Я. Геология и оценка месторождений исландского шпата. - М.: Недра, 1974. - 160 с.

Кравцов А.И., Кропотова О.И., Войтов Г.И., Иванов В.А. Об изотопном составе углерода алмазов и углеродистых соединений трубок Восточно-Сибирской алмазоносной провинции. - ДАН СССР, 1975, т. 223, № 1, с. 206 - 208.

Кукуй А.Л. Генетические ряды смены форм на кристаллах исландского шпата месторождений Сибирской платформы. - В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 35 - 39.

Луговая И.П., Мамчур Г.П. Особенности изотопного состава кислорода в слабометаморфизованных карбонатных породах докембрия Украины. - В кн.: Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. Материалы 1-го Укр. респ. совещ. Киев, 1978, с. 38 - 39.

Мамчур Г.П., Братусь М.Д., Жовтуля Б.Д. Изотопы углерода карбонатов и углеводородов в гидротермальных образованиях Закарпатья

В кн.: Материалы XI Конгресса Карпато-Балканск. геол. ассоциации. Киев: Наукова думка, 1977, с. 212.

Скропышев А.В., Кукуй А.Л. Исландский шпат. - Л.: Недра, 1973. - 129 с.

Сидоренко А.В., Боршевский Ю.А., Сидоренко Св.А., Ус - тинов В.А., Попова Н.К. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия. - ДАН СССР, 1972, т.206, № 2, с. 463 - 466.

Шабо Э.В., Мамчур Г.П. Исследование изотопного состава графита и карбонатов Завальевского месторождения. - ДАН СССР, 1973, т. 209, № 1, с. 209 - 212.

Юшкин Н.П., Мамчур Г.П., Сташишин Р.И., Буканов В.В. Изотопы углерода в гидротермальном кальците и минералогическая интерпретация их соотношений. - В кн.: Геология Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971, с. 137 - 150. (Тр./Ин-т геологии Коми филиала АН СССР; вып. 14).

Manfra Luigia, Masi Umberto, Turiguno. Rapporti O^{18}/O^{16} e C^{13}/C^{12} della frazione carbonatica dei depositi fluoritobaritici quaternari dell'area craterica di Latera (Viterbo). - Rend.Soc.ital.miner. e petrol., 1974 (1975), 30, N 2, p. 673-693.

ИК-СПЕКТРОСКОПИЯ ХРОМШПИНЕЛИДОВ КАК МЕТОД
УСТАНОВЛЕНИЯ ТОПОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ
И ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ХРОМИТОНОСНЫХ МАССИВОВ

А.Б.Макеев, Е.Б.Бушуева, Б.В.Перевозчиков

Хромит и его разновидности — хромшпинелиды — представляют собой единственный промышленный минеральный источник хрома. Хромшпинелиды распространены в природе довольно широко и связаны обычно с ультраосновными магматическими породами. Дуниты, гарцбургиты, пироксениты и лерцолиты содержат акцессорные хромшпинелиды, а также являются вмещающими породами хромитовых руд. Акцессорные хромшпинелиды известны в трактолитах и некоторых разновидностях оливин — пироксенового габбро, в кимберлитах, метеоритах и лунных породах. Состав хромшпинелидов находится в прямой зависимости от сосуществующих с ними минералов и вмещающих пород. Следовательно, изучение таких зависимостей может дать ценную информацию о генезисе хромитовых месторождений, ультраосновных пород и их формаций. На состав хромшпинелидов, их структурные особенности также влияют термодинамические условия кристаллизации — температура, давление, что делает этот объект чрезвычайно перспективным как возможный геотермометр и геобарометр.

Переменный состав и связанная с ним структура хромшпинелидов находит свое отражение в типоморфизме физических свойств. В частности, для хромшпинелидов описаны зависимости от состава оптических свойств: окраски (Грум-Гржимайло, 1940, 1960), светопоглощения, световой проводимости, отражательной способности (Абовян, 1957; Павлов и др., 1968), структурных параметров (Железникова-Павайотова, 1961; Карабцов и др., 1980; Панагос, 1969; Clark, Allu, 1932), магнитных (Schmidbauer, 1971), электрических свойств (Versteij, Naumman, 1947), ядерного квадрупольного расщепления (Башкиров, Яковлев, 1978; Башкиров и др., 1980; Яковлев и др., 1980).

В настоящей работе предпринята попытка применить метод инфракрасной спектроскопии (ИКС) к изучению состава и кристаллохимических особенностей хромшпинелидов с целью экспрессной оценки качества

хромитового сырья, разработки методов безтехнологического опробования и выявления поисковых критериев хромитового оруденения.

Физические основы метода ИКС и его применение к изучению химических соединений достаточно широко освещены в специальной литературе (Ельяшевич, 1961; Кроос, 1961; Мальков и др., 1972; Маянц, 1960; Накамото, 1966).

Для минералов группы шпинели теоретическая основа анализа ИК-спектров дана в работах Pseudomme I., Tarte P. (1971 a, b, c, 1972), Vezmeu E. I., Nauman P. W. (1947), Waldron R. D. (1955), White W. B., Angeles B. A. (1967). Проведенный анализ колебательных частот указывает на то, что в спектрах шпинелей следует ожидать наличие четырех колебаний, активных в ИК-спектрах, и пяти колебаний, активных в спектрах комбинационного рассеяния. Обычно же из четырех полос поглощения прибором фиксируются только две. Одна из наблюдаемых полос ν_1 отнесена к валентным колебаниям октаэдрический катион-кислород, а низкочастотная ν_2 — к колебаниям тетраэдрической группы. Однако единого мнения между исследователями о приписывании полос поглощения нет.

При интерпретации ИК-спектров хромшпинелидов со сложным характером изоморфизма наиболее информативен сугубо эмпирический подход, в частности наблюдение за изменением спектров рядов твердых растворов со всем возможным набором замещающих друг друга катионов. Такими рядами для хромшпинелидов являются $MgAl_2O_4-FeAl_2O_4$; $MgCr_2O_4-FeCr_2O_4$; $MgFe_2O_4-FeFe_2O_4$, т.е. ряды, на которых можно проследить за изменением спектра при замещении только двух валентных катионов, а также ряды: $FeAl_2O_4-FeCr_2O_4$; $FeAl_2O_4-FeFe_2O_4$; $MgAl_2O_4-MgCr_2O_4$; $FeCr_2O_4-FeFe_2O_4$; $MgAl_2O_4-MgFe_2O_4$; $MgCr_2O_4-MgFe_2O_4$, замещением трехвалентных катионов в октаэдрической подрешетке.

Поскольку в природе подобные чистые соединения не встречаются, Е.Б.Бушуева с соавторами (Некрасов, Бушуева, 1979) синтезировала их методом сухого пиросинтеза и изучила методом ИКС по разработанной ею оригинальной методике.

Методика подготовки и съемки образцов. Запись ИК-спектров производилась на инфракрасном спектрометре UR-20 (Карл Цейсс, Йена). Для подготовки образцов к анализу был выбран метод пасты в вазелиновом масле. Примерно 1 мг вещества растирался в капле вазелинового масла между двумя стальными пластинами в течение 1-2 мин. Полученная паста собиралась и равномерно наносилась на пластинку КВ7. Этот метод оказался хорошо воспроизводимым и очень удобным по нескольким причинам:

а) небольшое количество вещества позволило анализировать отдельные зерна из пробы - повысилась локальность метода;

б) затраты времени на подготовку препарата сократились до 1-3 мин.

в) за счет консистенции вазелинового масла уменьшилось рассеяние, что улучшило качество спектра; собственные полосы поглощения вазелинового масла отсутствуют в области $400-700\text{ см}^{-1}$ и не мешают расшифровке спектров шпинелей.

Следует отметить, что ИК-спектры одного и того же образца, приготовленные различными методиками (в масле, в бутиловом спирте, в таблетке KBr), отличаются смещением полос до $5-10\text{ см}^{-1}$, поэтому все изучаемые образцы готовились однообразно при равных условиях и снимались на одном приборе.

Из каждой пробы отбиралось по 10 зерен хромшпинелида, затем из них наугад отбирались 3 зерна и каждое анализировалось на ИКС; если ИК спектры хорошо воспроизводились, и разница в длинах волн максимумов поглощения не превышала 6 см^{-1} , то данные трех измерений усреднялись, и средние значения принимались за характеристику ИКС всей пробы. В случае разницы максимумов поглощения более 6 см^{-1} анализировались остальные 7 зерен, и статистические характеристики $\bar{X} \pm \sigma$ вычислялись из 10 анализов ИКС. Иногда спектр ИКС природных хромшпинелидов представлял собой повторяющуюся суперпозицию двух различных типов, т.е. метод ИКС позволяет выявлять неоднородность и зональность в химическом составе зерен хромшпинелидов.

Для выявления эмпирических связей состава хромшпинелидов с положением полос поглощения ИК-спектров были изучены искусственные соединения в рядах: шпинель - магнезиохромит; магнезиохромит - магнезиоферрит; хромит - магнетит.

Ряд шпинель - магнезиохромит. В спектре собственно шпинели MgAl_2O_4 наблюдаются две полосы поглощения равной интенсивности $\nu_1 - 680\text{ см}^{-1}$ и $\nu_2 - 530\text{ см}^{-1}$, между ними очень слабым перегибом проявлена полоса $\nu_3 - 575\text{ см}^{-1}$. При последовательном замещении Al^{3+} на Cr^{3+} в ряду шпинель - магнезиохромит обе полосы линейно смешаются в низкочастотную область (рис.1). Полоса ν_2 при этом становится уже, с более четким максимумом, ν_3 остается слабо выраженной, а в спектре магнезиохромита появляется низкочастотная четкая полоса $\nu_4 - 440\text{ см}^{-1}$. Смещение ν_1 при переходе от MgAl_2O_4 к MgCr_2O_4 составляет 43 см^{-1} , а $\nu_2 - 23\text{ см}^{-1}$. Изученные соединения ряда являются нормальными шпинелями с нулевой обращенностью, поэтому они обнаруживают линейную зависимость ν - состав. Поскольку в природных хромшпинелидах, кроме Cr и Al , с большим предпочтением занимающих октаэдрические позиции в решетке,

содержится Fe^{2+} , охотнее занимающее октаэдрические положения, и Fe^{3+} , безразличное по энергетическим характеристикам к позициям решетки, интересно проследить за поведением ИК-спектров при переходе от нормальных шпинелей к обращенным (Карабцов и др., 1980).

Ряд магнезиохромит – магнезиоферрит. Положение полосы поглощения ν_1 в ряду MgCr_2O_4 – MgFe_2O_4 последовательно уменьшается от 637 до 570 см^{-1} (рис.2), причем наблюдается перегиб кривой в точке содержания Cr^{3+} 6,4 формульных единиц или 0,4 мол.%, что может быть выяснено различным катионным распределением на двух отрезках изоморфного ряда. Скорее всего, до концентрации Cr^{3+} 6,4 формульной единицы имеет место нормальное катионное распределение по подрешеткам, а ниже этого предела железо начинает занимать тетраэдрические позиции и распределение катионов можно записать в виде: $\text{Mg}^{2+}_\lambda \text{Fe}^{3+}_{1-\lambda} [\text{Mg}^{2+}_{1-\lambda} \text{Fe}^{3+}_{1+\lambda-\gamma} \text{Cr}^{3+}_\gamma] \text{O}_4$, где λ – доля двухвалентных

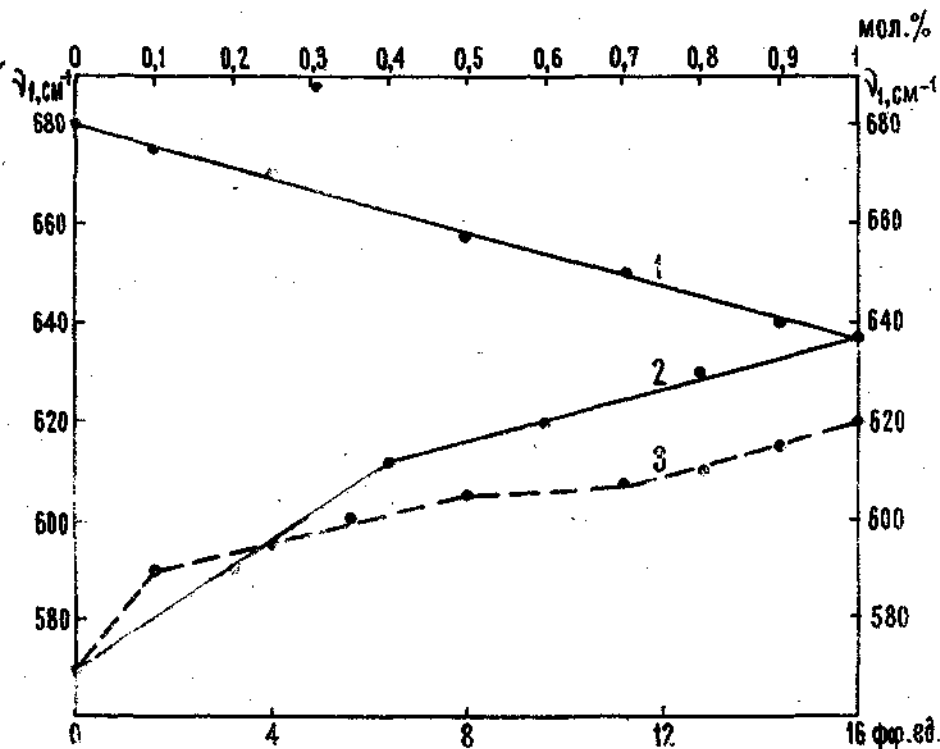


Рис.1. Зависимость ν_1 – состав искусственных шпинелей в рядах.

1- $\text{Mg}(\text{Cr}_{1-x}\text{Al}_x)_2\text{O}_4$; 2- $\text{Mg}(\text{Cr}_{1-x}\text{Fe}_x^{3+})_2\text{O}_4$; 3- $\text{Fe}^{2+}(\text{Cr}_{1-x}\text{Fe}_x^{3+})_2\text{O}_4$.

катионов, занимающих тетраэдрические позиции. Необходимо отметить, что здесь, как и в других синтетических соединениях со структурой шпинели, существенную роль в катионном распределении играют условия синтеза: параметр решетки и максимумы полос поглощения меняют свою величину в зависимости от температуры образования и закалки.

Ряд хромит - магнетит. Хромит является шпинелью с нормальным катионным распределением, а магнетит - шпинель полностью обращенная. Важно проследить за изменением ИК-спектров при изменении степени обращенности. При замещении $\text{Cr} - \text{Fe}^{3+}$ до 0,7 мол.%, или 11,2 формульных единиц Cr^{3+} , полоса прямолинейно смещается в коротковолновую область от 620 до 607 см^{-1} (рис.1), а полоса ν_2 сохраняет свое положение примерно у 520 см^{-1} . При повышении концентрации Fe^{3+} характер спектра резко меняется. Обе полосы уширяются, смещаются в коротковолновую область, а интенсивность ν_2 резко падает. Дальнейшее увеличение содержания Fe^{3+} приводит к полному исчезновению ν_2 , и спектр магнетита имеет только одну полосу поглощения с максимумом 570 см^{-1} . Таким образом, на ИК-спектрах магнетита FeFe_2O_4 , полностью обращенной шпинели, присутствует только одна полоса поглощения. Различие в степени обращенности промежуточных членов ряда 0-0,7 мол.% Cr^{3+} выражается в смещении полос поглощения нелинейно с изменением концентрации. Наблюдается зависимость концентрации Fe^{3+} со степенью обращенности, на ИК-спектрах обе эти зависимости (состав и обращенность) выражаются одинаковым эффектом - смещением полос поглощения в коротковолновую область. К сожалению, выделить эти два явления раздельно по данным ИКС невозможно. Кроме чистых бинарных рядов были синтезированы промежуточные члены тройной системы $\text{Mg}(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$. Выявлено, что линейная зависимость ν - состав при $\text{Al}-\text{Cr}$ замещениях нарушается, как только в системе появляется Fe^{3+} , создающее определенную долю обращенности; наоборот, нелинейная зависимость ν - состав с $\text{Al}-\text{Fe}^{3+}$ замещениями приближается к линейной по мере вхождения в решетку Cr^{3+} , обеспечивающего ее "нормальность".

На основании изучения методом ИКС синтетических твердых растворов переменного состава системы $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$ со структурой шпинелевого типа можно сделать следующие выводы.

ИК-спектры в области 400-700 см^{-1} обнаруживают от одной до четырех полос поглощения, положение которых является функцией состава, размера, массы, электронного строения и распределения по кристаллографическим позициям замещающих друг друга катионов.

В простых изоморфных рядах при изовалентных замещениях, не приводящих к нарушению распределения катионов по подрешеткам, положе-

ние полос поглощения линейно зависит от состава, что создает предпосылку применения метода ИКС для количественных определений основных компонентов. При замещениях, связанных с нарушением нормального катионного распределения, линейность зависимости нарушается.

ИК-спектры соединений шпинелевого ряда идентичного состава, синтезированные при различных условиях, отличаются положением, формой, а иногда и количеством полос поглощения, что обуславливается различным размещением катионов по кристаллографическим позициям решетки.

Изменение состава и степени обращенности II-III шпинелей (не приводящей к изменению пространственной группы симметрии) выражается на ИК-спектрах единственным эффектом — смещением полос поглощения.

Замещение в хромшпинелидах Mg на Fe^{2+} , а также Al на Cr и Fe^{3+} приводит к смещению λ_1 длины волны поглощения в коротковолновую область.

Выявление общих закономерностей поведения ИК-спектров синтетических шпинелидов подводит теоретическую базу под широкое применение этого экспрессного метода к исследованию природных хромшпинелидов.

ИК-спектроскопия природных хромшпинелидов. Природные хромшпинелиды представляют собой пятикомпонентную систему $Mg, Fe, Cr, Al, Fe)_2O_4$, а так как было показано выше, что положение полос поглощения ИК-спектров зависит от всех компонентов, а также обращенности решетки, то решение задачи количественной оценки состава хромшпинелидов представляется делом чрезвычайно трудным. Нами изучались акцессорные и рудные хромшпинелиды альпинотипного гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале (Заварицкий, 1932; Кашинцев, 1972; Первозчиков, 1981; Чашухин, 1981). Химический состав хромшпинелидов массива Рай-Из отличается широкой вариацией, представляющей почти полностью "павловский" треугольник. Хромшпинелиды массива Рай-Из по сравнению с другими массивами Урала являются более железистыми, часто содержат более двух катионов Fe^{3+} на элементарную ячейку. Широко распространены в породах массива феррихромиты, хроммагнетиты и собственно магнетиты. В табл.1 представлены химические составы изученных хромшпинелидов, пронормированные до 100%, пересчитанные на идеальную стехиометрическую кристаллохимическую формулу (по составленной нами программе для ЭВМ "Мир-2"). Химические анализы тщательно отобранных монофракций хромшпинелидов проводились в химической лаборатории объединения Полярноуралгеология (г.Воркута). В той же таблице даны максимумы полос поглощения ИКС соответствующих образцов, а для некоторых — параметры элементарной ячейки (рентгеновские анализы выполнены в Коми филиале АН СССР Т.Н.Поповой).

Первую группу образцов в табл.1 представляют хромиты промышленного типа центральной части массива Рай-Из. Рудные хромитовые тела залегают в крупных дунитовых блоках или в дунитовых телах среди пород дунит-гарцбургитового комплекса с высоким содержанием дунитовой составляющей. Хромиты этой группы отличаются высокой хромистостью и магнезиальностью, относительно низкой железнистостью. Максимум полосы ν_1 ИК-спектров смещается в узких пределах - от 630 до 642 см^{-1} .

Вторую группу образцов представляют хромиты из мелких рудных тел, залегающих в небольших дунитовых телах среди пород дунит-гарцбургитового комплекса в северной части массива. Руды этого типа часто сильно метаморфизованы, в них присутствует большое количество хромового хлорита - кеммерерита. Химический состав образцов отличается от первой группы хромитов меньшей хромистостью (это в основном алюмохромиты) и несколько большей железнистостью. Полоса ν_1 ИК-спектров также смещается в пределах от 630 до 642 см^{-1} . Пределы колебаний ν_1 двух групп хромитов не отличаются за счет компенсации уменьшения содержания хрома увеличением концентрации железа.

Третью группу образцов представляют алюмохромиты и хромпикотиты из мелких рудных тел в дунитовых линзах и телах среди пород дунит-гарцбургитового комплекса с низкой дунитовой составляющей в восточной части массива. Особенность хромшпинелидов этой группы состоит в широкой вариации их состава как среди двух-, так и трехвалентных катионов; в целом они более железнистые и глиноземистые, а значит, менее хромистые по отношению к хромитам первых двух групп. Максимум полосы ν_1 ИК-спектров смещается в широких пределах - от 635 до 655 см^{-1} .

В четвертую группу образцов сведены акцессорные хромшпинелиды из дунитов и гарцбургитов. Это наиболее железнистые хромшпинелиды, среди которых имеются феррихромиты, хроммагнетиты и собственно магнетиты. Подобраны специально самые железнистые образцы, характеризующие ряд хромит - магнетит. Кроме высокожелезистых разновидностей акцессорные хромшпинелиды могут быть представлены и глиноземистыми разновидностями, не вошедшими в выборку. Значения ν_1 ИК-спектров самые низкие и изменяются от 625 см^{-1} у феррихромитов до 570 см^{-1} у собственно магнетитов.

Зависимость ν_1 - содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах показана на рис.2, четко видно наличие двух главных рядов изменения этого свойства: обратнопропорциональная зависимость для ряда шпинель - хромит и прямопропорциональная зависимость для ряда магнетит - хро-

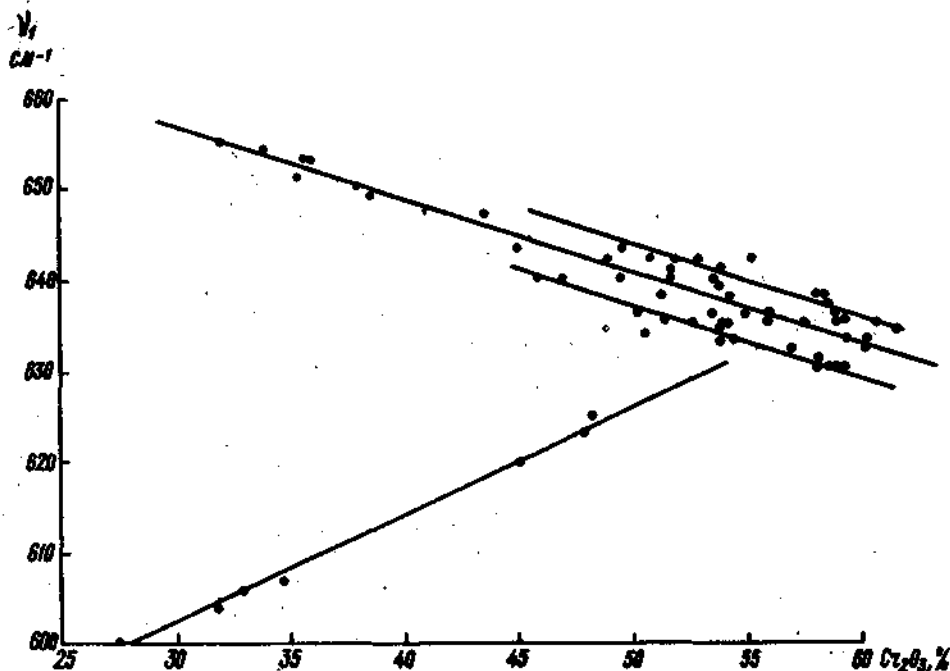


Рис. 2. Зависимость n_1 - Cr_2O_3 природных хромшпинелидов.

мит. Обращает на себя внимание большой разброс значений n_1 на графике у хромшпинелидов с содержанием Cr_2O_3 от 46 до 62%. Ряд распадается как бы на три подряда: верхний характерен для хромшпинелидов с повышенным содержанием Mg , нижний - для образцов с повышенным содержанием трехвалентного железа обычно более двух катионов на элементарную ячейку. Средняя прямая характеризует всю выборку в целом. На рис. 3 показана зависимость n_1 - a_0 . Видно, что значения n_1 имеют обратную линейную зависимость с параметром элементарной ячейки. Выявленные линейные зависимости физических свойств хромшпинелидов с их составом позволяют использовать эти характеристики для решения обратной задачи - производить оценку содержания главных компонентов в хромшпинелидах по их ИК-спектрам и параметрам элементарной ячейки.

На ЭВМ "Наири-3-1" в Коми филиале АН СССР по программе "Статкор" и "Множкор" были рассчитаны парные коэффициенты корреляции

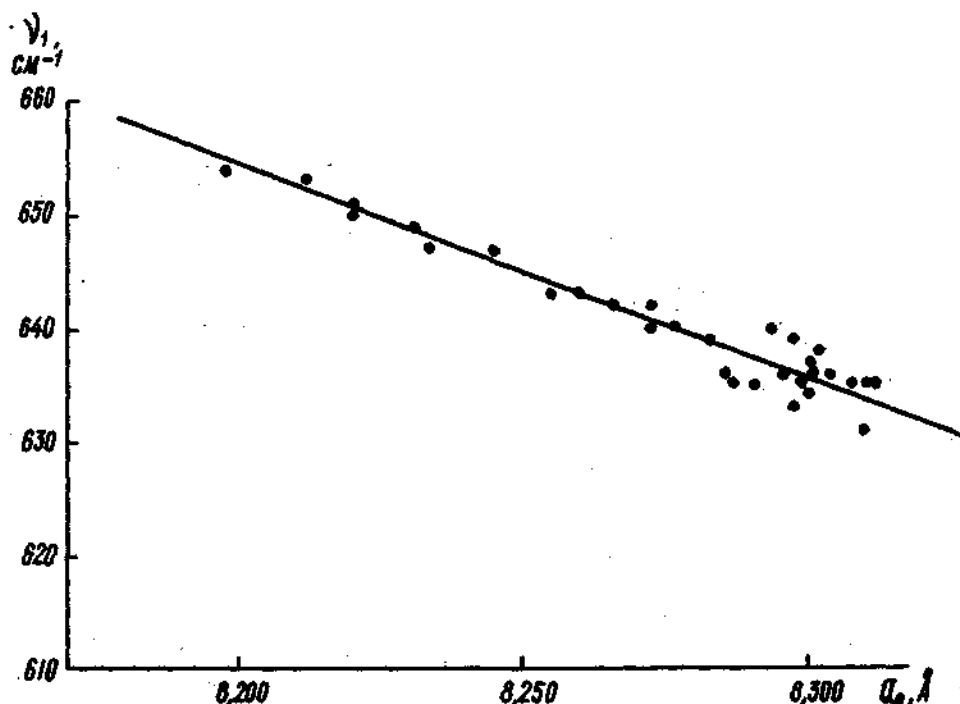


Рис.3. Зависимость $\bar{n}_1 - a_0$ природных хромшпинелидов.

полос поглощения с составом хромшпинелидов отдельно для каждого ряда, с коэффициентами кристаллохимической формулы, минимальными количествами, параметром элементарной ячейки, выведены уравнения парной и множественной регрессии и построены графики зависимости $\bar{n}_1$ от всех перечисленных факторов, которые можно использовать в качестве градуировочных для решения обратной задачи.

Парные коэффициенты корреляции приведены в табл.2, верхняя часть которой представляет собой корреляционную матрицу рудных хромшпинелидов ряда пикотит - хромит, нижняя часть - акцессорных хромшпинелидов ряда хромит - магнетит. Обращают на себя внимание высокие значимые коэффициенты корреляции параметров $\bar{n}_1$ и a_0 с основными компонентами хромшпинелидов. Это позволило вывести достоверные уравнения парной и множественной регрессий физических свойств хромшпинелидов от их состава, которые приводятся ниже.

Химический состав и физические свойства хромированных массовых Ред-Нэ

Таблица 1

Химический состав					Кристаллохимическая формула							ИКС, см ⁻¹		a ₀ , Å
MgO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ²⁺	Fe ³⁺	Ca ³⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Ti ⁴⁺	ν ₁	ν ₂	
Рудные хромы центральной части массива														
10.57	14.57	59.25	8.02	6.68	0.16	4.50	3.48	12.01	2.08	1.26	0.05	630	500	-
10.29	12.15	59.57	11.71	4.55	0.20	5.29	2.70	11.59	3.49	0.85	0.07	635	510	-
11.36	13.75	58.09	11.70	6.71	0.19	4.78	3.20	11.18	3.45	1.27	0.07	636	515	-
12.22	12.40	57.38	10.72	7.00	0.16	5.06	2.90	11.43	3.18	1.33	0.00	634	510	-
14.10	10.88	59.15	11.84	4.21	0.17	5.61	2.38	11.69	3.47	0.78	0.06	640	515	-
13.70	10.54	59.21	10.09	4.82	0.17	5.57	2.41	11.76	3.27	0.91	0.06	635	507	-
13.85	10.75	58.60	11.38	5.32	0.19	5.54	2.45	11.58	3.35	1.00	0.07	637	515	8.301
12.89	11.90	58.45	11.26	5.28	0.17	5.26	2.73	11.62	3.32	1.00	0.06	636	510	-
12.10	12.08	57.64	11.27	5.70	0.16	4.97	3.02	11.52	3.34	1.06	0.06	635	510	-
13.08	11.20	59.50	11.00	5.00	0.17	5.38	2.60	11.76	3.25	0.93	0.06	635	507	-
13.06	11.10	58.98	11.00	5.46	0.17	5.40	2.59	11.66	3.27	1.02	0.06	636	513	-
12.21	12.08	60.30	9.55	3.08	0.16	5.05	2.94	12.10	2.86	0.99	0.05	632	502	-
10.98	13.71	60.32	9.72	3.09	0.12	4.68	3.30	12.19	2.61	1.18	0.04	633	510	-
13.02	9.90	60.76	9.63	6.17	0.15	5.81	2.18	12.66	2.32	1.18	0.06	635	505	-
13.75	10.31	61.02	9.49	4.13	0.15	5.55	2.44	12.32	2.83	0.79	0.06	634	507	8.300
8.64	17.40	54.60	7.96	10.70	0.42	5.97	4.02	11.37	2.35	2.13	0.15	631	506	-
10.86	12.14	57.02	8.92	8.52	0.40	4.89	3.07	11.18	2.89	1.79	0.14	633	502	-
11.16	15.15	56.28	8.56	6.54	0.23	4.53	3.41	12.01	2.63	1.28	0.10	634	518	-
11.97	10.46	53.90	12.03	11.22	0.34	5.33	2.63	10.88	3.45	2.05	0.12	638	503	-
14.33	7.77	53.12	15.28	9.19	0.25	6.12	1.86	9.99	4.29	1.63	0.00	842	513	8.273
12.70	11.34	58.22	10.16	7.56	0.18	5.31	2.69	11.52	3.01	1.41	0.06	636	511	-
9.66	17.27	58.12	7.45	7.12	0.09	4.03	3.96	12.21	2.38	1.43	0.03	630	506	-
9.77	16.46	58.93	7.11	7.36	0.10	4.06	3.86	12.29	2.21	1.42	0.04	630	500	-
11.44	16.19	51.52	11.00	8.72	0.07	4.46	3.64	10.65	3.41	1.91	0.03	635	520	8.311
13.18	13.14	58.23	8.20	7.08	0.16	5.13	2.87	12.02	2.52	1.39	0.06	631	510	8.310
15.59	9.20	59.43	10.16	4.85	0.17	5.91	2.69	11.86	3.04	0.93	0.07	633	500	8.298
11.73	15.31	55.00	8.26	9.46	0.21	4.82	3.38	11.47	2.57	1.86	0.06	636	508	-
12.93	13.37	53.96	7.68	11.86	0.18	5.06	2.84	11.21	2.36	2.34	0.07	597	513	-
Рудные хромы северной части массива														
12.66	13.06	54.50	10.00	9.37	0.28	5.05	2.92	11.07	3.02	1.82	0.09	633	500	-
12.55	11.90	54.27	10.82	10.13	0.23	5.19	2.78	10.80	3.21	1.91	0.08	635	507	-
11.15	14.50	59.85	9.02	10.94	0.26	4.61	3.38	11.03	2.73	2.14	0.10	633	508	-
11.02	10.62	51.85	14.28	11.75	0.34	5.18	2.80	9.78	4.01	2.12	0.11	641	510	-
13.67	7.44	52.02	15.44	10.68	0.36	6.12	1.86	9.87	4.27	1.95	0.11	642	512	-
13.74	9.67	53.63	11.99	8.85	0.26	5.71	2.26	10.71	3.05	1.64	0.10	640	512	-
10.59	13.90	54.08	10.80	11.20	0.23	4.59	3.26	10.77	3.21	1.93	0.09	635	511	-
15.16	8.95	52.67	13.20	8.57	0.31	5.98	1.99	10.47	3.82	1.80	0.11	640	510	-
13.29	11.59	56.05	8.83	9.74	0.26	5.38	2.61	11.38	2.65	1.84	0.09	635	507	-
10.13	15.69	56.97	7.47	9.46	0.14	4.27	3.70	11.80	2.31	1.86	0.03	632	512	-
11.26	13.04	58.82	8.25	9.35	0.11	4.84	3.13	11.69	2.19	1.80	0.02	630	500	-
Рудные хромы восточной части массива														
13.14	16.57	35.39	29.24	5.04	0.22	4.86	3.32	9.77	8.24	0.82	0.07	681	525	8.220
14.20	14.65	26.80	26.83	5.41	0.31	5.07	2.99	7.32	7.58	0.98	0.12	649	520	8.231
11.32	15.92	55.43	9.71	7.34	0.18	4.68	3.41	11.48	3.00	1.45	0.07	635	510	8.298
14.58	11.68	50.89	14.56	10.18	0.16	5.48	2.52	10.14	4.32	1.38	0.08	642	510	8.266
13.20	13.42	51.52	12.09	9.99	0.15	5.05	2.91	10.51	3.45	1.81	0.07	638	510	8.268
14.85	11.23	53.66	13.33	6.37	0.16	5.63	2.37	10.77	3.98	1.21	0.06	639	507	8.293
17.30	9.94	35.09	31.24	5.19	0.24	6.00	1.92	6.56	8.48	0.90	0.09	653	520	8.212
17.56	10.12	36.70	31.28	5.10	0.24	6.05	1.95	6.52	8.51	0.89	0.08	653	520	8.212
13.36	14.56	49.06	22.60	2.54	0.24	5.09	2.90	9.34	6.12	0.45	0.09	643	515	8.255
16.88	12.39	36.04	29.36	4.10	0.23	5.57	2.44	7.07	8.13	0.73	0.08	650	525	8.220
12.62	14.62	47.07	13.94	11.42	0.13	4.83	3.17	9.54	4.21	2.20	0.05	640	510	8.267
18.42	7.39	43.08	22.62	7.69	0.20	6.53	1.47	8.21	6.34	1.38	0.07	647	518	8.294
12.90	15.18	52.82	12.66	6.94	0.06	4.73	3.27	10.77	3.65	1.35	0.03	635	510	8.291
10.66	17.60	53.74	13.78	3.87	0.14	4.15	3.85	10.99	4.20	0.75	0.05	636	510	8.296
16.31	12.87	52.06	39.35	0.14	0.01	5.51	2.44	5.74	10.23	0.93	0.01	655	535	-
15.84	10.16	51.78	15.03	7.07	0.19	5.68	2.12	10.20	4.42	1.31	0.07	640	510	8.273
1.61	22.75	48.96	14.70	5.69	0.26	2.89	5.01	10.21	4.56	1.13	0.10	642	512	-
3.34	28.80	45.80	12.08	9.70	0.19	1.37	6.83	10.00	3.92	2.01	0.07	640	518	-
15.75	11.42	45.14	19.25	8.31	0.15	5.64	2.36	8.81	5.89	1.54	0.05	643	520	8.290
8.22	19.28	54.41	8.77	8.22	0.12	3.68	4.32	11.59	2.77	1.69	0.05	638	517	8.302
14.67	11.07	50.29	10.15	10.65	0.17	5.82	2.37	10.22	3.07	2.04	0.07	636	510	-
14.32	11.18	60.49	10.42	13.39	0.13	5.60	2.40	19.22	3.16	2.58	0.05	636	510	-
16.63	12.29	33.85	38.21	1.00	0.02	5.66	2.34	6.10	9.64	0.18	0.08	654	535	8.198
Акцессорные хромированные массивы														
2.65	27.70	32.92	0.98	36.73	0.34	1.17	6.83	7.71	0.22	7.93	0.14	606	490	8.385
2.27	28.44	34.75	1.29	32.53	0.60	1.00	7.00	8.08	0.45	7.39	0.25	607	490	8.389
6.54	22.24	31.86	4.11	35.08	0.19	3.75	5.25	7.11	1.37	7.42	0.08	604	487	8.387
7.22	21.72	27.41	7.25	36.25	0.15	3.08	4.91	6.01	2.37	7.59	0.08	600	465	8.379
5.50	24.26	46.18	4.70	17.04	0.32	2.23	5.70	10.71	1.55	9.31	0.13	629	506	-
5.89	23.31	45.04	2.76	22.59	0.41	2.49	5.51	10.11	0.92	4.81	0.18	620	502	-
2.56	27.40	1.21	1.29	67.35	0.22	1.14	6.86	0.29	0.44	15.17	0.09	570	-	8.384
4.19	24.36	4.36	0.65	64.82	0.11	1.83	6.12	1.04	0.23	14.09	0.06	575	-	8.388
4.43	24.60	3.85	0.83	66.23	0.14	1.91	6.09	0.90	0.29	14.75	0.05	575	-	8.387
3.30	20.37	0.82	0.43	69.00	0.28	1.36	6.62	0.20	0.15	15.53	0.12	570	-	-
1.66	28.74	11.51	0.04	67.80	0.25	0.73	7.23	2.78	0.01	13.20	0.11	583	-	-
3.24	18.33	47.92	6.84	21.12	0.34	2.70	5.23	6.72	2.07	4.06	0.12	623	498	-
5.28	21.29	16.03	1.32	61.88	0.07	2.43	5.53	2.27	0.41	13.27	0.02	575	-	-
6.98	21.73	55.07	1.86	11.14	0.32	2.89	5.11	12.90	0.62	2.36	0.13	619	510	8.366

Таблица 2

Корреляционная матрица состава и физических свойств хромшпильного массива Раб-Из

Компо- нент	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Cr ³⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Ti ⁴⁺	$\bar{r}_1$	$\bar{r}_2$	σ_0
MgO	1	-0,805	-0,415	0,586	-0,281	-0,079	0,924	-0,918	-0,508	0,547	-0,342	-0,015	-0,549	0,281	-0,744
FeO	-0,845	1	-0,078	-0,143	0,024	-0,148	-0,965	0,971	0,083	-0,108	0,085	-0,119	-0,154	0,134	0,482
Cr ₂ O ₃	0,520	-0,423	1	-0,901	0,227	0,055	-0,119	0,104	0,959	-0,913	0,242	-0,064	-0,889	-0,777	0,989
Al ₂ O ₃	0,688	-0,702	0,542	1	-0,510	-0,074	0,324	-0,312	-0,956	0,988	-0,546	0,045	0,943	0,788	-0,979
Fe ₂ O ₃	-0,533	0,408	-0,995	-0,582	1	0,377	-0,144	0,137	0,245	-0,507	0,993	0,278	-0,367	-0,402	0,530
TiO ₂	-0,288	0,307	0,587	0,006	-0,565	1	0,068	-0,071	-0,035	-0,078	0,335	0,920	0,024	-0,210	-0,307
Mg ²⁺	0,986	-0,921	0,511	0,730	-0,518	-0,279	1	-0,999	-0,267	0,295	-0,210	0,074	0,327	0,034	-0,625
Fe ²⁺	-0,981	0,930	-0,512	-0,735	0,517	0,281	-0,999	1	0,255	-0,282	0,203	-0,077	-0,315	-0,022	0,609
Cr ³⁺	0,500	-0,377	0,997	0,503	-0,994	0,585	0,482	-0,482	1	-0,959	0,282	-0,141	-0,946	-0,770	0,988
Al ³⁺	0,701	-0,680	0,539	0,998	-0,583	0,001	0,737	-0,741	0,503	1	-0,540	0,040	0,947	0,797	-0,978
Fe ³⁺	-0,564	0,450	0,994	-0,614	0,998	-0,536	-0,553	0,553	-0,990	-0,614	1	0,241	-0,406	-0,411	0,586
Ti ⁴⁺	-0,328	0,407	0,501	-0,079	-0,502	0,989	-0,356	0,360	0,525	-0,081	-0,468	1	0,136	-0,048	0,598
$\bar{r}_1$	0,484	-0,389	0,983	0,597	-0,986	0,585	0,481	-0,482	0,979	0,594	-0,986	0,517	1	0,818	-0,985
$\bar{r}_2$	0,240	-0,242	0,986	-0,155	-0,977	0,203	0,234	-0,235	0,979	-0,169	-0,954	0,160	0,892	1	0,825
σ_0	-0,602	0,561	-0,659	-0,244	0,640	0,008	-0,588	0,588	-0,637	-0,238	0,647	0,050	-0,523	-0,838	1

Примечание. Пороговые значения коэффициентов корреляции: для $n = 62$, $r_{0,05} = 0,250$, $r_{0,01} = 0,325$; для $n = 14$ $r_{0,05} = 0,532$, $r_{0,01} = 0,661$.

Уравнения регрессии для ряда пикотит - хромит

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= 677,61 - 0,746 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 \quad (1); \text{Cr}_2\text{O}_3 = 724,36 - 1,052 \cdot \gamma_1 \quad (2); \\ \gamma_1 &= 627,00 + 0,809 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \quad (3); \text{Al}_2\text{O}_3 = 688,72 + 1,100 \cdot \gamma_1 \quad (4); \\ \gamma_1 &= 644,10 - 0,810 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \quad (5); \text{Fe}_2\text{O}_3 = 113,54 - 0,166 \cdot \gamma_1 \quad (6); \\ \gamma_1 &= 675,30 - 3,532 \cdot \text{Cr}^{3+} \quad (7); \text{Cr}^{3+} = 172,03 - 0,253 \cdot \gamma_1 \quad (8); \\ \gamma_1 &= 625,68 + 3,113 \cdot \text{Al}^{3+} \quad (9); \text{Al}^{3+} = 180,06 + 0,288 \cdot \gamma_1 \quad (10); \\ \gamma_1 &= 644,62 - 4,632 \cdot \text{Fe}^{3+} \quad (11); \text{Fe}^{3+} = 24,166 - 0,035 \cdot \gamma_1 \quad (12); \\ \text{Cr}_2\text{O}_3 &= 1765,35 + 219,40 \cdot a_0 \quad (13); \text{Cr}^{3+} = 172,03 - 0,253 \cdot a_0 \quad (14); \\ \text{Al}_2\text{O}_3 &= 2070,45 - 248,36 \cdot a_0 \quad (15); \text{Al}^{3+} = 527,05 - 63,147 \cdot a_0 \quad (16); \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 &= -322,08 + 39,775 \cdot a_0 \quad (17); \text{Fe}^{3+} = -71,09 + 8,755 \cdot a_0 \quad (18); \\ \gamma_1 &= 569,8 + 0,367 \cdot \text{MgO} + 0,399 \cdot \text{FeO} + 0,589 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 + 1,490 \cdot \\ &\quad \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,931 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \quad (19); \quad R = 0,9636, \\ \gamma_1 &= 671,8 + 0,580 \cdot \text{Mg}^{2+} - 3,268 \cdot \text{Cr}^{3+} - 1,607 \cdot \text{Fe}^{3+} \quad (20); \\ R &= 0,9490. \end{aligned}$$

Уравнения регрессии для ряда феррихромит - магнетит

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= 570,47 + 1,029 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 \quad (21); \text{Cr}_2\text{O}_3 = -534,81 + 0,938 \cdot \gamma_1 \quad (22); \\ \gamma_1 &= 584,02 + 5,265 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \quad (23); \text{Al}_2\text{O}_3 = -38,09 + 0,067 \cdot \gamma_1 \quad (24); \\ \gamma_1 &= 638,89 - 0,984 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \quad (25); \text{Fe}_2\text{O}_3 = 632,98 - 0,988 \cdot \gamma_1 \quad (26); \\ \gamma_1 &= 570,08 + 4,683 \cdot \text{Cr}^{3+} \quad (27); \text{Cr}^{3+} = -116,54 + 0,204 \cdot \gamma_1 \quad (28); \\ \gamma_1 &= 583,64 + 16,534 \cdot \text{Al}^{3+} \quad (29); \text{Al}^{3+} = -11,96 + 0,021 \cdot \gamma_1 \quad (30); \\ \gamma_1 &= 637,07 - 4,279 \cdot \text{Fe}^{3+} \quad (31); \text{Fe}^{3+} = 145,18 - 0,227 \cdot \gamma_1 \quad (32); \\ \gamma_1 &= 821,2 - 3,488 \cdot \text{MgO} - 2,159 \cdot \text{FeO} - 1,628 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,9584 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - \\ &\quad - 2,624 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \quad (33); \quad R = 0,9915; \\ \gamma_1 &= 667,5 - 3,293 \cdot \text{Mg}^{2+} - 1,497 \cdot \text{Cr}^{3+} - 5,919 \cdot \text{Fe}^{3+} \quad (34); \\ R &= 0,9897. \end{aligned}$$

Для необращенных хромшпинелидов прямолинейная зависимость γ_1 от a_0 имеет вид: $\gamma_1 = 2212,173 - 189,987 \cdot a_0 \quad (35)$.

Одновременно с решением задачи определения состава природных хромшпинелидов с помощью ИК-спектроскопии и построения градуировочных номограмм ставилась задача топоминералогического картирования ультраосновного массива Рай-Из масштаба 1:50 000 с целью

выявления зональности в распределении разновидностей хромшпинелида в плане массива, установления поисковых критериев рудоносности и разбраковки площади по перспективности и очередности дальнейших поисков. Главным элементом картирования выбрано значение γ_1 ИК-спектров хромшпинелида, наиболее тесно связанное с его конституцией.

Основные положения и принципы топоминералогического картирования изложены в работах Н.П.Юшкина (1978, 1980). Выбор крупномасштабного минералогического картирования (масштаб 1:50000) связан с оптимальным объемом опробования (четыре точки наблюдения на 1 км^2), который при площади массива Рай-Из в $\sim 380 \text{ км}^2$ позволяет провести его опробование и изучение в течение трех полевых сезонов с не большими трудовыми и материальными затратами, и в то же время достаточно представительными по объему для решения основной производственной задачи.

Почти сплошная обнаженность массива Рай-Из позволила вести опробование по квадратной сети с ячейкой в 0,5 км. Опробование велось штуфным способом с площади $\sim 25 \text{ м}^2$ (с отбором $\sim 2 \text{ кг}$ протолочковой пробы пород), одновременным литохимическим опробованием и петрографическим контролем (определение пород и степени метаморфизма по шлифам). Описывались и опробовались также все встреченные по сетке маршрутов рудные хромитовые тела.

Из протолочковой пробы выделялась монофракция хромшпинелида и проводились лабораторные исследования свойств.

Каждая проба изучена методом ИКС по описанной выше методике, для части удалось произвести полный химический анализ (табл.1). Изучено 850 проб, снято более 3000 ИК-спектров хромшпинелидов (аналитики Е.Б.Бушуева, Г.С.Назарова, Л.Л.Ширяева, В.А.Сычева). Результаты обработки ИКС данных для юго-восточной части массива представлены в табл.3. Естественными границами районов усреднения данных ИКС являются крупные тектонические нарушения на востоке и юге массива Рай-Из, а также разломы, проходящие по рекам Кердоманшор и Енгаю. Сравнение результатов исследования проводится с районом более детальной топоминералогической съемки (масштаба 1:10000) участка Центральный-1 площадью $1,2 \text{ км}^2$, опробование которого проведено по квадратной сетке с ребром 100 м.

Акцессорный хромшпинелид юго-восточной части массива имеет очень широкий разброс значений γ_1 , а значит, очень разнообразен по составу и представлен разностями от пикотита до хромита и от феррихромита до собственно магнетита. Распределение по разновидностям имеет непрерывно-пульсирующий характер. Отмечается присутствие в пробах зональных зерен хромшпинелида, четко различающихся по спектрам ИКС от

незональных; зональные хромшпинелиды присутствуют примерно в 30% проб юго-восточной части массива. Усредненные данные λ_1 акцессорных хромшпинелидов в дунитах и гарцбургитах одного блока (табл.3) отличаются слабо (хромшпинелид в дунитах несколько более хромистый), а от блока к блоку разница между ними заметно увеличивается. По параметру λ_1 акцессорные хромшпинелиды можно разбить на три группы: с λ_1 более или равным 627 см^{-1} - хромшпинелиды ряда пикотит-хромит, $600 \leq \lambda_1 < 627 \text{ см}^{-1}$ - хромшпинелиды ряда феррихромит-хроммагнетит; с λ_1 меньше 600 см^{-1} - хромсодержащие магнетиты и собственно магнетиты.

Общая тенденция изменения усредненных данных λ_1 состоит в их снижении от блока к блоку с востока на запад, что в свою очередь связано с изменением состава хромшпинелидов от алюмохромитов на ЮВВ к хромитам, на ЮВ к феррихромитам в центре массива, с уменьшением содержания глинозема и увеличением содержания окиси хрома и особенно с увеличением содержания окислов железа. Изменяется также отношение разновидностей акцессорного хромшпинелида в дунитах и гарцбургитах с востока на запад с возрастанием доли феррихромитов: в дунитах от 11% на ЮВВ, 32% на ЮВ до 94% на участке Центральный-1; в гарцбургитах от 23,5% на ЮВВ, 26% на ЮВ до 90% на участке Центральный-1.

В районе блока ЮВ повышается доля собственно магнетитов в дунитах до 7,4%, в гарцбургитах - до 26%. Если считать низкожелезистые не зональные хромшпинелиды ряда пикотит - хромит первичными магматогенными, а зональные и высокожелезистые хромшпинелиды продуктами метаморфизма и гидротермальной переработки первичных, то следует признать, что вся изученная южная часть массива Рай-Из претерпела значительный метаморфизм, причем интенсивность метаморфических изменений снижалась от центра массива к востоку, о чем свидетельствуют распределение и состав разновидностей акцессорного хромшпинелида. Географическим центром метаморфизма является субширотная зона "прогрессивного" метаморфизма, расположенная в центральной части массива. Оценка содержаний Cr_2O_3 и Fe_2O_3 по данным ИКС в хромшпинелидах восточной части массива проведена с помощью градуировочного графика (рис.2) и уравнений парной регрессии (2, 6, 22, 26).

Точность оценки компонентов состава хромшпинелидов при точности определения максимума λ_1 ИК-спектров поглощения в 2 см^{-1} составила 4 отн.%. Например, если $\lambda_1 = 640 \pm 2 \text{ см}^{-1}$, то по уравнениям регрессии (2 и 6) находим $\text{Cr}_2\text{O}_3 \approx 51 \pm 2\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 7,3 \pm 0,3\%$.

Интересными объектами, с точки зрения интерпретации данных ИКС на компонентный состав, оказались зональные хромшпинелиды. Таких

Таблица 2

Средние значения ИКС хромшпиннелидов по породам в разных блоках южной части массива Рай-Из

Тектонический блок	Среднее по блоку	Хромшпиннелиды в дунитах				Хромшпиннелиды в гарибургитах				Рудный хромшпиннелид	Акцессорный хромшпиннелид
		1	2	3	4	1	2	3	4		
ЮВВ											
Восточный склон массива до р. Кердэмашор	<u>636,28</u> 186	<u>640,03</u> 64	<u>610,43</u> 7		<u>636,76</u> 63	<u>648,28</u> 70	<u>612,29</u> 24	<u>582,5</u> 2	<u>634,79</u> 102	<u>642,9</u> 21	<u>635,64</u> 105
ЮВ											
Междуречье Кердэмашор - Ентал	<u>626,09</u> 187	<u>635,28</u> 58	<u>612,67</u> 30	<u>584,57</u> 7	<u>625,08</u> 95	<u>639,11</u> 26	<u>610,28</u> 14	<u>585,7</u> 14	<u>617,80</u> 54	<u>640,39</u> 38	<u>622,44</u> 149
Участок Центральный-1	<u>623,60</u> 100	<u>630,67</u> 8	<u>615,35</u> 16	-	<u>610,28</u> 49	<u>628,75</u> 4	<u>612,73</u> 37	-	<u>620,01</u> 41	<u>633,2</u> 46	<u>618,25</u> 90

Примечание: 1 - хромшпиннелиды ряда энстедт - хромит; 2 - хромшпиннелиды ряда хромит - хроммагнетит; 3 - особенно магнетит; 4 - особенно пирротин. В знаменателе - средние значения ИКС хромшпиннелидов (в см⁻¹), в числителе - число проб.

проб с зональными по ИК-спектрам хромшпинелидов из всех проанализированных проб оказалось 109 (54 - на ЮВВ и 55 - на ЮВ). Зональность зерен хромшпинелида подтверждается данными рентгеноструктурного анализа (раздвоение пиков на дифрактограммах), по данным отражательной способности хромшпинелидов (каемки таких зерен обладают большим отражением, чем их центральные части), а также прямыми наблюдениями состава с помощью рентгеновского микроанализатора. Средние цифры значений λ_1 следующие: ЮВВ - центр зерен $\approx 646 \text{ см}^{-1}$, край $\approx 614 \text{ см}^{-1}$, разница 32 см^{-1} ; ЮВ - центр зерен $\approx 640 \text{ см}^{-1}$, край $\approx 608 \text{ см}^{-1}$, разница 32 см^{-1} . Оценка содержаний главных компонентов следующая: ЮВВ - центр зерен $\text{Cr}_2\text{O}_3 \approx 44,7\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 6,3\%$, край $\text{Cr}_2\text{O}_3 \approx 41,1\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 26,3\%$; ЮВ - центр зерен $\text{Cr}_2\text{O}_3 \approx 51\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 7,3\%$; край - $\text{Cr}_2\text{O}_3 \approx 35,8\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 31,9\%$. Таким образом показано, что центральная часть зерен сложена первичным алюмохромитом, а края зерен претерпели метаморфизм и сложены феррихромитом, причем метаморфизм хромшпинелидов в юго-восточной части зашел более далеко, чем в юго-восток-восточном блоке. Наиболее подвижный компонент Fe_2O_3 диффундирует и накапливается в краевых частях зерен, где его концентрация выше более чем в 4 раза, по сравнению с центральной частью зерна. Концентрация хрома, наоборот, уменьшается к краям, т.е. в краевых частях накапливается магнетитовый минал, а в центре - шпинелевый минал. На гистограмме (рис.4) залитыми столбиками (1) показано распределение концентрации Cr_2O_3 в краевых частях зерен, а пустыми (2) - концентрация Cr_2O_3 в центральных частях зерен зональных хромшпинелидов. Здесь же показано распределение Cr_2O_3 во всех проанализированных пробах обоих районов. Среднее содержание Cr_2O_3 на ЮВВ - $45,59 \pm 1,5\%$, на ЮВ - $43,83 \pm 1,8\%$. Некоторое уменьшение среднего значения содержания Cr_2O_3 с востока на запад объясняется увеличением доли феррихромитов и магнетитов в блоке ЮВ.

На рис.5 в верхней его части показано распределение железистости (Fe_2O_3) зональных хромшпинелидов: видно, что центральные части хромшпинелидов маложелезистые, а краевые - более железистые. На гистограммах четко обозначились границы первичных хромшпинелидов, железистость которых не превышает $13\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$; железистость вторичных хромшпинелидов - феррихромитов в пределах от 14 до $50\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$; выше $50\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$ - это уже хроммагнетиты и собственно магнетиты. Средняя железистость как первичных, так и вторичных хромшпинелидов на ЮВ выше, чем на ЮВВ: первичных - $7,86$ и $7,36\%$, вторичных - $34,59$ и $30,31\%$ соответственно.

Типохиимизм главных компонентов рудных хромшпинелидов проявляется

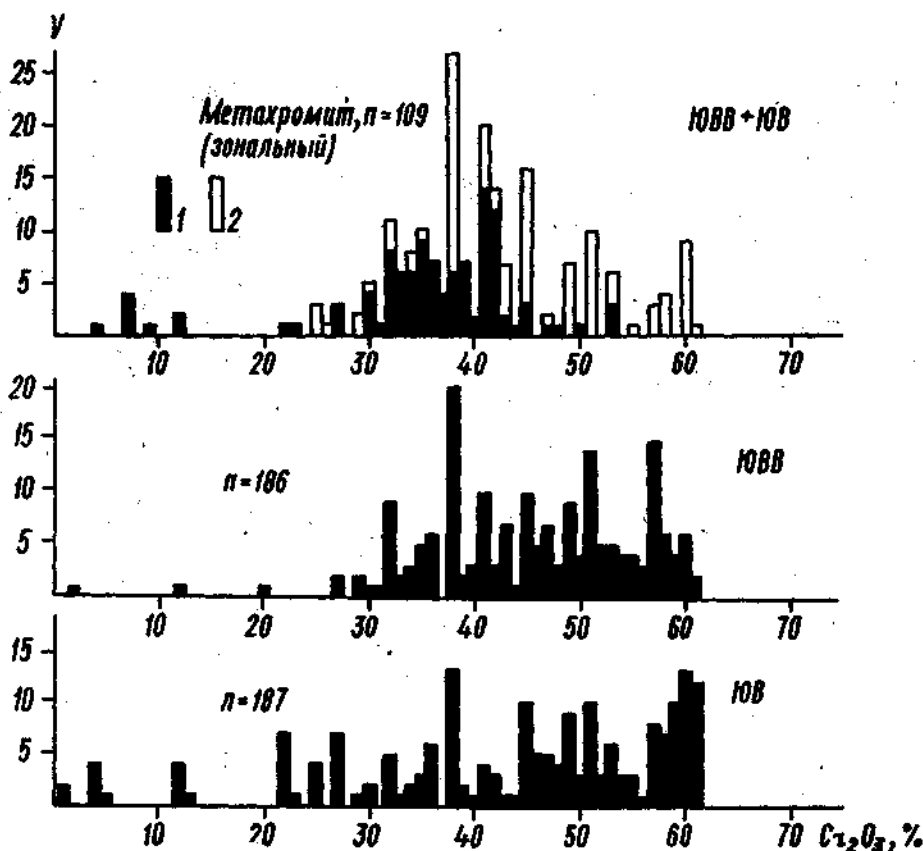


Рис. 4. Содержание Cr₂O₃ в аксессуарных хромитидах юго-востока массива Рай-Из, по данным ИКС.

в возрастании их хромистости с востока на запад. Среднее содержание Cr₂O₃ по ЮВВ - 47,9%, ЮВ - 50,5%, по участку Центральному - 1 - 59,28%. Железистость рудных хромитов возрастает от ЮВВ (Fe₂O₃ - 6,8%) к ЮВ (до 7,2%) и падает на участке Центральном - 1 (до 5,6%). Более низкая железистость рудных хромитов на участке Центральный-1 связана с резким увеличением массы хромитов - проявлением закона действующих масс.

Для выяснения пространственных закономерностей и генерализованных топоминералогических тенденций изменения конституционных особенностей хромитидов в плане для юго-восточной части массива

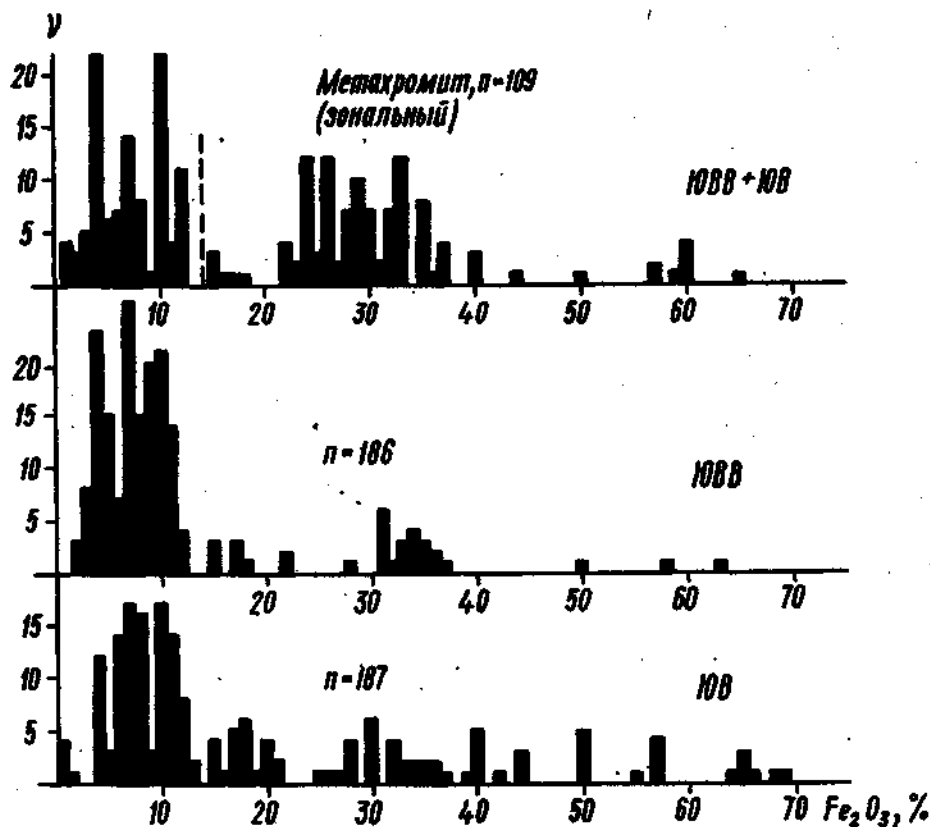


Рис. 5. Содержание Fe_2O_3 в акцессорных хромшпинелидах юго-востока массива Рай-Из, по данным ИКС.

Рай-Из произведен тренд-анализ данных ИКС хромшпинелидов (параметр γ_1). Опробованная по квадратной сети площадь равна 95 км^2 . Расчет производился по программе "Трио" (Тренд, Изотренд, Отклонение) в лаборатории вычислительной техники и математики Института биологии Коми филиала АН СССР (до тренда пятой степени включительно).

Тренд первой степени, представляющий собой наклонную плоскость и описывающий изменчивость параметра γ_1 на 8,44%, показал генерализованное субширотное направление изменчивости химизма хромшпинелидов. Оно совпадает с направлением падения уральских структур. Значения γ_1 изменяются с востока на запад, отражая типоморфическое

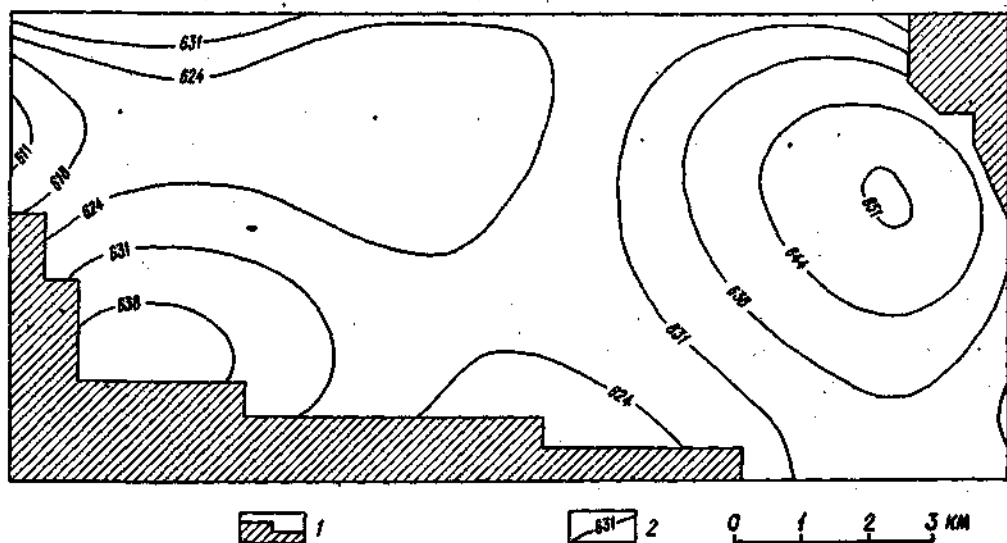


Рис. 6. Топоминералогическая схема зональности состава акцессорного хром - шпинелида в юго-восточной части массива Рай-Из (тренд-анализ данных ИКС).

1 - площадь опробования (незаштрихованная); 2 - изолинии тренда IV степени параметра γ_1 ИКС хромшпинелидов.

изменение химизма хромшпинелидов в сторону уменьшения глиноземистости и увеличения железистости и хромистости.

Наиболее хорошо описывает изменчивость параметра γ_1 хромшпинелидов тренд IV степени (21,59%), приведенный на рис.6. Изолинии тренда показывают направление изменчивости конституционных особенностей хромшпинелидов по данным ИКС. Изолинии согласно тренду IV степени проведены примерно через 7 см^{-1} . Картина, образованная изолиниями, представляет собой как бы двухкупольную объемную фигуру, разделенную широкой ложбиной с изменяющимся простиранием от субширотного на западной стороне листа до юго-восточного в середине. Центр западного купола приходится на участок Енгайский, а центр восточного купола - на истоки Безымянного ручья. Куполообразное сгущение изолиний тренда объективно отражает распространение наиболее глиноземистых разновидностей акцессорного и рудного хромшпинелида на опробованной площади. Осевая часть ложбины в средней части листа совпадает с простиранием и местонахождением крупного тектонического нарушения, проходящего по долине р.Кердоманшора и делящего площадь

листа на две части – ЮВ и ЮВВ. К северо-западной рамке листа примыкает субширотная зона "прогрессивного метаморфизма", оказавшая сильное метаморфизирующее действие на химический состав хромшпинелида, которое нашло отражение и в фигуре тренда.

Преобладающее распространение высокоглиноземистых разностей акцессорного и рудного хромшпинелида в ЮВВ блоке массива определяет его как малоперспективный район для поисков хромитов, пригодных для выплавки феррохрома; это же относится и к району, примыкающему к участку Енгайский. Напротив, северо-западная четверть опробованного листа по аналогии с химизмом акцессорного хромшпинелида участка Центральный – 1, который также находится вблизи южной границы распространения зоны "прогрессивного метаморфизма", следует отнести к перспективным в отношении дальнейших поисков высокохромистых руд, тем более, что полтора десятка мелких рудопоявлений хромита требуемого качества на этой площади уже найдены.

Таким образом, основываясь на проведенных методических и топоминералогических исследованиях инфракрасных спектров поглощения при родных и искусственных хромшпинелидов, можно сделать следующие выводы:

1. ИК-спектры поглощения, в сжатом виде содержащие информацию об их конституционных особенностях – составе и структуре, являются важным типоморфным свойством хромшпинелидов.

2. Все хромшпинелиды следует рассматривать как члены двух пересекающихся рядов (пикотит – хромит и хромит – магнетит), границей которых для хромшпинелидов массива Рай-Из, а возможно, и всех природных хромшпинелидов, является величина $\tau_1 \approx 627 \text{ см}^{-1}$ в их ИК-спектрах.

3. Рассчитаны достоверные уравнения парной и множественной регрессии параметров τ_1 и a_0 от всех компонентов состава хромшпинелидов и построены градуировочные графики состава хромшпинелидов для оценки их по физическим свойствам.

4. С помощью статистического анализа данных ИКС акцессорных хромшпинелидов юго-восточной части массива Рай-Из показана зональность в составе и распределении разновидностей хромшпинелидов, состоящая в уменьшении глиноземистости и повышении хромистости и железистости хромшпинелидов, а также в нарастании доли феррихромита в породах с востока на запад. Центростремительная зональность обусловлена уменьшением метаморфизирующего воздействия зоны "прогрессивного метаморфизма" по мере удаления от нее.

5. Тренд-анализ данных ИКС хромшпинелидов позволил выявить картину изменчивости его конституционных особенностей в плане, наметить генера-

лизированное направление этой изменчивости с востока на запад, совпадающее с направлением падения главных Уральских структур, выявить связь состава хромшпинелидов с крупными структурно-тектоническими элементами массива и провести разбраковку опробованных площадей по перспективности дальнейших поисков.

6. Разработана методика и получен первый опыт топоминералогических исследований хромитов с помощью ИКС на примере ультраосновного массива Рай-Из.

Рекомендуется широкое использование ИК-спектроскопии в качестве экспрессного метода оценки качества хромитовых руд в практике поисковых и геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Абовян С.А. О некоторых физических свойствах хромшпинелидов Армении. - Изв.АН Арм.ССР. Сер.геол. и геогр. наук, 1957, № 3, с. 21 - 29.

Башкиров Ш.Ш.; Яковлев В.В. Влияние катионного распределения на параметры ЯГР-спектров хромшпинелидов. - Физика твердого тела, 1978, т. 20, вып. 3, с. 926 - 928.

Башкиров Ш.Ш., Григорьева И.И., Павлов Н.В., Яковлев В.В. Состав природных хромшпинелидов и величина резонансного поглощения мессбауэровских спектров. - Минерал.журн., 1980, т.2, № 5, с.96-97.

Грум-Гржимайло С.В. Об окраске минералов, вызываемой хромом. - Тр. Лаборатории кристаллографии АН СССР, 1940, вып.2, с.73.

Грум-Гржимайло С.В. и др. Широкие полосы поглощения в спектрах кристаллов структур, содержащих ионы Cr^{3+} . - В кн.: Спектроскопия кристаллов, М.: Наука, 1966, с. 189 - 194.

Годовиков А.А. Минералогия. - М.:Недра, 1975. - 519 с.

Ельяшевич М.А. Атомная и молекулярная спектроскопия. - М.: Физматгиз, 1962. - 871 с.

Железнова-Панайотова М.Д. Рентгенографское определение на хромшпинелиде. - Год. на СДУ.Б.геолого-геогр.факультет, 1961, т.45, кн. 2, с. 309 - 315.

Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. - Л.: ОНТИ, 1932. - 221 с.

Карабцов А.А., Худоложкин В.С., Урусов В.С. Рентгенографическое исследование распределения катионов по позициям в зависимости от состава шпинелей (Mg , Fe), $(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Cr})_2\text{O}_4$. - Минерал. журн., 1980, № 2, с. 24 - 32.

Кашинцев Г.Л. Петрогенезис ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале. Автореф.канд.дис. М., 1972. - 24 с.

Кросс П. Введение в практическую ИК-спектроскопию. - М.: Ин. лит., 1961. - 111 с.

Мальков Б.А., Попова Т.Н., Бушуева Е.Б. и др. Хромшпинелиды из кимберлитов, зависимость параметров элементарной ячейки и ИК-спектров поглощения от состава. - Ежегодник-1971. Сыктывкар, 1972, с. 158-163. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Маянц Л.С. Теория и расчет колебаний молекул. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 526 с.

Накамото К. Инфракрасные спектры неорганических и координационных соединений. - М.: Мир, 1966. - 411 с.

Некрасов И.Я., Бушуева Е.Б. Инфракрасные спектры минералов группы шпинели на примере синтезированного ряда шпинель - герцинит. - ДАН, 1979, т. 246, № 3, с. 706 - 709.

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. - М.: Наука, 1968. - 179 с.

Панагос А.Г. Рентгенографическое исследование хромшпинелидов Греции. - Практика тис. академий. Афины, 1969, с. 89 - 103.

Перевозчиков Б.В. Геологическое строение и хромитоносность гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале. - В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. Тез. докладов IV Уральск. петрогр. конф., Свердловск, 1981, с. 69 - 70.

Чашухин И.С. Процессы водного метаморфизма гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). - В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. Тез. докладов IV Уральск. петрогр. конф., Свердловск, 1981, с. 77-78.

Юшкин Н.П. Проблемы и перспективы топоминералогических исследований. - В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с. 3-22. (Тр./Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, вып.24).

Юшкин Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. - Л.: Наука, 1980. - 376 с.

Яковлев В.В., Башкиров Ш.Ш., Пеньков И.Н. Катионное распределение в природных хромшпинелидах по данным ЯГР. - ДАН, 1980, т. 250, № 4, с. 911 - 915.

Clark G. Z., Allu A. X-ray examinations of Chromes: 1) Lattice dimensions 2) Theoretical densities. - Amer.Min., 1932, N 2, vol. 2, p. 64-74.

Schmidbauer E. Magnetization of Fe-Cr-Spinels and its application for the identification of Such ferrites in rocks. - Z.Geophys, 1971, N 3, 37, p. 421-424.

P r e u d h o m m e I., T a r t e P. Infrared spectra of spinels. - I. A critical discussion of the actual interpretation. Spectrochim. Acta, 1971a, 27A, p.961-968.

P r e u d h o m m e I., T a r t e P. Infrared spectra of spinels. - II. The experimental bases for solving the assignment problem. Spectrochim. Acta, 1971b, 27A, p. 845-851.

. P r e u d h o m m e I., T a r t e P. Infrared spectra of spinels. - III. The normal II-III spinels. Spectrochim. Acta, 1971c, 27A, p.1817-1835.

P r e u d h o m m e P., T a r t e P. Infrared spectra of spinels. - IV. Normal spinels with a high valency cation. Spectrochim. Acta, 1972, 28A, p. 69-79.

V e r w e y B. I., H a a y m a n P. W. - J. Chem. Phys., 1947, 15, N 4, p. 174-179.

W a l d r o n R. D. Infrared spectra of ferrites. - Phys. Rev., 1955, 99, p. 1727-1735.

W h i t e W. B., A n g e l e s B. A. Interpretation of the vibrational spectra of spinels. - Spectrochim Acta, 1967, 23A, p. 985-995.

ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Б.А.Осташенко, Д.Н.Литошко, А.В.Калиновский

В современной поисковой практике наблюдается тенденция увеличения роли минералогических исследований при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Начинают применяться в комплексе с другими методами и самостоятельные минералогические поисковые и оценочные методы.

Впервые значение минералогических методов в их органической связи с другими методами показал А.Е.Ферсман (1940); это направление в дальнейшем поддерживали и развивали В.М.Крейтер (1940), В.И.Красников (1959). Эффективное применение минералогических методов при поисках алмазов, редких металлов, олова и других полезных ископаемых, развитие учения о типоморфизме минералов, теории парагенетического анализа минеральных ассоциаций выдвинули минералогические поиски как один из ведущих методов. В последние годы появляется серия работ (Гинзбург, 1978, 1980; Юшкин, 1980), в которых разрабатываются научные основы, принципы и методика минералогических поисков. Этими работами устанавливается важное поисковое значение ассоциаций минералов, слагающих различные рудные формации. Однако в поисковой и минералогической литературе до сих пор нет сводных работ с хотя бы сокращенными списками минералов для важнейших рудных формаций. Нами в этой работе делается попытка такой инвентаризации.

Анализ литературы по рудным месторождениям за последние два десятилетия показывает, что большинство геологов при изучении месторождений выделяют рудные формации в трактовке В.А.Кузнецова (1972) и Р.М.Константинова (1969). В пределах одного месторождения, одной рудной залежи зачастую выделяются несколько рудных формаций. Основной задачей при диагностике рудной формации является обнаружение ведущего рудного минерала, в редком случае – ассоциации минералов. Строгий анализ минерального состава рудных тел, взаимоотношений

минералов, как правило, не проводятся. Подобный подход характерен для полиметаллических месторождений, содержащих барит, золото, флюорит, а также в некоторой степени для месторождения молибдена. Примером игнорирования вещественного состава рудных формаций является "Методическое пособие по металлогении" (1976). В главе "Площади с развитием сульфидной медно-никелевой минерализации" (с. 96-102), где рассматривается "оруденение древних кристаллических щитов, в частности Кольского мегаблока Балтийского щита," мы не встречаем ни одного упоминания о рудных минералах.

В предлагаемой работе мы попытались свести воедино данные о минеральных комплексах наиболее широко распространенных рудных формаций (см. таблицу). За основу была принята классификация рудных формаций И.Г.Магакьяна (1969) с дополнениями по А.А.Беусу и др. (1962), В.Н.Котляру (1970) и другим авторам. При этом были выделены главные минералы (рудные и нерудные), второстепенные и акцессорные. Для составления таблицы были использованы более 200 работ советских и зарубежных авторов. Эта таблица составляет основное содержание данной работы. Она может использоваться как в поисковых целях, для поисковой интерпретации наблюдаемых минеральных ассоциаций, так и при прогнозировании рудоносности, для оценки металлогенической специализации минеральных комплексов.

Анализ полученных данных показал, что главные минералы (как рудные, так и нерудные) составляют чаще всего относительно незначительную часть минерального комплекса формации, а основная доля приходится на второстепенные и акцессорные минералы. Несомненно, что широта спектра минералов рудной формации зависит от степени минералогической изученности, однако наблюдаемая закономерность не вызывает сомнений. Она тем более важна, что возможность обнаружения собственно рудных минералов мала, а второстепенных и акцессорных — значительно шире. Учение о парагенезисе, анализирующее пространственно-временные связи между минералами, составляющими сложные генетические комплексы, показывает, что эти связи очень разнообразны. Следовательно, поисковое значение второстепенных и акцессорных минералов может быть различным. Например, наличие мономинеральных аксинитовых зон в скарнах указывает на отсутствие в этих скарнах сульфидного оруденения, в то время как обнаружение аксинитовой минерализации в приконтактных частях диабазовых тел в условиях Центрального Пай-Хоя служит указанием на их потенциальную медно-никелевую рудоносность (Остапенко, 1979). Следовательно, при изучении вещественного состава минеральных комплексов рудных формаций следует выделять не только минералы-индикаторы оруденения, но и минералы — антагонисты

оруденения.

Следующая особенность минералогии рудных формаций заключается в том, что практически для всех эндогенных месторождений, начиная от магматических медно-никелевых и кончая низкотемпературными гидротермальными, наблюдается эмпирическая зависимость между масштабом оруденения и содержанием в рудах минералов кобальта, висмута и никеля. Как правило, наиболее крупные месторождения содержат минералы этих металлов в тех или иных количествах: минералы висмута как второстепенные и акцессорные, кобальтовые и никелевые — как акцессорные. В пределах регионов, где отсутствуют крупные месторождения, минералы висмута, кобальта и никеля изредка встречаются в мелких месторождениях, но не отмечены в детально изученных рудопроявлениях. Такими минералами-индикаторами масштабности обычно являются галеновисмутин, тетрадимит, виттихенит, айкинит, в меньшей степени — станнин, висмутин, эмплектит (минералы висмута), а также миллерит, лелленгит, ульманит, кобальтин, валлериит, брейтгауптит, герсдорфит, раммельсбергит, сафлорит, никелин.

Индикаторами минеральных комплексов являются типоморфные особенности отдельных минералов и типоморфные минеральные ассоциации. В качестве поисковых критериев широко используются химический состав, важнейшие физические свойства (анатомия, морфология, твердость, полиптилия, термо-фото-рентгенолюминесценция, спектры возбуждения и поглощения и т.д.). Во многих случаях состав породообразующих минералов весьма определенно указывает на тип оруденения. Е.Д.Карпова и Л.Г.Ивашенцов (1954), например, установили такую зависимость для скарновых месторождений:

- вольфрамовое оруденение связано с алюмокальциевыми гранатами;
- медное и реже вольфрамовое оруденение встречается с гранатами промежуточного (андрадит-гроссулярового) состава;
- свинцово-цинковое, железное, кобальтовое, бериллиевое оруденение встречается с андродитом;
- свинцово-цинковое оруденение связано с марганцевыми пироксенами (милган-геденбергитами).

Высокое содержание в мусковите окиси скандия (до 0,7%) может служить критерием для поисков бериллий-олово-вольфрам-молибденового оруденения, при этом следует учитывать, что одновременно в арсенопирите увеличивается содержание кобальта (до n %), а в сфалерите-кадмия (до 0,5%).

Примером строго типоморфной минеральной ассоциации может служить ассоциация уваровита, хромистого хлорита, хромистого диопсида, хромистого везувиана, присущая платиновой рудной формации.

Минеральные ассоциации кварц-сульфидных жил в скарнах (кварц + полевой шпат + пирротин + сфалерит) являются типичной парагенетической ассоциацией, в которой встречается шеелит. Широко известен факт обнаружения коренных месторождений алмазов по их постоянному спутнику - пиропу. Однако, вероятность обнаружения оруденения значительно возросла в результате одновременного использования нескольких минералов-индикаторов - ассоциации парагенных минералов (Гинабург, 1980). Такой ассоциацией парагенных минералов явились пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелиды, циркон, флогопит, серицит. Использование группы минералов-индикаторов позволило резко увеличить эффективность поисковых работ.

Таким образом, при минералогических поисках и прогнозировании оруденения необходимо вовлекать в изучение как можно больший круг минералов, изучать их типоморфные особенности и выделять не один ведущий минерал, а ассоциации парагенных минералов. Из таблицы видно, что диапазон минералов, слагающих 60 рудных формаций, варьирует в очень широких пределах - от 10 до 93 минеральных видов, составляя в среднем 37,8 минерала. Простая разбраковка минералов рудных формаций на классы (по Х.Штрунцу, 1962) показывает, что в группе собственно магматических месторождений доминирующими являются силикаты, и лишь в хромитовой и титаномagnetитовой рудных формациях преобладает силикатно-окисная составляющая. Кроме того, составляют исключение платиновая и медно-никелевая формации, где в первой ведущую роль занимают силикаты и самородные элементы, а во второй - сульфиды. В пегматитовой группе в минеральных комплексах преобладают силикаты, и только для ниобиевого редкоземельного и мусковитового типов больше характерны окисные формы.

Для карбонатитовых месторождений различия минерального состава выражены довольно четко; высокотемпературные формации имеют окисно-силикатный характер, а низкотемпературные - силикатно-карбонатный. Не исключено, что в минеральном составе нашел свое выражение температурный режим формирования различных групп карбонатитов.

В группе скарновых формаций в основном довольно равномерно распределены ведущие классы сульфидов и силикатов, лишь в борозной и железорудной преобладают силикаты. Последние оставляют за собой ведущую роль в грейзеново-скарновых группах месторождений.

Значительно преобладающую роль в гидротермальных, колчеданных и субвулканических (за исключением риолитовой формации) месторождениях играют сульфиды.

При изучении конкретных месторождений, поисках и прогнозировании полезных ископаемых, несомненно, большое значение имеет полное ис -

следования минеральных комплексов рудных формаций. При этом большое внимание следует уделять наиболее широко представленным второстепенным и аксессуарным минералам, позволяющим судить о перспективности и масштабности оруденения. При целенаправленных поисковых работах минералогу необходимо свободно ориентироваться в том минеральном комплексе, который он изучает или будет изучать, так как различные классы минералов требуют при их исследовании применения различных методов изучения и, соответственно, различной аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 195 с.

Гинзбург А.И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. - Зап.Всесоюз.минерал.об-ва, 1978, ч. 107, вып.4, с. 385-397.

Гинзбург А.И. Минералы-индикаторы оруденения. - В кн.: Геохимия, минералогия. (Междунар. конгресс, XXVI сессия. Докл.советских геологов). М.: Наука, 1980, с. 176 - 182.

Карпова Е.Д., Ивашенцов А.Г. Скарны. - В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Гостеолтехиздат, 1954, с. 10 - 52.

Константинов Р.М. Рудные формации, математические и кибернетические методы их изучения. - В кн.: Проблемы геологических минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Недра, т.1, 1969, с. 96 - 112.

Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. - М.: Наука, 1970. - 462 с.

Красников В.И. Рациональные поиски рудных месторождений. - М.: Гостеолтехиздат, 1959. - 411 с.

Крейтер В.М. Поиски и разведка полезных ископаемых. - М.: Гостеолтехиздат, 1940. - 792 с.

Кузнецов В.А. Рудные формации. - Геология и разведка, 1972, № 6, с. 5 - 14.

Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудные формации СССР. - М.: Недра, 1969. - 224 с.

Методическое пособие по металлогении. - М.: Недра, 1976. - 272 с.

Осташенко Б.А. Петрология и оруденение Центральнопайхойского

базальтоидного комплекса. - Л.: Наука, 1970. - 112 с.

Ферсман А.Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. - М.: Изд-во АН СССР, 1940. - 446 с.

Штрунц Х. Минералогические таблицы. - М.: НТИЛ по горному делу, 1962. - 532 с.

Юшкин Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. - М.: Наука, 1980. - 376 с.

Минеральные комплексы рудных формаций

Таблица

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречае- мости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
МАГМАТИЧЕСКИЕ					
Хромитовая	Хромит, пикотит, феррохромит, хромпи- котит, магнохромит, магнезиохромит	Оливин, серпентин	Пироксен, амфибол, хлорит, кар- бонаты, магнетит, фуксит	Хромхромит, хромтур- малин, хромрутил, хромдиопсид, хромак- тинолит, хромхлорит, хромистые слюды, уваровит, самородная медь, перовскит, ру- тил, сульфиды железа, меди, никеля.	1-1-3,7* 2-2-7,4 4-11-40,7 5-1-3,7 10-12-44,4
Платиновая	Платина (полниксен, ферроплатина), ири- диевая платина, ос- мистый иридий, спер- риллит, куверит	Оливин, пироксены, хромшпинелиды, титаномагнетит, хромит	Иридий, осмий, палладий, ра- дий, рутений, кочубент, невян- скит, сыссерскит, кубанит, пирротин, пентландит, халько- пирит, серпентин, тальк, хло- риты, уваровит, хромовые хлориты, хромистый диопсид, хромистый везувин, магнетит	Брусит, магнезит, доло- мит, кальцит, опал, хал- цедон, кварц, фуксит, брейнерит, нонитронит, гарнерит, палыгорскит, лимонит, порпелит, ниг- глиит, атолит, фруидит, маяит, бреггит, геверсит, купроплатина	1-15-30,6 2-8-16,3 4-7-14,3 5-4-8,2 10-15-30,6
Титаномаг- нетитовая	Титаномагнетит, иль- менит, магнетит, ру- тил	Роговая обманка, пироксены, оливин, гранаты, полевые шпаты	Ульвошпинель, шпинель, халь- пирит, пирротин, пирит, гема- тит, сфалерит, апатит, энхит, биотит, хлорит, кварц, кальцит, плагноклазы, серпентин	Молябденит, анатаз, бру- хит, сфен, гейкилит, ниро- фанит, браннерит, пренит, барит, скаполит	2-5-15,2 4-13-39,8 5-1-3,1 7-1-3,1 10-13-39,8
Апатит-магне- титовая	Апатит, магнетит, фторалатит, титано- магнетит	Пироксены, амфибо- лы, биотит, плаги- оклазы, оливин	Рутит, пирротин, пирит, халь- копирит, гематит, энхит	Борнит, самородная пла- тина, турмалин, циркон, кварц, карбонаты, флюо- рит, скаполит, гранаты	1-1-4,3, 2-4-17,4 3-1-4,3 4-6-26,1, 5-1-4,3 9-2-8,7 10-8-34,8
Апатитовая	Апатит, титаномаг- нетит, ильменит	Нефелин, эгирин, полевые шпаты, роговая обманка	Сфен, эгирин, титанит		4-2-20,0 9-1-10,0 10-7-70,0

Продолжение таблицы

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Аксессуары минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Лопаритовая	Лопарит	Нефелин, калиевые полевые шпаты, эгирин, апатит	Арфведсонит, эвдиалит, соде- лит, альбит	Рамзаит, лампрофиллит, лессонит, мурманит	4-1-7,7 9-1-7,7 10-11-84,6
Медно-никеле- вая сульфидная	Пирротин, пентландит, халькопирит	Пироксен, плагио- клазы, оливин, био- тит, амфиболы,	Валлерит, виоларит, гематит, герсдорфит, ковеллин, кубанит, халькозин, титаномагнетит, ли- монит, кобальтин, никелин, миллерит, магнетит, пирит, бравит	Алабандин, борнит, брей- тгауптит, галенит, род- левскит, джерфшерит, дигемит, вильменит, куп- рит, макиавит, марка- зит, молибденит, нориль- скит, платина, сперрит, сфалерит, таллахит, тро- илит, халькантит, хромит	1-1-2,4 2-29-69,0 4-6-14,3 7-1-2,4 10-6-11,9
Алмазная	Алмаз	Карбонаты, олиг. н. ильменит, пироп, шпинель, пикроиль- менит, флогопит, хромдиоксид, авгит, хромшпинелиды	Магнетит, серпентин, хлорит, диаллаг, перовскит, апатит, хромит	Опал, рутил, сфен, циркон, галенит, сфалерит, шенит, графит, монтичеллит	1-1-3,8 2-2-7,7 4-9-34,6 5-1-3,8 7-1-3,8 9-1-3,8 10-11-42,3

ПЕГМАТИТОВЫЕ

Грацитные пегматиты

Редкоземельная с минеральными типами:	Моноцит, берилл	Микроклин, олиго- клаз, кварц, мусковит	Турмалин, циркон, магнетит, апатит, ксенотим, ортит, био- тит, гранат	Циртолит, карбун, ура- нинит, гуммит, иттри- алит	2-4-21,0 9-3-15,8 10-11-57,9 11-1-5,3
	Ортит, циртолит	Олигоклаз, микроклин, кварц	Моноцит, ураннит, турма- лин, берилл, ксенотим, тита- нит, биотит, мусковит		4-3-23,1 9-2-15,4 10-8-61,5
	Ортитовый а плагиоклаз- кварц-микро- клиновы пегматитах				
	Нюбиевый редкоземель- ный с иттри- ем, нюбием	Эвксенит, самар- скит, ксенотим, ураннит	Олигоклаз, микроклин, кварц	Иттрибетафит, танталбе- тафит, бетафит, иттриго- тетолит	4-13-52,0 9-3-12,0 10-9-36,0

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречае- мости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Уранинитовый с флюоритом и карбонатами	Уранинит, монашит, ортит	Олигоклаз, альбит, микроклин, кварц	Ксенофит, турмалин, апатит, фергусонит, эвксенит, самарскит, гадолинит, флюорит, биотит, серицит, спессартин	Сподумен, берилл, лепидолит, кукенит, обручевит, галенит, тангемит, колумбит-танталит, иттрибетафит	3-1-4,0 4-6-24,0 9-4-16,0 10-14-56,0
Мусковитовая	Мусковит	Альбит, олигоклаз, кварц, микроклин	Турмалин, апатит, циркон, берилл, фенацит, цирколит, морион, аметист, серицит, жиньбертит, биотит, клева-ландит, гранат, опал, кальцит	Ксенофит, тапколит, колумбит, танталит, фергусонит, пирохлор, пирротин, пирит, халькопирит, молибденит, графит, висмут, флюорит, магнетит, ильменит, рутил, шпинель, касситерит, уранинит, карбун	1-1-2,9 2-6-17,6 3-1-2,9 4-14-41,3 5-1-2,9 9-1-2,9 10-10-29,5
Редкоземельная с минеральными типами:	Берилл, танталит, колумбит, касси- терит	Кварц, микроклин, альбит, мусковит, биотит	Турмалин, апатит, ильменит, гадо- линит, гельвин	Сподумен, лепидолит, амблигонит, симпсонит, микролит, рубеллит, кушнит	4-8-36,4 9-2-9,1 10-12-54,5
Литий-споду- меновый	Сподумен, берилл	Микроклин, альбит, кварц, мусковит	Поллуцит, литиофилит, гельвин, турмалин, апатит	Танталит, колумбит, кас- ситерит, висмутит, сим- псонит, рубеллит	2-1-5,6 4-6-33,3 9-2-11,1 10-9-50,0
Литий-лепидо- литовый	Лепидолит, поллуцит	Альбит, кварц, ми- кротин, мусковит	Амблигонит, криофиллит, литио- филит, берилл, монтебранит, тур- малин, воробьевит, ростерит	Колумбит, танталит, кол- мивитит, оловотанталит, стибиотанталит, микролит	3-1-4,8 4-4-19,0 9-3-14,3 10-13-61,9
Керамический	Плагиоклаз	Олигоклаз	Турмалин, гранат, апатит, корунд, флюорит, топаз, кварц, флюорит, альбит, биотит, мусковит, фуксит, актинолит, хлоритокд	Шпинель, титанит, рутил, ильменит, магнетит, ге- матит, берилл, фенацит, молибденит, циркон	2-2-3,7 3-1-3,7 4-7-25,9 9-1-3,7 10-17-63,0

Продолжение таблицы

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Хрустальная	Аметист, хрусталь, флюорит, аквамарин	Альбит, микроклин, мусковит, литиевый мусковит	Наумруд, топаз, полихромный турма- лин, лепидолит, амблигонит, апатит, ильменит, гематит, берилл, кордье- рит, рибекит, шенсартит	Кукерит, анатаз, брукит, касситерит, сфен, ко- лумбит, цирколит, ор- тит, везенит, фергю- сонит, монацит, баст- незит, торит, пирохлор гидроураноторит	2-1-2,8 3-1-2,8 4-12-34,4 5-1-2,8 9-3-8,6 10-17-48,6
Пегматиты щелочных пород					
Редкоземельная с минеральными типами:	Пирохлор	Микроклин, нефе- лин, альбит, эги- рин	Эвдиалит, лампрофилит, мурманит, ломоносовит, поллитнонит, фергю- сонит, везенит, циркон, апатит, ильменит, брукит, содалит, натро- лит, усскингит, аналцит, арфвед- сонит	Иттриотитанит, торит, ураноторит, тапколит, пеннадкевичит, энigmat- тит, стецструпин, неп- тунит, экидидимит, швезолит, локарит, аль- пидит, лабуинцовит, ка- таплит, везюлит, куп- летскит, чкаловит	4-7-18,4 9-1-2,6 10-30-79,0
Циркониевый					
Циркониевый	Циркон, маргане- ильменит, гент- гельсин	Ортоклаз, аль- бит, роговая об- манка, эгирин, биотит	Титанит, апатит, пирохлор, эвди- алит-везюлит, содалит, натролит, нефелин	Иттриалит, телленит, гадолинит	4-3-18,7 9-1-6,3 10-12-75,0
Пегматиты основных и ультраосновных пород					
Редкоземельная	Перовскит, титан- омагнетит	Анортит-андезин, бронзит, амфибол, эвстатит, авгит	Титанит, циркон, магнетит, пиро- тит, апатит, рутил, ильменит, гра- нат, оливин, биотит, флогопит, воластонит, эпидот	Пентландит, халькопирит	2-3-13,0 4-5-21,8 9-1-4,3 10-14-60,9
АЛЬБИТИТОВЫЕ РЕДКОМЕТАЛЛЫЕ Нормальные граниты					
Мусковитовых апогранитов	Берилл, бертран- дит, фенацит	Альбит, кварц, микроклин, муско- вит, олигоклаз	Циркон, хризоберилл, апатит, флюо- рит, турмалин, биотит, хлорит, ро- говая обманка	Вольфрамит, касситерит, гольмивестит	3-1-4,0 4-3-12,0 7-1-4,0 9-1-4,0 10-18-76,0

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
			Субщелочные граниты		
Литионитовых апогранитов	Колумбит, танталит, пирохлор, микролит	Альбит, амазонит, кварц, литионит, криофиллит, цинваль- дит	Амблигонит, циркон, касситерит, мангантанталит, топаз, берилл, пироксены	Торит, монацит, золь- фрамит, обручевит, лопарит, сфалерит, галенит, молибденит	2-4-15,4 4-9-34,6 7-1-3,8 8-2-7,7 10-10-38,5
			Щелочные граниты		
Биотитовых апогранитов	Пирохлор, циркон, фергусонит	Альбит, микроклин, кварц, фенгит, ле- пидомелан	Колумбит, танталит, гематит, магнетит, флюорит, диомбопи- рохлор, эльсвортит, гагаринит, биотит, ферримусковит, глауко- фан, гастингсит, эгирин, эпа- лот, доксит, хлорит, стальпо- мелан, кальцит, анкерит, гранат, роговая обманка, онкозит	Самарскит, ортит, чев- кинит, гадолинит, бе- рилл, топаз, ксенотим, монацит, вольфрамит, швелит, турмалин, то- рит, приорит, кассите- рит, поликраз, берггран- дит, фенакит, сфен, лей- коксен, бастнезит, сфе- лерит, галенит, пирит, пирротин, молибденит, халькозин, борнит, вис- мут самородный, золото, псилломелан	1-2-3,3 2-7-11,7 3-2-3,3 4-14-23,4 5-3-5,0 7-2-3,3 9-2-3,3 10-28-46,7
Рибекитовых апогранитов	Пирохлор, циркон, колумбит	Альбит, кварц, мк- роклин, рибекит, литиевый биотит	Фергусонит, ортит, ильменит, флюорит, топаз, гематит, маг- нетит, лепидолит, фенакит, га- долинит, гагаринит, турмалин, циртолит	Торит, апатит, монацит, ксенотим, барилит, бер- трандит, берилл, мила- рит, гельман, даналит, базенит, берит, рутил, анатаз, белянкинит, пи- рофанит, сфен, криоцит, веберит, томсенолит	2-2-2,6 3-7-9,2 4-19-25,0 5-7-9,2 7-3-3,9 9-3-3,9 10-35-46,2
			Нефелиновые сиениты		
Микроклин- альбитовая	Циркон, пирохлор, монацит	Альбит, микроклин, нефелин, эгирин, щелочной амфибол	Ильменит, рутил, титанит, бритолит, апатит	Эшинит, пандит, лопарит, ринкозит, фергусонит, бе- тафит, эвдиалит, цирконо- лит, ловенит, розенбушит, вёлерит, барилит, лейкофан	4-10-38,5 9-3-11,5 10-13-50,0

Продолжение таблицы

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Карбонатная редкоземельная; высокотемпе- ратурная	Пирохлор, синки- зит, паризит, бес- тлезит, гатчетто- лит	Кальцит, пирохсен, спод, магнетит, доломит, апатит	КАРБОНАТИТОВЫЕ Авгит, биотит, флогопит, монтмел- лит, форстерит, нефелин, диоксид, агирин, альбит, тетраферрифлогопит, канкринит, пирротин, халькопирит, пентландит, рихтерит, брусит, сер- пентин	Бадделлит, перовскит, дизаналит, кальцитрит, шорломит, сфен, нио- калит, ловенит, нио- бошпромонит, луэшит, торпанит, ильменит, ниркон	2-3-7,7 4-12-30,7 5-5-12,8 9-1-2,6 10-18-46,2
низкотемпе- ратурная	Колумбит, бастне- зит, пармезит, мо- либденит	Анkerит, сидерит, рибекит, хрондиолит, хлорит, анальцит, натролит, серпен- тин, вермикулит, барит, кварц	Гематит, пирит, марказит, флюорит, кальцит, стальномелан, кварц, це- лестин, ильменит, ильменорутил, пирохлор	Галенит, ферсмит, штаффелит, сфалерит, лабунцовит, торит, ва- лент, бербанкит, церит, анатаз, брукит, ниркон, эшинит, хуанкит, строи- шанит, флоренсит, анки- лит, виноградовит, гор- сейскит, гоэит, ортит, рамзаит, катаплент, сванбергит, монацит.	2-5-6,2 3-1-1,6 4-11-18,0 5-19-31,0 7-2-3,3 9-6-9,8 10-17-27,9
Железорудная	Магнетит, гематит, пирротин	Кварц, кальцит, ди- оксид-геденбергит, тремолит, везувиан, волластонит, гроссу- лар, хлорит, клиноку- мтит, скалолит, эпид- от, ортоклаз	СКАРНОВЫЕ Ильменит, сфалерит, пирротин, бор- нит, марказит, мушкетовит, кобаль- тин, глауколит, арсенопирит, саффо- рит, халькозин, брезонт, мартит, ак- тинолит, пренит, серпентин, алузит, талк, магнезит, пирофиллит, каоли- нит, дикиит, оливин, роговая обман- ка, турмалин	Асмит, ауниит, ковалит, мюршиит, арсентит, тет- раэдрит, фрейбергит, тан- тал-ниобаты, колеллин, самородная медь, дато- лит, флюорит, апатит, сфен, рутил, шпатель, ильменит, кордиерит, нир- кон, ортит, берилл	1-1-2,4 2-1-2,4 3-1-2,4 4-6-19,6 5-1-2,4 7-1-2,4 10-28-68,4
Шоелитовая	Шоелит, пирротин, пирит, гематит, магнетит, халько- пирит	Пироксен, гранаты, флогопит, везувиан, волластонит, эпидот	Касситерит, вольфрамит, молибе- нит, сфалерит, галенит, блеклые руды, халькопирит, арсенопирит, висмутин, сульфосоли висмута, кварц, скалолит, хлорит, серпент, биотит, альбит, флюорит, апатит, аксинит, ильменит, феррогастингсит, таумасит, пектолит	Бергтерит, антимонит, галеновисмутин, линне- ит, турмалин, сфен, ор- тит, рутил	2-16-36,3 3-1-2,3 4-5-11,4 7-2-4,5 9-1-2,3 10-19-43,2

Продолжение таблицы

Рудная форма	Главные минералы		Второстепенные минералы	Аксессуары минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Молибденитовая	Молибденит, пирит, пирротин	Флогопит, диопсид, ортоклаз, скаполит	Арсенопирит, халькопирит, кварц, везувиан, волластонит		2-5-45,8 4-1-4,2 10-6-50,0
Свинцово-цин- ковая	Галенит, сфалерит, пирротин, пирит, матчетит	Диопсид, волластонит, роговая обманка, эпидот, хлорит, кварц, кальцит, кальцевые по- левые шпаты, актино- нит, пренит	Халькопирит, арсенопирит, марказит, шеелит, буланжерит, тетраэдрит, вис- мутит, кубанит, аксинит, ильменит, гранат, флюорит, датолит, сидерит, коэнзит, апофиллит, стилишомелан, дискит, турмалин, флогопит, скапо- лит, бустамит	Аргентит, пираргирит, блехлые руды, полиба- зит, стефанит, кубанит, валлерит, галеновас- мутит, штернбергерит, прусит, джемсонит, гематит, касситерит, халькопирит, бертье- рит, антимонит, булан- жерит, андорит, акан- тит, леллангит, халше- дон, цеолаты, серпентин, барит, даннеморит, па- лыгорскит	2-30-47,6 3-1-1,6 4-5-7,9 5-2-3,2 6-1-1,6 7-1-1,6 10-23-36,5
Медная	Халькопирит, бор- нит, пирит, пирро- тин, магнетит	Диопсид, волласто- нит,grossулар, ан- дродит, везувиан, роговая обманка	Шеелит, молибденит, кобальтин, висмутит, тетрадимит, сфалерит, галенит, кубанит, спелеуларит, ска- полит, серпентин, шпинель, эпидот, коэнзит, кальцит, хлорит, тремолит, серцит, кварц, цеолаты	Золото, серебро, висмут, медь, лентландит, витти- хенит, арсенопирит, лел- лангит, гельман, фенакит	1-4-9,8 2-16-39,0 4-3-7,3 5-1-2,4 7-1-2,4 10-16-39,0
Бороносная	Людвигит, магни- тит, пирит, гема- тит, вонсенит, ко- гоит, суанит, са- ханит, харкерит, флюобарит, борка- рит	Кальцит, флогопит, актинонит, диопсид, энстатит, серпентин, хлорит, авгит, фор- стерит, датолит, волластонит, рого- вая обманка, тур- малин	Брейнерит, пирротин, молибденит, ашарит, сфалерит, халькопирит, шпин- ель, датолит, данбурит, нионт, хлоритонд, везувиан, пренит, серпен- тин, тальк, флюорит, паргасит, ска- полит, монтечеллит, биотит	Гейкалит, варвакит, ильме- нит, куснидия, арендацит, марказит, блехлые руды, борнит, барит, апатит, сидерит, анкерит, турма- лин, сфен, периклаз, бру- сит, лейхтенбергерит, гу- мит, ксантофиллит	2-5-8,6 3-1-1,7 4-6-10,3 5-6-10,3 6-5-8,6 7-1-1,7 9-1-1,7 10-33-56,9

Продолжение таблицы

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
СКАРНОВО-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ					
Бериллий-олово- вольфрам-молиб- деновая	Магнетит, кассите- рит, фенацит, дана- лит, берилл, хризо- берилл, бертраднит, швелит, вольфрамит	Везувин, мусковит, флюорит, гранат, ди- опсид, кварц, скапо- лит, полевые шпаты, биотит, кальцит	Тремолит, фенгит, эпидаз, маргарит, бромеллит, хлорит, эпидот, флогопит, гематит, шпинель, амфибол, топаз, турмалин, альбит, санхуалит, гумит, корунд, сфен, серицит, аксинит, дан- буриг, диаспор, эфесит, апатит, риб- зит, магнезит, воластонит, цинваль- дит, протоитинит, анатаз, апофил- лит, арсенопирит, сфалерит, галенит, молибденит, гельвин, пирротин, пирит, халькопирит, гедолит, лейкофан, бритолит, таффит, висмутин, стан- нин, миллерит, ильменит	Алунит, паразит, да- фнит, диабанит, том- сонит, ломонтит, ша- базит, кнопит, мона- цит, эвклаз, феррито- рит, вульфенит, айки- нит, гессит, энгенит, марказит, ликнит, моуссонит, теллур, теллуриовисмутит	1-1-1,3 2-16-20,2 3-1-1,3 4-9-11,4 5-2-2,5 7-3-3,8 8-1-1,9 9-3-3,8 10-43-54,4
ГРЕЙЗЕНОВЫЕ					
Олово-воль- фрам-молибден- бериллиевая	Касситерит, воль- фрамит, молибденит	Мусковит, турмалин, топаз, гранат, кварц, микроклин, биотит, альбит, флогопит, тремолит, хлорит, серицит	Хризоберилл, колумбит, бертраднит, таффит, пирротин, пирит, арсенопирит, браннерит, висмутин, халькопирит, сфалерит, галенит, станнин, гематит, швелит, гельвин, висмут, тетраэдрит, марказит, халькозин, прустит, актино- лит, цинвальдит, флюорит, рутил, кир- кон, монацит, шпинель, корунд, селла- ит, диаспор, маргарит, цеолиты, сиде- рит, жалбертит, доломит, анкерит, кальцит, призматин, протоитинит, диопсид, геденбертит, везувин	Андалузит, свабит, спессертин, алма- дин, тантало-ниоба- ты, сфен, ортит, иль- менит, анатаз, дере- вианское олово, ско- родит, родохрозит, ярозит	1-1-1,5 2-14-20,6 3-2-2,9 4-11-16,2 5-5-7,4 7-3-4,4 9-1-1,5 10-29-42,6
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ					
Высокотемпературные					
Кварц-касси- теритовая	Касситерит, вольфрамит	Кварц, мусковит флюорит	Арсенопирит, сфалерит, молибденит, висмутин, халькопирит, галенит, маг- нетит, гематит, топаз, берилл, орто- клаз, альбит, турмалин, апатит	Висмут самородный, тантало-ниобаты, ле- пидолит, амфиболит, монтебранит	1-1-1,3 2-6-20,1 3-1-3,4 4-10-34,5 7-1-3,4 9-3-10,3 10-7-24,1

Рудная формація	Главные минералы		Второстепенные минералы	Аксессуары минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Кварц-вольфра- мит-молибден- товая	Вольфрамит, молибденит	Кварц	Гюбнерит, висмутит, галенит, сфале- рит, пирротин, халькопирит, пирит, швелит, халцедон, триплит, флюорит, кальцит, турмалин, мусковит, жиль- бертит, альбит, родохрозит, анкерит	Марказит, висмут, ар- сенопирит, станный, касситерит, золота, блеклые руды, линд- стремит, тулгсит.	1-2-8,9 2-12-41,4 3-1-3,4 4-3-10,3 5-2-6,9 7-1-3,4 10-5-17,2
Кварц-золото- арсенопиритовая	Пирит, арсенопи- рит, пирротин	Кварц, флюорит, калчевый полевой шпат	Халькопирит, блеклые руды, галенит, висмутит, висмут, айкенин, золото, гессит, алтант, гудмундит, кубанит, магнетит, лепидинит, дискрэзит, брейт- гаулит, валлерит, швелит, турмалин, актинолит, арфведсонит, гранаты, аль- бит, серцит, пиррофиллит, фуксит, хло- рит, цонзит, дистен, флюорит, анатит, анкерит, кальцит	Антимонит, ильменит, уранинит, кобальтки, станный, никелин, само- родная сурьма, буланже- рит, джемсонит, висло- рит, маухерит, фрейбер- гит, пентландит, скутте- рудит, марказит, калче- док, сфен, родонит, вол- ластонит, рутил, графит	1-4-6,8 2-29-49,2 3-2-3,4 4-7-11,9 5-2-3,4 7-1-1,7 10-14-23,6
Среднетемпературные					
Медно-молибде- новая	Халькопирит, мо- либденит, пирит, халькозин, борнит	Кварц, плагио- клаз, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка	Энергит, ковеллин, сфалерит, галенит, арсенопирит, пирротин, блеклые руды, тетрадимит, висмутит, леопонит, золо- то, аргентит, полибазит, бурнонит, бравонит, швелит, ильменит, гематит, магнетит, хлорит, серцит, кальцит, эвдот, турмалин, барит, флюорит, ак- тинолит, алуит, родохрозит, ангидрит, гипс	Касситерит, гюбнерит, кларотит, виттихенит, реньерит, германит, штернбергерит, лананит, миллерит, станный, ак- тинит, реальгар, кино- варь, алабадин, золото, серебро, висмут, медь, кубанит, улыманит, герс- дорфит, уранинит, пентландит	1-5-7,9 2-34-54,0 3-1-1,4 4-6-9,5 5-1-1,4 7-5-7,9 10-11-17,5
Золото-сульфи- дная	Пирит, сфалерит, галенит, халько- пирит, золото	Кварц, кальцит, адулар, каолинит, алуит, флюорит	Арсенопирит, марказит, аргентит, по- либазит, швелит, голдфиллит, прус- тит, фематинит, висмутит, вюрцит, теннантит, буланжерит, джемсонит, калаверит, тетраэдрит, киноварь, бур- нонит, виттихенит, никенин, плагио- нит, антимонит, менегинит, геокромит, опаал, барит, родохрозит, анкерит, се- рицит, диасит, накрит, халцедон, монт- мориллонит, роскошилит, целестин	Молибденит, гюбнерит, ме- тациннабарит, реальгар, вольфрамит, магнагит, силванит, петцит, алтант, хронитерит, аурипигмент, серебро, теллур, висмут, мышьяк, амплектит, клар- ротит, стефанит, айкенин, тетрадимит, шиллдрит, аляскант, фрейбергерит, пи- раргит, дискрэзит, бертье- рит, коралонит, ильменит, кубанит, энгейт, смальтин, хлорит, герсдорфит, мил-	1-5-5,9 2-52-61,2 3-1-1,2 4-4-4,7 5-2-2,3 7-4-4,7 9-1-1,2 10-16-18,8

Продолжение таблицы

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Аксессуары минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Касситерит- сульфидная	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирро- тин, борнит, касси- терит, станин	Кварц, адуляр, хло- рит, серицит	Тетраэдрит, аргентит, буланжерит, швелит, вольфрамит, висмутин, вюрт- цит, прустит, пираргирит, джемсонит, деревянистое олово, марказит, лёл- лингит, сидерит, анкерит, кальцит, флюорит, турмалин, апатит, рутил, мусковит, эпидот	перит, актинолит, да- толит, данбурит, аль- банит, везувия, апа- тит, скаполит, gros- сулар, андродит	1-3-4,3 2-40-57,8 3-1-1,4 4-4-5,8 5-3-4,3 7-2-2,9 8-1-1,4 10-15-21,7
Полнметал- лическая	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин	Кварц, серицит, пеггит, барит, кальцит, флюорит, цеолиты	Арсенопирит, троилит, марказит, мельниксит, аргентит, пираргирит, тетраэдрит, антимонит, пимбрамит, маггемит, магнетит, станин, энэр- гит, герсдорфит, буланжерит, джем- сонит, галеновисмутин, висмутин, аллантит, геокронит, устарасант, ко- залит, кобеллит, халцедон, гипс, диопсид, геденбергит, тальк, орто- клаз, мусковит, доломит, серицит, антофиллит, офен, спассертин, ан- далузит, турмалин, анкерит, ман- гансидерит	Золото, серебро, висмут, молибденит, кубанит, ге- матит, кобальтин, пент- ландит, швелит, ферберит, вольфрамит, сафлорит, гессит, калаверит, реаль- гар, кинноварь, вюрцит, менегейт, самсейт, эмплехит, кренкерит, петтит, сильванит, перси- лит, стефанит, полибазит, броньардит, виттихенит, бенджаминит, кордэит, грейтонит, рутил, циркон, биотит, магнезит, антигорит, тальк, антофиллит, аягатаз, родохрозит, актинолит, вол- ластонит	1-3-3,2 2-50-53,8 3-1-1,1 4-7-7,5 5-7-7,5 7-5-5,4 10-20-21,5

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Арсенидов кобальта и никеля с висмутом и серебром	Кобальтин, глаукоцит, арсениллит, пирит, пирротин, никелин, раммельсбергит, смальтин, хлоантит, скуттерудит, сафлорит	Кварц, доломит, кальцит	Халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, марказит, гематит, лёллингит, висмутин, брейгауптит, шайбахит, аллоказ, полибазит, стефанит, штерибергит, браунерит, настуран, флюорит, серпентит, хлорит, турмалин, барит, цеолиты, гранаты, серпентин, эпидот, цонзит, альбит, анкерит, сидерит, тальк, серпофит, родохрозит, манганкальцит	Гуанахуатит, тетрадимит, клаусталит, гессит, кремнерит, висмут, золото, серебро, электрум, прустит, пираргирит, станнин, маллерит, герсдорфит, маухерит, борнит, реальгар, аурипигмент, фематинит, айхкинит, молибденит, умангит, клоксманнит, титманнит, берделланит, клапротит, флюорит, аксинит, пирком, сфен, рутил, брукит, анатаз, апатит, монацит	1-4-4,9 2-46-56,1 3-2-2,4 4-6-7,3 5-7-8,5 7-1-1,2 9-2-2,4 10-14-17,1

Низкотемпературные

Стибнит-киноварь-флюоритовая	Киноварь, антимонит, бергтерит	Кварц, халцедон, опал, кальцит, флюорит	Пирит, марказит, арсениллит, пирротин, гематит, маллерит, висмутин, сфалерит, галенит, блеклые руды, аурипигмент, алломонит, металлические барит, ртуть, буланжерит, джемсонит, колорадоцит, шатинит, геокронит, бурюнит, цеолиты, сера, сидерит, барит, паранкерит, шикит, турмалин, алузит, монтмориллонит, каолин, накрит, галлуазит, анальцит, гипс, скородит, бастуны	Клейнит, онофрит, термингуант, каломель, гаттчетолит, шеелит, молибденит, фематинит, калаверит, золото, серебро, петтит, гессит, пираргирит, энаргит, лёллингит, гвадалкасарит, халькостибит, станнин, ауристибит, маллерит, герсдорфит, ливенстонит, рутил, серпентит, хлорит, арагонит, роскоалит	1-2-3,8 2-40-51,3 3-8-11,5 4-6-7,7 5-3-3,8 7-5-6,4 10-11-14,1 11-1-1,3
------------------------------	--------------------------------	---	--	---	---

КОЛЧЕДАНЫЕ

Медно-серно-колчеданные	Пирит, марказит, халькопирит	Кварц, серпентит	Пирротин, борнит, арсениллит, сфалерит, энаргит, галенит, теннантит, гематит, тетраэдрит, халькозин, диаспор, пирофиллит, корунд, хлорит	Молибденит, калаверит, золото, серебро, топаз, зуннит, флюорит, барит	2-15-57,7 3-1-3,8 4-4-15,4 7-1-3,8 10-5-19,2
-------------------------	------------------------------	------------------	--	---	--

Рудные формации	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречаемости минеральных эндо
	Рудные	Нерудные			
Котчинские полиметаллическая	Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит	Кварц, серпентит, хлорит, кальцит	Магнетит, теннитит, арсенопирит, гематит, пирротин, тетраэдрит, анкерит, лазурит, фемитинит, гитс, анкерит, барит, гидрослюда, каолин, доломит, анкерит	Борнит, илант, гринокит, фрейдберит, киноварь, германит, золото, серебро, галенит, электрум, бокситинит, халькозин, арсеноит, иттерберит, янтарь, фемитинит, полибозит, ширшбергит, аргентит, бурлит, коллитерит, востанит, сальвинит, толуидит, тит, магнетит, ширшбергит, анатит, антимонит	1-4-7,5 2-36-67,9 4-3-5,7 5-3-5,7 -3-5,7 10-4-7,5
Пиротомовская	Пирит, пирротин, халькопирит	Кварц, сидерит	Кобальтин, глауколит, лантанит, арсенопирит, лантанит, галенит, тетраэдрит, висмутин, тетраэдрит, магнетит, хлорит, серпентит, кальцит, анкерит, доломит, арагонит	Марказит, киноварь, аргентит, гидродиффит, ставит, касситерит, гематит, золото, серебро, кубанит, валлерит, дитангит, барит	1-2-5,9 2-20-58,8 4-4-11,8 5-4-11,8 7-1-2,9 10-3-8,8
Бирит-полевая - полиметаллическая	Галенит, барит, сфалерит	Флюорит, кальцит, хлорит, галенит	Борнит, халькозин, халькопирит, бурлит, буланжирит, кварц, серпентит, анкерит, илант, сидерит, дианит, магнетит, халькозин, хитрит	Гессит, тетраэдрит, янтарь, ширшбергит, фрейдберит, гематит, дисфидит, марказит, альголит, илант, доломит, бранит, лантанит, селитин, молибденит, востанит, ширшбергит, сфалерит, анатит, кобальтин, катерит, киноварь, востанит, селеномолибденит, гринокит, норманит, менганит, грейтманит, мельникит, реалгар, анкерит, меллитерит, иттерберит, неманит, анкерит, стронцианит, арагонит, апатит, адулар, графит, селеновостанит	1-1-1,6 2-38-63,9 3-4-1,6 4-4-6,6 5-8-13,1 7-2-3,3 8-1-1,6 10-5-8,2
ТЕЛТЕРМАЛЬНЫЕ					
Медистых песчаных	Халькозин, борнит, халькопирит, пирит	Кварц, кальцит, барит	Сфалерит, галенит, блеклые руды, кораллин	Джескаганит	2-9-75,1 4-1-8,3 5-1-8,3 7-1-8,3
Свинцово-цинковая (в карбонатных породах)	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит	Кальцит, доломит, кварц, барит	Церуссит, гидродиффит, гидроматит, тетит, смитсонит, каваин, флюорит, блеклые руды, гринокит	Ангстремит, востанит, молибденит, гидроматит, дисомонит, пазерит, морснетит, гитс, халькозин	2-6-23,1 3-1-3,8 4-7-26,9 5-8-30,8 7-4-15,4

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Аксессуары минералы	Частота встречаемости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
Сидеритовая	Сидерит	Доломит	Барит, кварц, хлорит, пирит, гематит, лимонит, марганец-содержащий сидерит, серпент, халькопирит	Арсенопирит, галенит	2-4-30,7 4-3-23,1 5-3-23,1 7-1-7,7 10-2-15,4
СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ					
Медно-турмали- новая	Халькопирит, тур- малин	Кварц	Станнин, теннантит, сфалерит	Энергит, теллуристое золото, касситерит, висмутин	1-1-10,0 2-8-60,0 4-2-20,0 10-1-10,0
Оловянная (ри- ольтовая)	Касситерит, гематит	Кварц, серпент	Тридимит, кристобалит, самандин, флюорит, опал	Топаз, адуляр, гранат, вольфрамит, каолинит, цеолиты, пирит, хлорит, монтмориллонит, арсено- пирит	2-2-10 3-1-5 4-7-35 7-1-5 10-9-45
Золото-сереб- ряная	Электрум, пирар- гирит, теллуриды золота, серебра, свинца, меди, ни- келя, пирит, ар- гентит, полибаэнт, прустит	Кварц, халцедон, карбонаты	Стеббит, киноварь, халькопирит, алунит, опал, диксит, серпент, монтмориллонит, родонит, ангид- рит, гипс, галенит, сфалерит, марказит, гематит	Стефанит, на, маннит, самородное серебро, суль- фоарсениды, сульфокантимо- ниды, голдфиллит, фематит, висмутин, касситерит, дискразит	1-2-5,1 2-23-59,0 4-6-15,4 5-1-2,6 7-3-7,7 10-4-10,2
Антимонит-ки- новарь-фербе- ритовая	Антимонит, фербе- рит, шеелит, кино- варь	Кварц, халцедон	Реальгар, аурипигмент, арсенопи- рит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, сидерит, карбонат	Теллуриды, золота, сереб- ра, золота, туंगстит	1-1-5,3 2-11-57,9 4-3-15,8 5-2-10,5 7-2-10,5
Реальгар-аури- пигментная	Реальгар, аури- пигмент	Кварц, карбонаты, каолинит	Антимонит, киноварь, халцедон	Ферберит, шеелит, теллу- риды золота и серебра	2-6-50,0 4-2-16,7 5-1-8,3 7-2-16,7 10-1-8,3

Окончание таблицы

Рудная формация	Главные минералы		Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Частота встречае- мости минеральных видов
	Рудные	Нерудные			
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАЛОЧНЫЕ					
Кремнисто- железородная	Гематит, магнетит, мушкетовит	Кварц, карбонаты, полевые шпаты слюда, хлорит, ам- фибол, эпидот	Гранат, диспид, актинолит, браунит, родонит, сидерит, доломит, пирит, серпичит, халцедон, барит, мартит, ге- тит, гидротит	Апатит, тальк, биотит, мусковит, халькопирит, пирротин, марказит, ковеллин, ферростиль- пномелан, опал, анке- рит, сфалерит, галенит	2-7-18,9 4-9-24,3 5-3-8,2 7-1-2,7 8-1-2,7 10-16-43,2
Кремнисто- марганцеворуд- ная	Родонит, бустамит, якобит, пиролюзит, псиломелан, брау- нит, гаусманит, криптомелан	Кварц, халцедон, кальцит, серпичит	Гематит, сидерит, родохрозит, барит, пирит, гидроокислы железа, вернадит, пиролюзит, эпидот, хлорит, маргане- кальцит, тефроит, пироксманит, пье- монтит	Агат, опал, галенит, сфа- лерит, халькопирит, маг- нетит, титаномангнетит, циркон, апатит, турмалин, флюорит, арсенопирит, блеклые руды	2-5-13,2 3-1-2,6 4-17-44,7 5-4-10,5 7-1-2,6 8-1-2,6 10-9-23,6
Колчеданная	Пирит, халькопирит, борнит, сфалерит	Кварц, кальцит, альбит, эпидот, хлорит, серпичит	Гематит, магнетит, галенит, текин- нит, биотит	Бетехтинит, аргентит, гессит, молибденит, реньерит, людонит	2-13-59,2 4-3-13,6 5-1-4,5 10-8-22,7

Примечание. Левый ряд цифр - классы минералов: 1 - элементы, 2 - сульфиды (селениды, теллуриды, арсениды, антимонины, висмутиды), 3 - галогениды, 4 - окислы и гидроокислы, 5 - карбонаты, 6 - бораты, 7 - сульфаты (теллуриды, хроматы, молибдаты, вольфраматы), 8 - арсенаты, 9 - фосфаты, 10 - силикаты, 11 - органические вещества; центральный ряд - количество ми-
нералов данного класса в минеральном комплексе; правый ряд - процентное содержание минералов класса.

СОДЕРЖАНИЕ

Юшкин Н.П. Минералогические методы поисков и оценки месторождений полезных ископаемых	3
Кузнецов С.К., Юхтанов П.П. Поисковое значение кристалломорфологии кварца	7
Кунц А.Ф., Юшкин Н.П. Модельно-тестовый метод прогнозирования и поисков минеральных месторождений . . .	16
Таранина Т.И. Минералогические критерии генетической дифференциации и промышленной оценки баритовых месторождений Полярного Урала	24
Кукуй А.Л., Суханов Н.В. Изотопные критерии генетической природы и перспективной оценки месторождений исландского шпата	40
Макеев А.Б., Бушуева Е.Б., Перевозчиков Б.В. ИК-спектроскопия хромшпинелидов как метод установления топоминералогических закономерностей и прогнозной оценки хромитоносных массивов	48
Осташенко Б.А., Литешко Д.Н., Калиновский А.В. Поисковое значение минеральных комплексов рудных ниформаций	71