АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

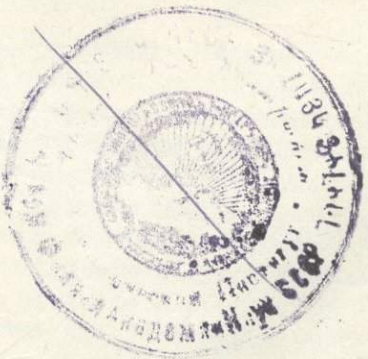
553.33
Х94

ХРОМИТЫ СССР

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
АКАД. А. Е. ФЕРСМАНА
И А. Г. БЕТЕХТИНА

1937
976

I



БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1937 ЛЕНИНГРАД

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Непременный секретарь акад. Н. Горбунов

Ответственный редактор А. Г. Бетехтин

ОТ РЕДАКЦИИ

Несмотря на то, что эксплоатация многочисленных хромитовых месторождений на территории СССР ведется уже свыше полустолетия, систематические работы по изучению геологии этих месторождений впервые были поставлены лишь при осуществлении первого пятилетнего плана развития народного хозяйства нашей страны. За время первого и второго пятилетий получен огромный фактический материал, имеющий большое научное и практическое значение. К сожалению, до самого последнего времени эти новые, чрезвычайно интересные, данные еще не нашли своего отражения в нашей литературе, если не считать нескольких отдельных статей, опубликованных в сборниках и периодических изданиях.

Как показывает сравнительное изучение хромитоносных массивов ультраосновных пород, промышленные скопления хромшпинелидов в каждом отдельном массиве обладают специфическими особенностями как в отношении минералогического и химического состава руд, так и в отношении морфологии рудных тел и условий их залегания. Бесспорно, что эти особенности обусловлены естественным ходом тех геологических и геохимических процессов, которые в каждом из изученных массивов протекали не совсем одинаково.

Для практических целей весьма актуальное значение имеют структурные черты хромитовых рудных полей. Поэтому одной из наиболее важных задач разведчика является изучение закономерностей расположения и условий залегания рудных тел в связи с геологическим строением и тектоникой того или иного вмещающего их массива. Установление этих закономерностей, несомненно, облегчает поиски новых рудных тел в наиболее благонадежных участках и позволяет наиболее рационально ставить разведочно-эксплоатационные работы на месторождениях.

Это делает ответственной задачу изучения месторождений хромистого железняка, и от разведчиков требуется соответствующий уровень знаний о геологической природе этих весьма своеобразных месторождений.

Ломоносовский институт Академии Наук СССР, стремясь восполнить существующий в литературе пробел, включил в число своих задач наиболее широкое освещение этой практически очень важной и теоретически запутанной проблемы. С этой целью решено выпустить специальную серию сборников работ, посвященных вопросам геологии хромитовых месторождений СССР.

В печатаемом I томе помещен ряд работ, каждая из которых затрагивает различные актуальные стороны, касающиеся вопросов изучения хромитовых месторождений. Все они содержат большое количество разностороннего фактического материала и в этом отношении дополняют одна другую.

Работа А. Г. Бетехтина «Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще» содержит детальное описание одного из закавказских габбро-перидотитовых массивов и представляет интерес не только по точным фактическим данным, но и по сравнительному анализу с другими месторождениями, которые хорошо известны автору и дали ему возможность по существу впервые более широко осветить проблему их происхождения с общих точек зрения. Автор в своей работе подробно обосновывает теорию образования промышленных скоплений хромита из остаточных расплавов ультраосновных магм.

В следующей статье, написанной тем же автором совместно с С. А. Кашиным: «Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале», дана обстоятельная и наиболее полная минералогическая и химическая характеристика руд и, в частности, разновидностей хромшпинелидов. Месторождения Халиловского района заслуживают особенного внимания с той точки зрения, что здесь различные по своему химическому составу хромшпинелиды почти не подверглись химическому метаморфизму при позднейших геологических процессах. Таким образом, представилась возможность ближе подойти к вопросам о первичном составе рудоносных образований и о возрастных соотношениях минеральных компонентов. Кроме того, в этой работе детально излагаются вопросы сравнительного изучения состава хромшпинелидов.

Третья работа «Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор» принадлежит С. А. Кашину. Месторождения Верблюжьих гор, в противоположность Халиловским, представляют собой яркий классический пример метаморфических проявлений в хромшпинелидовых аггрегатах. Как известно, эпимагматические процессы, обусловившие серпентинизацию ультраосновных пород, накладывают порой существенный отпечаток на химический состав даже таких устойчивых минералов, как хромшпинелиды. Автор в своей работе впервые с надлежащей подробностью описал эти чрезвычайно интересные явления, подтвердив свои данные рядом химических и рентгенометрических исследований.

Четвертая работа «Химический анализ хромшпинелидов» написана Ю. Н. Книпович, выполнившей главную массу существующих у нас полных химических анализов хромшпинелидов с раздельным определением содержаний окисного и закисного железа. Своими точными данными она оказала весьма ценную помощь в изучении химической природы хромшпинелидов из месторождений СССР. В работе изложена методика определения всех встречающихся в хромшпинелидах химических элементов.

Пятая работа «К методике выделения хромшпинелидов из вкрапленных руд для целей минералогических и химических исследований» представляет собой небольшую заметку, где автор описывает некоторые детали механического анализа хромитовых руд.

В качестве приложения к этим работам даны вспомогательные таблицы для вычисления молекулярных количеств окислов из весовых процентов и таблицы для пересчета данных химических анализов с целью определения минеральных видов хромшпинелидов и других минералов.

Акад. А. Е. Ферсман
А. Г. Бетехтин

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

А. Г. БЕТЕХТИН

ШОРДЖИНСКИЙ ХРОМИТОНОСНЫЙ ПЕРИДОТИТОВЫЙ МАССИВ (В ЗАКАВКАЗЬЕ) И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА ВООБЩЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателя работа была написана по личной инициативе автора еще в 1931 г. и весной 1932 г. была принята к печати в Трудах ЦНИГРИ под заглавием «Надеждинский перидотитовый массив и месторождения хрома (район оз. Гокча)». Об этом приходится упоминать потому, что в рукописном виде она находилась в пользовании многих работников, изучавших ультраосновные породы и связанные с ними месторождения, причем авторы в опубликованной литературе и рукописных отчетах приводят ссылки на нее, указывая старое заглавие работы. Затянувшееся печатание этой монографии побудило автора в 1936 г. пополнить ее новыми главами, в числе которых особенное внимание было обращено на главу «Генезис месторождений хромистого железняка», где дана проработка всего главного материала по этому вопросу в свете новой гипотезы образования хромитовых месторождений. Что касается первоначального текста остальных глав работы, то автор счел необходимым сохранить его в прежнем виде, за немногими дополнениями.

Работа в современном ее виде отражает многолетний опыт автора в области изучения геологии месторождений хромистого железняка. Впервые им детально были изучены месторождения платиноносных хромистых железняков (1923—1928 гг.). Вслед за этим, по вполне своевременному указанию А. Н. Заварицкого, автор занялся сравнительным изучением платиноносных и неплатиноносных хромитовых месторождений Урала и Кавказа. В осуществление этой темы автор, с одной стороны, лично сам проводил систематические полевые исследования (Шорджинский массив в районе оз. Гокча, Халиловский и Хабарнинский массивы на Урале), а, с другой стороны, много новых фактических данных им было получено при консультационных поездках по районам разведочных работ на Урале и на Кавказе. Все эти полевые исследования сопровождались самой тщательной обработкой собираемых материалов в камеральных условиях.

Автор считает приятным долгом выразить глубокую благодарность А. Н. Заварицкому, советами которого он не раз воспользовался, и

акад. А. Е. Ферсману, проявившему большую отзывчивость и ускорившему напечатание этой работы.

Искреннюю признательность автор выражает также В. Н. Лодочникову, любезно предоставившему возможность познакомиться с его капитальным трудом «Серпентины и серпентиниты», находившимся еще в процессе печатания, и А. В. Кржечковскому, передавшему в распоряжение автора ряд интереснейших материалов.

ВВЕДЕНИЕ

До последнего времени Урал являлся единственной сырьевой базой хромитовых руд, которая не только удовлетворяла внутреннюю потребность СССР, но и позволяла экспортировать эти руды за границу. Однако, сильно возросшая за последние годы потребность в высокосортных рудах, а на ряду с этим общее стремление максимально использовать все экономические возможности минеральносырьевой базы в условиях гигантски растущей социалистической стройки нашего Союза, естественно, предопределили те разведочно-исследовательские работы, которые были начаты Закавказским геолого-разведочным управлением ГГУ еще в 1930 г. и продолжаются в настоящее время на территориях Армении и Азербайджана.

Признаки хромитовых руд в Закавказье, в частности на северо-восточном побережье оз. Севан, или, как его иначе называют, Гокча, были известны сравнительно давно. Еще в начале 900-х годов текущего столетия здесь делались заявки на месторождения хромитовых руд. Однако, детальных обследований и разведок этих месторождений не производилось до последних лет. В разное время этот район был посещен рядом геологов: Л. К. Конюшевским, В. В. Богачевым, С. В. Константовым, Д. Т. Мишаревым, П. И. Лебедевым и др.

В 1924—1925 гг. более детально северо-восточное побережье оз. Севан изучалось покойным С. Е. Айвазовым, не успевшим довести до конца начатые исследования. В следующих 1926—1927 гг. К. Н. Паффенгольцем было закартировано все северо-восточное побережье оз. Севан в одноверстном масштабе. Затем следует отметить работы А. С. Гинзберга, давшего геолого-петрографическое описание этого района.

Предлагаемый очерк представляет собой результат детальных геологических исследований на территории Шорджинского перидотитового массива, произведенных автором в 1930 г. при изучении вопросов платиноносности ультраосновных пород. В том же году здесь Закавказским геолого-разведочным управлением производились детальные поиски и разведки хромитовых месторождений в этом массиве под общим руководством автора.

Благодаря прекрасной обнаженности этого района автору удалось точно выделить среди массива ультраосновных пород перидотитовые и дунитовые участки. На некоторых площадях массива, с помощью специально заснятой крупномасштабной топографической основы (1 : 500),

посчастливилось ближе изучить одну из интересных в настоящее время петрологических проблем, а именно возрастные взаимоотношения дунитов и собственно перидотитовых пород. Любопытные данные были получены также при изучении экзо- и эндоконтактовых метаморфических явлений на границах соприкосновения ультраосновных пород с известняками.

Не менее интересной оказалась генетическая связь подавляющего числа хромитовых месторождений с дунитовыми участками массива, впервые с полной отчетливостью установленная именно здесь. Как оказалось впоследствии, это открытие получило важное практическое значение в деле поисков хромитовых месторождений не только в Закавказье, но и на Урале. В последующие годы, после сообщений автора на конференциях по черным металлам 1930—1931 гг., эта связь была подтверждена для ряда районов. Таким образом, определился смысл изучения структуры хромитовых рудных полей на основе детального изучения особенностей геологического строения перидотитовых массивов. Картируя дунитовые участки непосредственно по обнажениям или привлекая на помощь микромагнитометрическую съемку, мы тем самым облегчаем себе поиски хромитовых месторождений в этих случаях.

За время своей практической деятельности, начиная с 1923 г., автору почти постоянно приходилось иметь дело с изучением месторождений хромистого железняка в различных областях нашего Союза (на Урале, на Северном Кавказе и в Закавказье). Очень детально были изучены платиноносные месторождения хромистых железняков в районе Северного Урала. На ряду с этим производилось сравнительное изучение месторождений и неплатиноносных хромитовых руд в Сарановском, Халиловском, Хабарнинском, Ак-Каргинском и других местах.

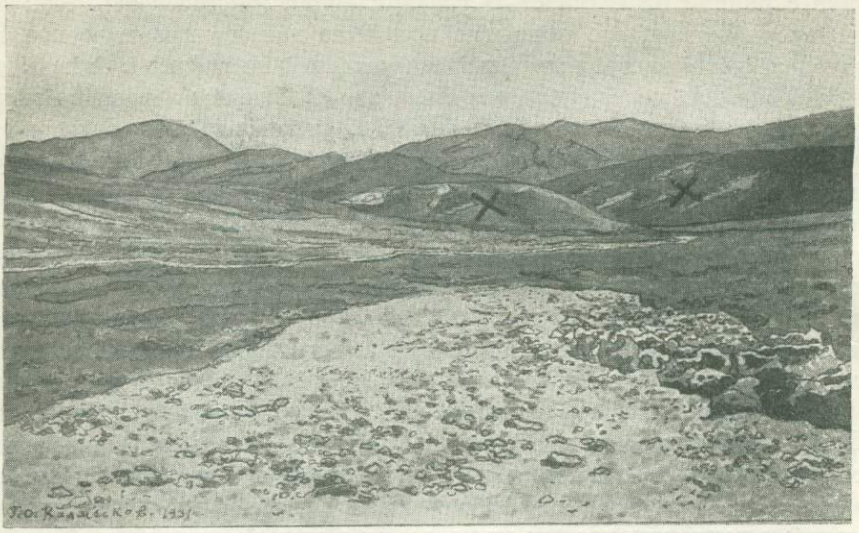
Таким образом, в распоряжении автора накопился довольно богатый материал, который позволил пересмотреть вопрос о генезисе скоплений хромшпинелидов. Данные, полученные по Шорджинскому и другим закавказским массивам, как и следовало ожидать, во многом оказались аналогичными прежде полученным данным. Однако, на ряду с этим, здесь впервые с полной отчетливостью были изучены те явления, которые на Урале были в значительной мере затушеваны позднейшими метаморфическими процессами.

Поэтому в настоящей работе автор считает уместным детальнее остановиться вообще на наболевших у исследователей и разведчиков вопросах о генезисе хромитовых месторождений.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ОРОГРАФИЯ РАЙОНА

Селение Шорджа, или Надеждино, в районе которого находится описываемый перидотитовый массив, представляет собой небольшую деревню, населенную, главным образом, русскими сектантами. Расположено оно недалеко от берега оз. Севан (на его северо-восточном побережье) к северу от мыса Адатапа.

По отношению к г. Ереван оно находится к северо-востоку в расстоянии, примерно, 60 км по воздушной линии. Наиболее удобными путями сообщения являются прекрасные шоссейные дороги из г. Ереван или из г. Караклиса (ст. Тбилиси-Ереванской ж. д.) до с. Еленовки, расположенного на северо-западном берегу оз. Севан, откуда до с. Шорджа в летний сезон курсируют более или менее регулярно моторные баркасы. В зимнее же время возможен лишь кружный путь: из Шорджи через Красное Село (б. Михайловку), через г. Делижан в г. Ереван или в г. Караклис.



Фиг. 1. Характер рельефа местности в районе перидотитового массива
Вид со стороны оз. Севан. Крестиками показаны холмы, сложенные перидотитами

Шорджинский перидотитовый массив, а также более южные Джиль-Саданахачский и Зодский габбро-перидотитовые массивы расположены среди высокогорной области. Уровень оз. Гокча находится на абсолютной высоте 1930 м.

Все эти массивы в общем следуют друг за другом и располагаются вдоль северо-восточного побережья оз. Гокча или, вернее, вдоль высокого хребта Шах-даг (с абсолютными отметками около 2800—3000 м), являющегося водоразделом между бассейном оз. Гокча и речной системой правых притоков р. Куры.

Шорджинский перидотитовый массив в ряду других, указанных нами, является наиболее западным и наиболее доступным. Местность этого района представляет собой безлесную холмистую возвышенность, являющуюся наиболее пониженной частью предгорий Шах-дагского хребта (фиг. 1). Относительная высота сглаженных холмов и невысоких гор не превышает 100 м. В районе самого массива геоморфология местности отчасти обусловлена различной степенью сопротивляемости горных пород выветриванию. Наиболее легко разрушающимися являются ультраоснов-

ные породы: перидотиты и дунит. Однако, благодаря энергичной эрозии, обнаженность этих горных пород все же более чем достаточна. Здесь мы имеем довольно большое количество скалистых выходов, почти не задернованных и лишь на склонах покрытых каменными осыпями. Типичных элювиальных россыпей здесь почти нет. Даже на дне большинства логов часто можно встретить сглаженные выходы коренных пород. Постоянно текущие ручьи и речки в районе нашего массива отсутствуют,

Фиг. 2. Вид долины Большая Балка

Дно долины покрыто каменными наносами

если не считать небольшого ручья по Большой Балке (фиг. 2), теряющегося в каменистых выносах, слагающих долину между нашим массивом и оз. Севан. Только в весеннее время по логам и балкам бегут бурные талые воды. Периодически выпадающие среди лета осадки порой создают разрушительной силы потоки, выбрасывающие в котловину, расположенную к югу от массива, большое количество каменного материала.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ШОРДЖИНСКОГО ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА

Шорджинский перидотитовый массив является одной из составных частей той петрогенической провинции ультраосновных пород, которая начинается у сел. Ак-Баба в Ленинаканском районе и протягивается в виде полосы вдоль северо-восточного побережья оз. Севан в юго-восточном направлении, переходя дальше на территорию Азербайджана и Нагорного Карабаха. Она продолжается, повидимому, и за пределы нашей

территории в Иран и Турцию, примыкая, таким образом, к обширной Средиземноморской петрогенической провинции ультраосновных пород (Малая Азия, Греческий полуостров, Балканы, Альпы). Возраст этой провинции, в отличие от Уральской и Северо-Кавказской,[1] определяется, по крайней мере, как эоценовый.

Более древнего возраста габбро-перидотитовых массивов в Закавказье нам неизвестно. Однако, по сообщению К. Н. Паффенгольца, в конгломератах мелового возраста в Курдистанском районе им были встречены гальки ультраосновных пород, свидетельствующие, по всей вероятности, о скрытых от нашего взора более древних перидотитовых массивах.

Таким образом, вулканический цикл, обусловивший в нашем районе образование рассматриваемых нами гипербазитовых интрузивов, связан с олигоценовой орогенической фазой. Вдоль северо-восточного побережья оз. Севан расположились следующие массивы по порядку от северо-запада на юго-восток: Шорджинский, Джиль-Бабаджанский и Саданахачский. Все эти массивы приурочены к толще верхнемеловых и эоценовых отложений, подвергшихся сильной пликативной дислокации и, согласно данным К. Н. Паффенгольца (1929), вдвинутых под мощную толщу юрских пород. Плоскость надвига имеет северо-западное простирание с падением на северо-восток.

Верхний мел в районе наших массивов представлен мощной толщей (до 2000 м) обломочных пород с подчиненными прослоями туфогенных пород и рифовых известняков, относимых предположительно к турону, и затем согласно на них налегающей толщей (до 1500 м) средне- и тонкослоистых известняков верхнесенонского возраста, фациально замещающихся по простиранию обломочными породами, идентичными по составу туронским. Эоцен представлен согласно лежащей на верхнем мелу толщей глинистых сланцев, местами известковистых и по простиранию к северо-западу переходящих в известняки с нуммулитовой фауной.

Наши массивы ультраосновных и основных глубинных пород располагаются вдоль осей глубоких изоклинальных складок, протягивающихся в направлении северо-запад — юго-запад. Выходы этих пород с перерывами встречаются на протяжении свыше 150 км. Площадь выходов ультраосновных пород Шорджинского массива является наименьшей по сравнению с другими массивами. Она составляет всего лишь 1.5 м².

Довольно любопытна форма этого массива. Вытянут он в широтном направлении. На западе, как изображено на детальной геологической карте (Приложение I) и геологических разрезах (Приложение II), он сужается, принимая форму дайкообразной пластовой интрузии среди известняков, поставленных на голову или круто падающих на север.

---

[1] Возраст большинства северо-кавказских габбро-перидотитовых массивов, в частности в районе бассейна рек Большая и Малая Лаба, определяется как до-юрский, вероятнее всего палеозойский. По последним сведениям, некоторые выходы ультраосновных пород имеют даже до-палеозойский возраст. Что же касается уральских петрогенических провинций гипербазитовых пород, то они, имея общий палеозойский их возраст, наверное, принадлежат все же к разным петрогеническим эпохам.

Здесь же намечается другое дайкообразное, но слепое тело, отмеченное на поверхности выходами контактово-метаморфических пород (лиственитов), среди которых встречены небольшие выходы сильносерпентинизированного дунита.

По направлению к востоку массив постепенно расширяется, причем элементы залегания вмещающих известняков, как показывают замеры, несколько меняются. Они образуют над массивом воздушную антиклинальную складку (см. Приложение II, разрез *II—II*). При этом южное крыло этой складки имеет сравнительно строго выдержанное простирание, приближающееся к широтному, с углами падения до 70—80° на юг. Северное же крыло имеет меняющееся простирание и более пологое падение (в общем около 40—50° в северную сторону). Местами наблюдается слабо проявленная волнистая складчатость.

Восточная часть массива на геологической карте ограничена линией надвига юрской толщи на верхнемеловую и эоценовую толщи. Возраст надвига, согласно данным К. Н. Паффенгольца, относится к предолигоценовой орогенической фазе. Подтверждением факта надвига до некоторой степени является довольно значительное развитие вдоль его границы сильно смятых и рассланцованных антигоритовых серпентинитов в нашем массиве, иногда с плойчатой текстурой и с поверхностями скольжений, обусловленных, повидимому, динамическими воздействиями при надвиге. Так как наш массив в восточном направлении до линии надвига имеет тенденцию к расширению, то можно думать, что эрозией обнажена только западная часть перидотитового массива. Что же касается восточной части его, то она, повидимому, накрыта надвинутой юрой согласно тому, как это показано на геологическом разрезе (см. Приложение II, разрез *III—III*).

Шорджинский массив сложен в основном перидотитами типа саксонитов (гарцбургитов) и верлитов, а также лерцолитов. Среди перидотитовых пород, как это видно из геологической карты, встречаются выходы дунита, то в виде вытянутых в широтном направлении линзообразных тел, иногда перемежающихся с полосами перидотитов (в западной части массива), то в виде больших неправильных участков, представляющих как бы шлировые обособления среди перидотитовых пород (в центральной части массива). У северного контакта перидотитовых пород с известняками (в районе так называемой Глухой Балки) обнаружен выход пироксенита вебстеритового типа с переменным соотношением моноклинных и ромбических пироксенов. С южной стороны выход этот оконтуривается полосатым перидотитом.

На восточной окраине массива встречен выход местами сильно измененного троктолита, вытянутый в северо-западном направлении. Характерной особенностью этой породы является некоторое непостоянство в соотношениях слагающих минералов, обусловливающее появление то лейкократовых, то меланократовых участков, иногда с полосчатой текстурой.

Все эти породы габбро-перидотитовой формации кое-где подверглись сильному метаморфизму с частичным или полным превращением их

в антигоритовые серпентиниты. Особенное развитие они, как уже упоминалось, получили в северо-восточной части массива. Помимо этого, оливиновые породы в той или иной степени вообще серпентинизированы в постмагматическую стадию, причем оливин замещен, главным образом, хризотилсерпентином.

Из остальных изверженных пород следует отметить роговообманковые порфириты и базальты. Первые залегают в толще верхнемеловых и эоценовых известняков и расположены в северо-западной части изображенной нами геологической карты района. При этом они прорывают указанные известняки, что можно хорошо видеть в борту правого ложка Глухой Балки (к западу от месторождения № 2). По отношению же к перидотитовой формации пород они являются, повидимому, более древними образованиями. Среди перидотитового массива они нигде не были встречены. Наоборот, в западной части массива наблюдались некоторые явления контактовых воздействий ультраосновной магмы на порфирит.

Что же касается базальтов, то они принадлежат к наиболее молодым эндогенным геологическим образованиям. Дайки их секут буквально все вышеперечисленные породы. Преобладающее простирание их имеем в широтном направлении, и лишь в юго-западной части заснятой местности оно переходит в северо-восточное.

К новейшим геологическим образованиям следует отнести делювиальные накопления и россыпь, располагающуюся к югу от массива. Сюда же следует причислить конгломераты с известковистым цементом, остатки которых сохранились кое-где в балках в виде небольших террас на склонах. Эти конгломераты часто крустифицированы кристаллическими образованиями кальцита и арагонита. Последние в виде тонких жил с прекрасно выраженной крустификационной текстурой встречаются и среди перидотитовых пород. Повидимому, они являются результатом деятельности сравнительно недавно существовавших здесь минеральных источников. Любопытно, что известковистые конгломераты, подобные тем, что встречались в балках среди перидотитового массива, можно встретить и по берегам оз. Севан у современного уровня его вод.

Часть I

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОРНЫХ ПОРОД ШОРДЖИНСКОГО МАССИВА [1]

Из предыдущего мы видели, что в нашем районе распространены довольно разнообразные как изверженные, так и осадочные породы. За тот, сравнительно небольшой промежуток времени, который был уделен

[1] Вопросам петрографии района в литературе посвящены две работы. Одна из них — краткая заметка П. И. Лебедева (1928), содержащая в себе микроскопическое описание, главным образом, трех разновидностей серпентиновых пород: «черных, зеленых и желтых змеевиков». Другая работа написана А. С. Гинзбергом (1929) и содержит более обстоятельное петрографическое описание всего северо-восточного побережья оз. Севан.

изучению нашего района, с наибольшей детальностью были изучены глубинные породы перидотитовой формации, с которыми связаны месторождения хромистого железняка, тем более что общая петрография района специально изучалась А. С. Гинзбергом (1929, 1934).

Особый интерес в генетическом отношении представляли дунитовые участки среди перидотитового массива. С целью детального изучения взаимоотношений этих пород на некоторых участках массива была заснята топографическая карта в масштабе 1 : 500 с фиксацией на ней для ориентировки многочисленных, специально намеченных пунктов поверхности обнажений.

Некоторую особенность нашего массива представляет также участие в его строении пород троктолитового типа.

Очень интересным оказался также химизм образования лиственитов в контакте перидотитовых пород с известняками.

I. Глубинные изверженные породы

Дунит

Эта порода является материнской для месторождений хромита. Как удалось установить при детальном картировании, все найденные скопления хромистого железняка среди Шорджинского массива приурочены исключительно к выходам дунитовых участков.

В выветрелом состоянии дунит легко узнается по ровной поверхности выветривания и совершенно чистой буро-желтой окраске. Почти всегда удается заметить на выветрелой поверхности вкрапленные зерна хромшпинелидов. Эти признаки в полевых условиях позволяют почти безошибочно отличить серпентинизированный дунит от серпентинизированных перидотитов с их пятнистой бурой окраской и неровной поверхностью выветривания или по присутствию баститовых зерен, чрезвычайно характерных для гарцбургитов (или саксонитов).

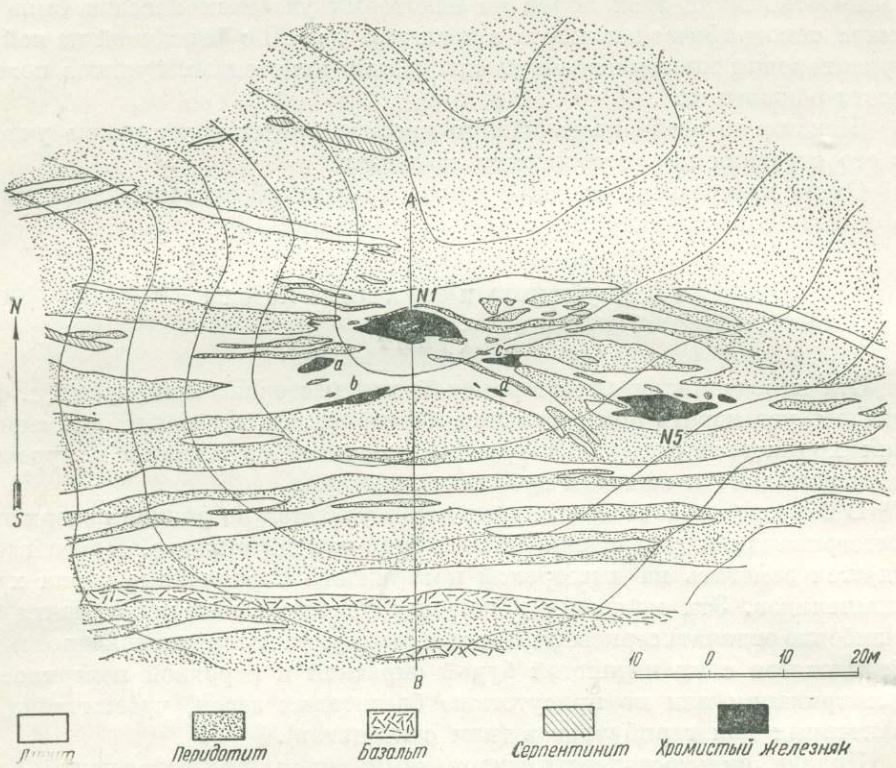
Правда, сильносерпентинизированный дунит, представляющий собой крепкую, плотную породу в свежем изломе, окрашенную в темнозеленый цвет, значительно труднее выветривается и дает большей частью тонкие корки выветривания, серовато-желтой или зеленовато-желтой окраски. Нередко выходы таких пород в закавказских массивах бывают представлены щебенчатыми осыпями с обильными примазками магнезиальных карбонатов поверхностного происхождения. Под микроскопом принадлежность этих пород к дунитам по характерной для них сплошь петельчатой микротекстуре и вкраплениям хромшпинелидов удается установить без особого труда.[1]

При составлении геологических карт все эти признаки пород были учтены. Серпентизированные породы на картах, в тех случаях когда удавалось распознать их первоначальную природу, обозначались как

[1] Вообще, однако, при этом надо быть все же осторожным, так как бедные пироксеном перидотиты в шлифе случайно могут не показать пироксеновых зерен.

дуниты и перидотиты. Таким образом, была произведена некоторая реставрация в геологической картине массива.

Местами среди дунитовых и перидотитовых участков проходят полосы плотного светлозеленого или зеленовато-серого массивного серпентина, трудно поддающегося химическому выветриванию, благодаря чему они образуют среди пород массива скалистые выходы.



Фиг. 3. Детальная геологическая карта района месторождений № 1 и 5

Первоначальную природу этих метаморфических пород установить ни в поле, ни под микроскопом невозможно. Такие породы на геологических картах обозначались как собственно серпентинитовые породы.

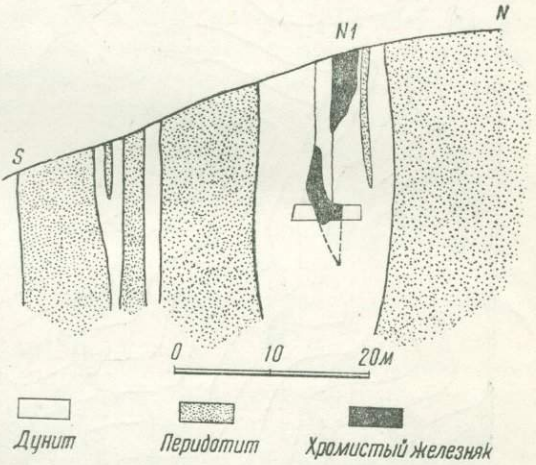
Выходы дунитов, как уже указывалось, занимают небольшие участки среди перидотитового массива. Границы их с перидотитами вполне отчетливы, иногда даже резки. Прекрасная обнаженность многих мест массива позволила довольно близко подойти к вопросу морфологии этих участков.

Анализ детально составленных геологических карт привел в общем к следующим двум основным положениям.

1. Форма и условия залегания дунитовых участков в основном отвечают общей форме и строению перидотитового массива.

В западной своей части массив имеет форму, приближающуюся к пластовой интрузии, как это показано на геологической карте (Приложение I)

и геологическом профиле (Приложение II, профиль *I—I*). Здесь в масштабе 1 : 500 были засняты два участка: район месторождений № 1 и 5 (фиг. 3) и район месторождения № 6, расположенный несколько западнее. Оба участка располагаются на разных гипсометрических высотах. Как на том, так и на другом участке дуниты и перидотиты вытянуты в широтном направлении в виде полос. При этом, как показали наблюдения по склону лога (к западу от месторождения № 1), а также подземные выработки, дунитовые и перидотитовые полосы имеют вертикальное или крутое северное падение (фиг. 4). Таким образом, элементы залегания дунитовых тел в этой части массива в общем определенно конкордантны условиям залегания западной части перидотитового массива.



Фиг. 4. Геологический разрез через месторождение № 1 (по АВ)

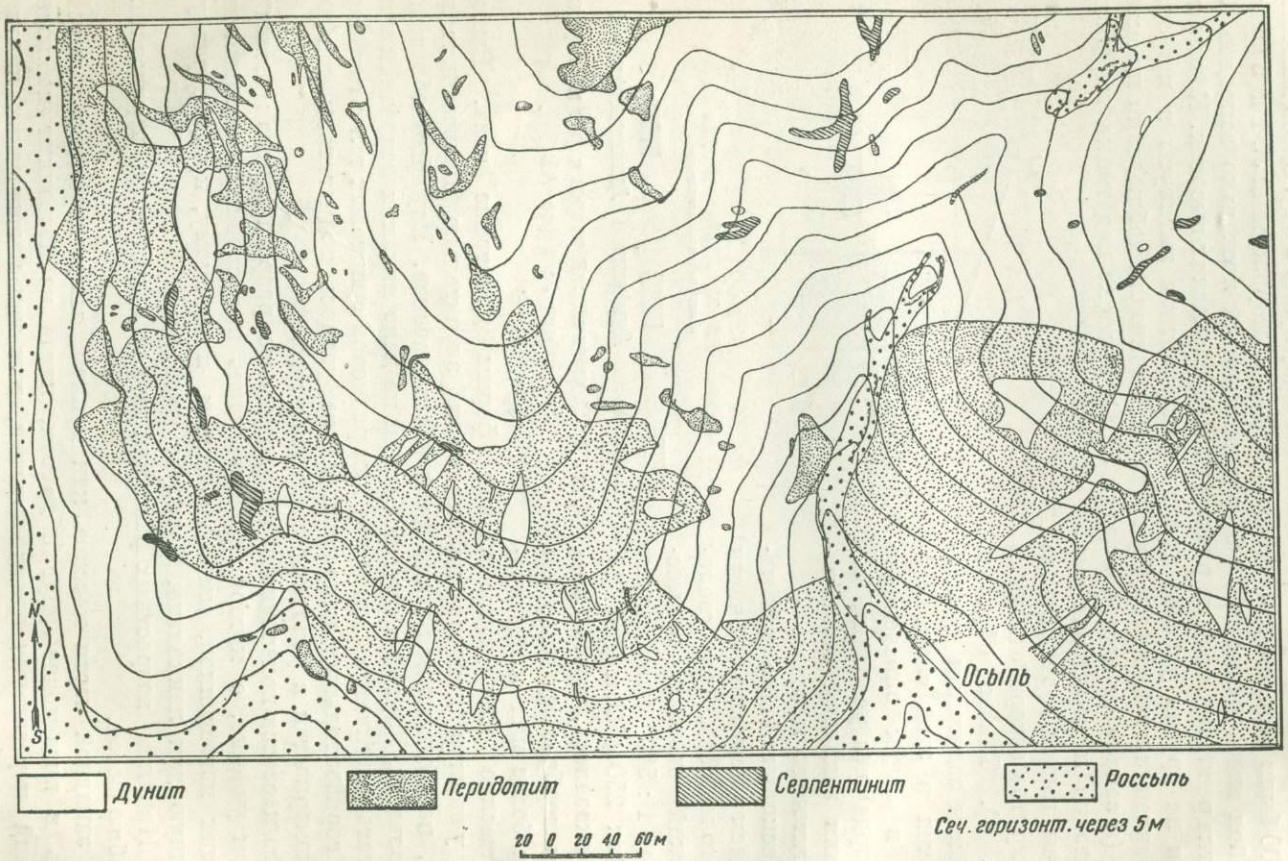
Несколько иное мы наблюдаем в центральной части нашего массива. Здесь геологической съемкой в масштабе 1 : 500 был покрыт участок 250×500 м (фиг. 5). Как оказалось, здесь вместо жилообразных масс мы имеем более или менее изометрические или неправильной формы дунитовые тела. Выходы этих участков дунитов по площади значительно превосходят выходы, наблюдающиеся в западной части массива. Изучение обнажений по Большой, Глухой и другим балкам не дало никаких оснований предполагать увеличение количества или размеров дунитовых тел с глубиной. И в горизонтальных направлениях не удалось подметить каких-либо закономерностей в условиях залегания их.

Что касается поперечного геологического разреза самого массива на данном участке, о котором можно судить по условиям залегания вмещающих известняков, мы здесь имеем, повидимому, куполообразную, типичную для лакколита, форму массива.

2. Никаких возрастных различий между дунитами и перидотитами не наблюдается.

В западной части массива как дуниты, так и перидотиты, перемежаясь в виде полос друг с другом, нигде не позволяют наблюдать явлений пересечения одних другими, или метасоматических явлений, говоривших бы об относительном различии их возрастов. То же самое можно сказать и про центральную часть массива, где небольшие отдельные дунитовые тела встречаются включенными в перидотитовые участки и наоборот.

1019
676
БИБЛИОТЕКА
Геологического Института
Арм. Фил. Акад. Наук СССР



Фиг. 5. Детальная геологическая карта одного из участков средней части Шорджинского массива

На основании высказанных положений, таким образом, остается допустить, что, во-первых, затвердевание дунитов и перидотитов было близким к одновременному и, во-вторых, различия в формах тел этих пород для разных участков массива обусловлены, вероятно, в зависимости от окружающих геологических условий, либо состоянием покоя, либо движением частично дифференцированной магмы перед моментом ее кристаллизации.[1]

При микроскопическом изучении шлифов из образцов дунита Шорджинского массива ни разу не пришлось наблюдать сколько-нибудь свежей, не затронутой серпентинизацией, породы. Обычно зерна оливина в значительной мере превращены в серпентин. При этом процессе метаморфизма развивается преобладающе хризотил. Антигорит присутствует не всегда.

Оливин, сам по себе, какими-либо особенностями не отличается. Зерна его довольно крупны. Судя по сохранившимся границам, размеры его зерен достигают до 1.5—2 мм, иногда больше. Несколько измерений оптических констант показали, что угол оптических осей 2V колеблется в пределах от $+88$ до $+90°$, иногда отрицателен, а $Ng - Np = 0.034—0.036$.

К сожалению, эти данные не совсем хорошо согласуются с диаграммой оптических свойств фостерит-фаялитового ряда, составленной Винчелем. Но все же, если придерживаться данных угла оптических осей, мы имеем, повидимому, оливин, с содержанием фаялитовой молекулы от 7 до 12%.

Хромшпинелиды встречаются в виде единичных редких зерен округленной, реже неправильной формы, иногда в виде кристаллов. В слабосерпентинизированном дуните они обычно полупрозрачны или просвечивают красно-бурым цветом. В сильносерпентинизированных породах довольно часто наблюдается изменение зерен хромшпинелида с краев, причем они по периферии и вдоль трещинок становятся непрозрачными. О причине этого явления будет сказано ниже.

Хризотил составляет существенную часть породы. Не будем останавливаться на подробном микроскопическом описании проявления серпентинизации, так как оно ничем по существу не будет отличаться от описаний, сделанных неоднократно многими авторами в результате изучения аналогичных же пород.

Укажем лишь, что здесь можно наблюдать те же стадии развития хризотила, начиная от весьма тонких, переплетающихся между собой, «волокон» (в пространстве их надо представлять в виде плоскостных жилок, выполняющих микроскопические трещинки в оливине), в которых еще почти неразличимо внутреннее строение серпентинитового вещества, и кончая

[1] В. Н. Лодочников в своей большой работе (1936), ссылаясь на эти объяснения, предполагает, что мной допускается «ликвация» перидотитовой магмы на собственно перидотитовую и дунитовую. Должен сказать, что я не имел этого в виду. Неоднородный состав перидотитовой магмы перед моментом раскристаллизации ее я объясняю, как будет видно из дальнейшего текста, несовершенной дифференциацией ее до момента внедрения в толщу третичных пород.

широкими «шнурами», в которых уже хорошо видны при скрещенных николях параллельно волокнистые индивиды серпентина, расположенные перпендикулярно к трещине в обе стороны от нее, с положительным оптическим знаком минерала и меняющимся коэффициентом преломления (обычно в сторону понижения по мере удаления от трещины).

Центральные участки образованных таким путем «петель» либо заняты остатками оливина, либо — почти изотропным серпентином.

В некоторых шлифах из слабосерпентинизированного дунита на границах между отдельными зернами оливина наблюдалось развитие антигорита. При этом антигоритовые пластинки врастают в оба соприкасающиеся индивида, более или менее нормально к плоскостям соприкосновений. По нескольким шлифам из одного и того же образца или соседних образцов можно было проследить все более и более увеличивающиеся количества антигоритовых выделений (фиг. 6 и 7) вплоть до полного замещения ими оливиновых зерен. Это наблюдалось, например, в образцах с вкрапленным хромитом из месторождения № 2. В последнем случае структура породы представляла собой своеобразную реликтовую структуру, представленную пучками радиально сходящихся крупно-индивидуализированных лейст антигорита на месте бывших оливиновых зерен. В большинстве случаев на ряду с антигоритом присутствует и хризотил.

В некоторых шлифах можно было ясно подметить, что антигоритовые пластинки выделялись раньше главной массы хризотилового серпентина. Характерно, что иногда при развитии больших количеств антигорита происходит выделение рудного минерала (магнетита) в виде неправильных скоплений между пластинками.

Что же касается зерен хромшпинелидов, то нередко они становятся непрозрачными и при этом терпят как бы некоторую деформацию; они корродируются, давая отпрыски в стороны, т. е. вещество хромшпинелидов при серпентизации подвергается, повидимому, перегруппировке или переотложению.

Следует заметить также, что в некоторых, нацело серпентинизированных образцах, где серпентин представлен преимущественно антигоритом, мы нередко наблюдаем, как тонкопластинчатые аггрегаты этого минерала постепенно сменяются волокнистыми, по внешнему виду и по характеру выделений близко напоминающими петельчатую микротекстуру. Серпентиниты такой структуры Б. П. Кротов (1915) относит к переходному типу от хризотиловых к антигоритовым.

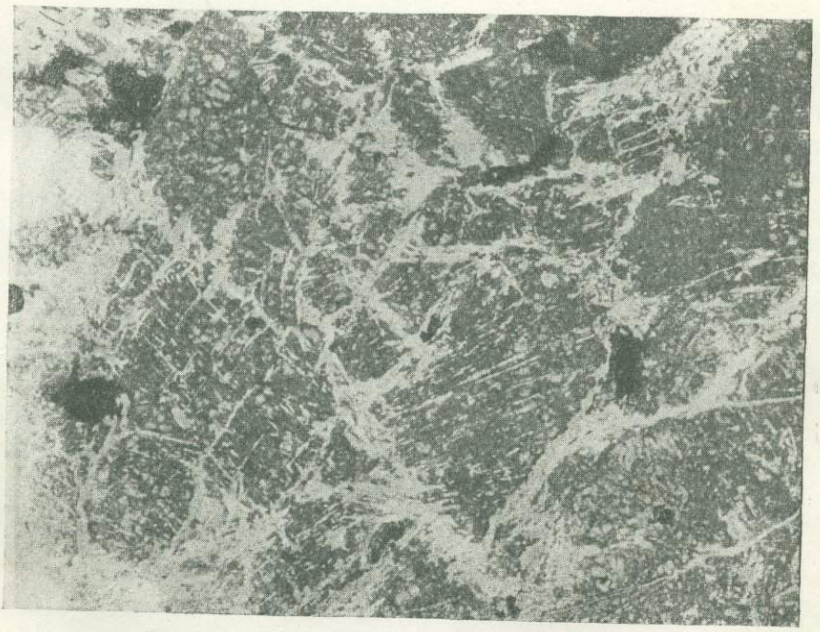
По своему химическому составу дунит Шорджинского массива также ничем существенным не отличается от типичных дунитов. Ниже приводятся два химических анализа дунита из коллекции С. Е. Айвазова, выполненные в Химической лаборатории б. Геологического комитета. (табл. 1).

Как показывают анализы, оба образца представляют собой типичный серпентинизированный дунит.

Если Al_2O_3 и Cr_2O_3 с соответствующими количествами MgO и FeO, взятыми в равных молекулярных количествах, пересчитать на хромшпинелиды, и если за вычетом воды вычислить примерный состав оливина,

Фиг. 6. Расположение антигорита по границам между зернами оливина и вдоль трещин

Местами заметно врастание антигоритовых пластинок в зерна оливина. В участках наибольшего развития антигорита видны неправильной формы выделения рудного минерала. Снято в проходящем свете. Увелич. 15



Фиг. 7. Почти нацело серпентинизированный дунит

На границах между бывшими зернами оливина, иногда внутри,—антигорит (светлые пластинчатые выделения). Серое — хризотил, окрашенный гидроокислами железа. Черное — зерна хромшпинелидов. Снято в проходящем свете. Увелич. 15

являющегося главнейшим породообразующим минералом, то мы могли бы иметь следующие формулы для него:

$$6.7Fe_2SiO_4.93.3Mg_2SiO_4 \quad 1$$

$$8.8Fe_2SiO_4.91.2Mg_2SiO_4 \quad 2$$

Эти данные не противоречат данным оптических исследований зерен оливина, приведенным выше.

Таблица 1

Компоненты	I			
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	34.41	5729	40.40	6727
TiO_2	Нет	—	Нет	—
Al_2O_3	1.10	0108	Нет	—
Cr_2O_3	0.15	0075	1.49	0098
Fe_2O_3	2.70	0112	1.12	0070
FeO	5.74	0798	7.33	1020
MnO	0.27	0038	0.33	0046
NiO	0.27	0036	0.30	0050
CaO	Нет	—	Нет	—
MgO	42.21	10468	41.70	10342
Щелочи	Следы	—	0.09	0015
Потери при прокал.	11.58	6443	6.84	3800
Гигр. вода	0.36	—	0.16	—
Сумма..	98.79	—	99.76	—

На ряду с серпентинизацией оливина иногда наблюдается и карбонатизация его. Обычно карбонатизируются уже остатки оливина, находящиеся внутри петель серпентина, причем последний часто не несет никаких следов карбонатизации. Отсюда можно заключить, что карбонатизация представляет либо явление поверхностного характера, либо является завершением процесса серпентинизации. Как показали исследования в этой области для уральских дунитовых массивов, может иметь место и то, и другое. В нашем массиве поверхностная карбонатизация оливина имеет, повидимому, подчиненное значение.

Карбонаты в виде брейнерита, а также кальцита, кроме того, как это описано многими, нередко встречаются и среди серпентиновой массы в виде неправильных скоплений, жилок, иногда в виде карбонатной пыли. На Урале при выветривании карбонатизированного дунита часто получается светложелтая окраска породы. Она наблюдается и в районе Шорджинских месторождений на участках рудных месторождений № 1, 5 и др.

Перидотиты

Эти породы, как сказано было выше, являются главной, составной частью нашего массива.

По своим чисто внешним признакам, главным образом неровной поверхности выветривания, более темной окраске и другим признакам

перидотиты сравнительно легко распознаются в поле макроскопически.

В свежем изломе слабосерпентинизированные разности без труда узнаются по спайным плоскостям зерен пироксена или бастита. Сильносерпентинизированные перидотиты в свежем изломе, естественно, труднее различаются без помощи микроскопа. Сколько-нибудь свежих, совершенно не затронутых процессом серпентинизации, перидотитов встречать не приходилось.

По минералогическому составу мы имеем несколько разновидностей перидотита:

1) верлит (оливин + моноклинный пироксен),
2) саксонит (оливин + ромбический пироксен),
3) лерцолит (оливин + моноклинный и ромбический пироксены).

В случае сильной серпентинизации макроскопически эти разновидности бывшего перидотита отличить друг от друга часто бывает невозможно. В этих случаях не всегда решает вопрос и микроскоп.

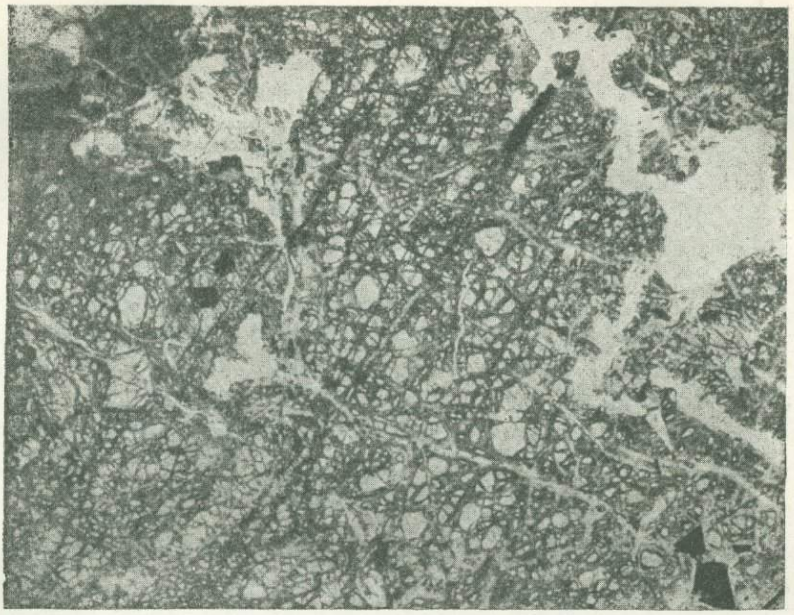
Каких-либо пространственных закономерностей в расположении перидотитовых разновидностей в массиве установить не удалось.

Наибольшим распространением, повидимому, все же пользуются саксониты. Минералогически они представлены на 70—80%, иногда больше, оливином ($2V = +86$ до $\pm 90°$) и ромбическим пироксеном — энстатитом ($2V = +72$ до $+80°$; $Ng - Np = 0.008—0.011$), который часто бывает превращен в бастит.

Под микроскопом оливин по отношению к пироксену, как правило, всегда идиоморфен и в значительной своей части бывает замещен серпентином с сохранением петельчатой микротекстуры замещения. На ряду с ним часто развивается и антигорит. При этом почти постоянно можно наблюдать присутствие микроскопических выделений магнетита либо в виде цепочек неправильной формы зерен по жилкам серпентина, либо же в виде пылеобразных пятен. Встречаются также идиоморфные или ксеноморфные по отношению к оливину единичные зерна хромшпинелидов, непрозрачных или слабопросвечивающих желто-бурым цветом. Иногда эти зерна бывают заключены в самом пироксене (фиг. 8). Из других минералов чаще встречаются карбонаты, хлорит и иддингсит.

Лерцолиты распространены несколько в меньшей степени, количественные соотношения между оливином и пироксенами, примерно, те же, что для саксонитов. Точно так же минералогическая характеристика их ничем существенным не отличается от приведенной выше для саксонитов.

Кроме ромбического пироксена, имеющего прямое погасание и нередко частично превращенного в бастит, в этой породе мы наблюдаем моноклинный пироксен, обычно хорошо сохранившийся в бесцветных или слабоокрашенных аллотриоморфных зернах. По углу погасания (39°), углу оптических осей ($2V = +52°$) и отчетливой спайности он должен быть отнесен к диаллагу. По отношению к ромбическому пироксену моноклинный пироксен является ксеноморфным.



Фиг. 8. Богатый оливином перидотит, частично серпентинизированный

Хорошо видны остатки оливина. В левой части снимка в зерне пироксена включены зерна хромшпинелидов. Снято в проходящем свете. Увелич. 15

Фиг. 9. Перидотит, полностью превращенный в антигоритовый серпентинит

Видны неправильной формы рудные зерна и скопления рудной пыли на месте бывших пироксеновых зерен. Снято в проходящем свете. Увелич. 15

Типичные верлиты встречаются значительно реже. В частности, эта порода была встречена к северу от месторождения № 3. Здесь она имеет характерную полосчатую текстуру, причем полоски чисто оливиновой породы перемежаются с оливиновым пироксенитом. В районе самого месторождения № 3 можно наблюдать, как редкие прожилки оливинового пироксенита секут не только дунитовую линзу, но и рудное тело хромистого железняка. В сильно серпентинизированных перидотитах на месте пироксеновых зерен имеем обычно псевдоморфозы серпентина, несколько отличающегося от окружающей его серпентиновой массы лишь при скрещенных николях. Иногда на месте пироксеновых зерен обильно выделяется рудная пыль (фиг. 9), придающая породе характерную пятнистость, хорошо различимую макроскопически.

Пироксениты

Пироксениты играют ничтожную роль в строении перидотитового массива. Выход их был встречен лишь в одном месте: на правом берегу Глухой Балки. Здесь он занимает площадь всего лишь в 0.005 км², образуя скалистые выходы в русле и по склону балки. По направлению к северу и югу пироксениты незаметно переходят в полосатый перидотит, описанный выше. Кроме того, пироксениты встречаются в виде крупнокристаллических тонких жил, секущих не только дуниты и перидотиты, но и хромитовые рудные тела.

Следует заметить, что некоторыми исследователями уральских хромитоносных районов пироксенитам приписывалось значительно большее участие в образовании массивов ультраосновных пород. Считали, что большая часть серпентинизированных пород уральских массивов так называемого восточного склона Урала представляет собой бывшие пироксениты, а не перидотиты. Однако, по исследованиям автора, этому совершенно противоречат микроскопические исследования. Серпентин с типичной петельчатой микротекстурой и остатки зерен оливина при незначительном количестве зерен пироксена заставляют относить эти серпентинизированные породы все же безусловно к перидотитам. Собственно пироксениты серпентинизируются несравненно труднее.

Макроскопически пироксенит представляет довольно крупнозернистую породу зеленовато-серого цвета с совершенной спайностью составляющих минералов.

Как показывают микроскопические исследования, минералогический состав пироксенитов не всюду одинаков. Местами мы имеем типичную мономинеральную породу с моноклинным пироксеном — диаллагом, местами же к нему присоединяется ромбический пироксен, и породу приходится считать вебстеритом, и, наконец, мы имеем переходную разность к перидотитам — оливиновый диаллагит. Типичный диаллагит под микроскопом представляет совершенно свежую или слегка серпентинизированную породу с аллотриоморфно-зернистой структурой.

Несколько измерений оптических констант моноклинного пироксена показывают следующие данные: $2V = +52 - 55°$; $Ng - Np = 0.023$ до 0.033; угол погасания $cNg = 36-40°$.

Ромбический пироксен в вебстеритах нередко бывает замещен баститом. В оливиновых диаллагитах на месте оливина имеем развитие в одних случаях хризотила, образующего петельчатую микротекстуру замещения, в других — антигорита (фиг. 10) или и того и другого вместе. Изредка можно наблюдать остатки зерен оливина. Последний наблюдается также в виде пойкилитовых вростков в зернах диаллага. Порядок идиоморфизма отдельных минералов обычный: наиболее идиоморфен оливин, затем ромбический пироксен и, наконец, моноклинный пироксен.

Рудные минералы в виде кристаллических мелких зерен представлены хромшпинелидами, выделения которых чаще приурочены к оливиновым зернам. По границам отдельных зерен пироксена наблюдаются также выделения рудного минерала, но ксеноморфного и непрозрачного, по-видимому, магнетита. При замещении оливиновых зерен серпентином, особенно антигоритом, наблюдается коррозия зерен хромшпинелидов, иногда полное разъедание их с образованием неправильных вторичных выделений рудного минерала, заполняющего местами промежутки между отдельными лейстами антигорита.

Троктолит (форелленштейн)

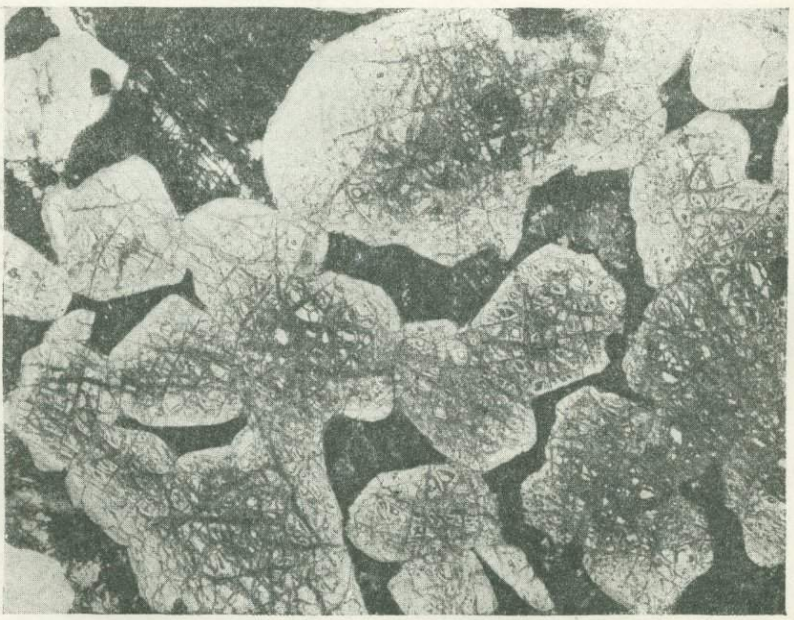
Это — единственный представитель типа пород габбро среди Шорджинского массива ультраосновных пород, связанный с ними генетически. Выход его встречается в самой восточной части массива, которая у А. С. Гинзберга (1934) называется «дифференциационной горкой», расположенной у границы надвига юрской толщи на эоценовую. Возможно, что далее к востоку под плоскостью надвига мы имеем продолжение пород этого типа.

По своей форме и чисто текстурным признакам выход троктолита носит скорее шлировый характер. Здесь мы имеем различные переходы через меланократовые разности в дунит или перидотит и через лейкократовые — в анортозит. Каких-либо строгих пространственных закономерностей расположения фациальных разностей этой породы не наблюдается. Для многих мест чрезвычайно характерна полосчатая текстура, причем ориентировка полос согласуется с общей вытянутостью вмещающих пород троктолитового тела и местами как бы повторяет очертания границ. В общем выход этой породы имеет линзообразную форму и, насколько позволяют судить контуры ее по склонам, залегает с некоторым падением на юго-запад.

Макроскопически порода представляет типичный для габбро вид, причем роль темноцветного компонента здесь играет серпентинизированный оливин. Местами характерным является крупнозернистое сложение породы. Во многих местах, особенно в северо-западной (более меланократовой) части, порода подверглась сильному метаморфизму (фиг. 11),

Фиг. 10. Оливиновый диаллагит

Белые участки микрофотографии — антигоритовый серпентин, на месте бывших оливиновых зерен. Снято в проходящем свете. Увелич. 15



Фиг. 11. Меланократовый троктолит

Оливин серпентинизирован почти нацело. Хорошо видна петельчатая микротекстура замещения оливина хризотилом. Ксеноморфные выделения полевого шпата сильно изменены (пелитизированы). Снято в проходящем свете. Увелич. 15

по всей вероятности, обусловленному серпентинизацией и отчасти динамическими воздействиями при надвиге юрской толщи.

Под микроскопом мы имеем породу, состоящую из двух минералов: плагиоклаза и оливина.

От оливина в большинстве случаев сохранились редкие остаточные зернышки и типичная петельчатая микротекстура замещения серпентином. Полевой шпат также обычно сильно разложен и превращен в пелитовую, плохо просвечивающую, массу буроватого цвета. Там, где он сохранился свежим, измерения оптических констант устанавливает принадлежность его к лабрадор-битовниту (№ 75—80).

Нередко на месте полевого шпата можно видеть пренит, развивающийся метасоматическим путем в виде характерных для него розеток и перистых аггрегатов. Местами же на месте полевого шпата выделяется цоизит.

Пренитизация этих пород связана с гидротермальными процессами, по времени приуроченными к общей серпентинизации перидотитового массива.

Кроме того, главным образом в лейкократовых разностях, наблюдаются венчиковые структуры обрастания оливиновых зерен моноклинным пироксеном, по константам близким к диопсиду (фиг. 12 и 13). В некоторых случаях наблюдались вокруг оливина выделения бесцветной и без плеохроизма роговой обманки с углом погасания 14—17° (возможно тремолита).

Из деталей микроскопического строения этой породы следует отметить почти постоянное наличие радиально расходящихся от серпентинизированных оливиновых зерен неправильных трещин среди окружающих полевошпатовых зерен. Это можно видеть, например, на микрофотографиях (фиг. 12 и 13). Этот факт, по мнению автора и других, может быть объяснен лишь тем, что оливин в процессе серпентинизации значительно расширяет свой объем, оказывая динамическое воздействие на окружающую среду.

Рудные минералы наблюдаются редко. Чаще встречаются зерна, повидимому, хромсодержащей шпинели, они просвечивают желто-бурым или зеленовато-бурым цветом и имеют ксеноморфные очертания по отношению к оливину. По отношению же к полевому шпату они явно идиоморфны. Таким образом, степень идиоморфизма зерен различных минералов здесь позволяет установить следующий порядок выделения их: оливин, шпинель, полевой шпат.

В северо-западном участке троктолитового шлира меланократовая разность под влиянием метаморфических агентов превращена в породу макроскопически темносерого или черного цвета, с первого взгляда неотличимую от типичного серпентинита. Под микроскопом же реликтовая структура троктолита отчетливо распознается (фиг. 11). Даже в тех случаях, когда оливин превращен в антигоритовую массу с новообразованиями хлорита, цоизит сохранил ксеноморфные очертания бывшего полевого шпата.

II. Эффузивные изверженные породы

Из эффузивных представителей в пределах района, покрытого геологической съемкой, мы имеем порфириты, базальты, залегающие, главным образом, в виде жил, и спилиты.

Порфириты

Эти породы, как видим из геологической карты, распространены в северо-западной части нашего района. Выходы их занимают сравнительно значительную площадь среди известняков, которые ими прорываются и которым они все же, повидимому, подчинены по возрасту. На одном из участков порфириты контактируют с перидотитовым массивом. Местами они прорываются базальтами.

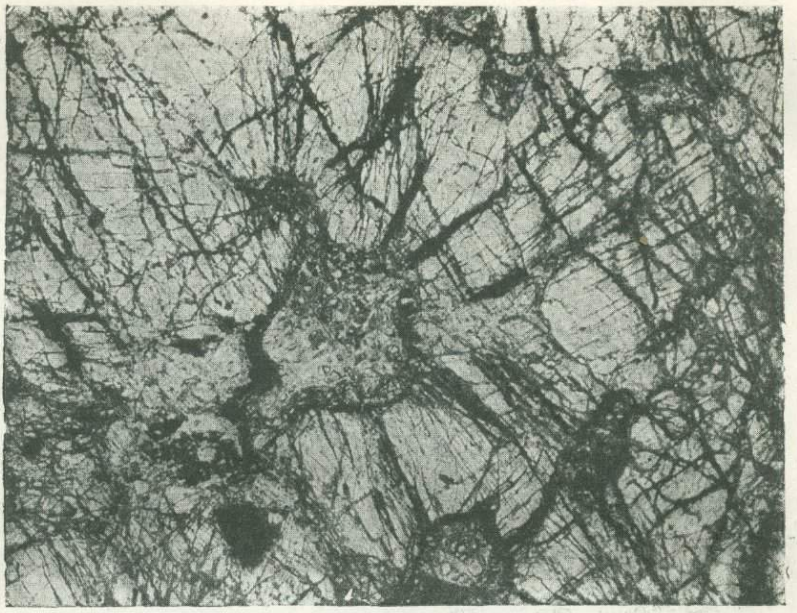
Макроскопически они представлены, главным образом, серовато-бурыми, зеленовато-серыми или темносерыми, в которых невооруженным глазом видны лишь фенокристаллы полевого шпата до 2—3, иногда до 5 мм, а также фенокристаллы роговой обманки.

Под микроскопом в большинстве своем они выглядят как типичные роговообманковые порфириты. Фенокристаллы плагиоклазов или сильно разложены, или мутны. Нередко наблюдается их зональное строение, причем в них иногда довольно обильны включения стекла (фиг. 14). В химическом отношении фенокристаллы представлены андезин-лабрадоровыми разностями. Порфировые выделения роговой обманки не отличаются значительными размерами своих кристаллов. Обычно они достигают 0.5—1.5 мм в поперечнике. Роговая обманка бурая, часто сильно разложена с образованием хлорита и карбонатов или обнаруживает опацитовые коррозионные каймы. Основная масса представлена, главным образом, микролитами плагиоклаза, совершенно мутного. Микроструктура основной массы наблюдалась чаще всего гиалопилитовая и пилотакситовая, изредка микродиоритовая. В качестве акцессорных минералов в основной массе были встречены рудный минерал (магнетит) и иногда апатит.

В местах прорывов базальтами порфириты обычно сильно разрушены. Такова, например, картина по правому борту Большой Балки у северного контакта с перидотитовым массивом. Характер этих изменений ближе остался неизученным.

Базальты

Базальты, прорывая эоценовые известняки, порфириты и породы габбро-перидотитовой формации, являются наиболее молодыми из всех изверженных пород. Наблюдаются они преимущественно в виде круто падающих даек, секущих как перидотитовый массив, так и окружающие породы в широтном и северо-восточном направлениях. Иногда мы видим их в виде небольших, неправильной формы, тел, залегающих, главным образом, среди порфиритов.

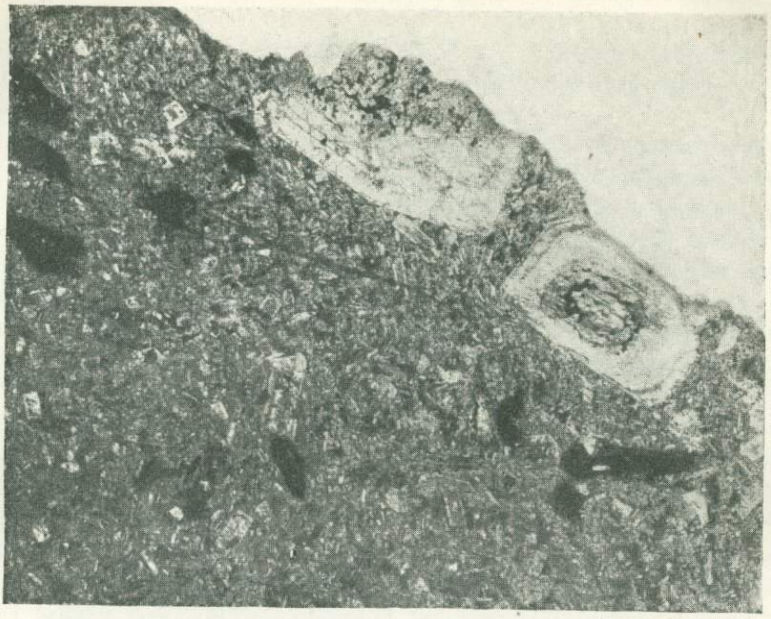


Фиг. 12. Лейкократовый троктолит

В середине снимка и внизу располагаются зерна серпентинизированного оливина. Заметны венчиковые оторочки диопсида вокруг зерен оливина. Светлая трещиноватая масса — основной плагиоклаз. Снято в проходящем свете. Увелич. 15

Фиг. 13. Лейкократовый троктолит

Снято при скрещенных николях



Фиг. 14. Роговообманковый порфирит с крупными фенокристаллами зональных плагиоклазов и опацитизированной роговой обманки

В плагиоклазах обильны включения стекла. Снято в проходящем свете. Увелич. 15

Фиг. 15. Базальт интерсертальной структуры

Снято в проходящем свете. Увелич. 15

Макроскопически они представляют собой темно- или черно-зеленого цвета породы, реже серовато-зеленого цвета, обычно мелкозернистые с ровным изломом.

Под микроскопом эти породы характеризуются в одних случаях типичной диабазовой или долеритовой структурой, в других — интерсертальной (фиг. 15). В минералогическом отношении в большинстве случаев на месте пироксенов мы часто имеем образования хлоритов и карбонатов. Плагиоклазы нередко тоже разрушены, но в свежих образцах они представлены обычно андезин-лабрадором, иногда олигоклазом и альбитом. Последние являются, повидимому, результатом позднейших изменений.

Рудный минерал присутствует в значительном количестве в довольно крупных зернах, ксеноморфных по отношению к микролигатам плагиоклаза.

Основная масса представлена стеклом, обычно изобилующим микролитами плагиоклазов и рудными выделениями.

Некоторые жилы базальтов имеют явно порфировую структуру, причем в фенокристаллах наблюдается авгит, замещенный частично или полностью хлоритом, иногда полисинтетические двойниковые плагиоклазы (до 1.5 мм в поперечнике). В одном случае наблюдались псевдоморфозы карбоната и рудного минерала по фенокристаллам оливина.

Были встречены также базальты зеленовато-серого цвета с обильными миндалинами, выполненными концентрически зонально хлоритами и карбонатами. По кислому плагиоклазу (альбит-олигоклаз) и присутствию диорита породу эту необходимо отнести скорее к спилитам.

В самой юго-западной части района встречены выходы туфобрекчий, перемежающихся с породами диабазового облика. Точных взаимоотношений между этими породами установить не удалось.

III. Метаморфические породы

К числу метаморфических пород нашего района следует отнести: 1) серпентиниты и 2) лиственити. Те и другие возникли при метаморфизме ультраосновных пород.

Серпентиниты

Уже говорилось, что ультраосновные породы массива в значительной мере серпентинизированы, однако реликтовая текстура и структура во многих случаях легко позволяют установить бывшую природу этих серпентинизированных пород. Но на ряду с этим встречаются участки, где метаморфизм прошел настолько глубоко, что ни макроскопически, ни под микроскопом не удается установить первоначальную природу породы.

Как видим из геологической карты, серпентиниты приурочены в главной массе своей к северо-восточной стороне перидотитового массива, особенно вдоль границы надвига юрской толщи. Здесь эти породы характеризуются даже сланцеватой текстурой и местами очень напоминают собой серпентинитовые сланцы. Кроме того, среди массива мы имеем ряд более мелких выходов подобного же типа породы. Вследствие большой устойчивости

против выветривания эти породы нередко образуют скалистые дайкообразные выступы среди общей массы серпентинизированных пород.

Какой-либо общей закономерности в расположении выходов их не наблюдается, за исключением разве того, что они часто имеют вытянутость в широтном направлении.

Макроскопически эти породы выглядят зеленовато-серыми (нередко с явно выраженной сланцеватой текстурой) или зелеными, иногда черными.

Микроскопическое же изучение показывает, что они могут состоять как из антигорита, так и из хризотила, чаще всего из обоих видов одновременно. В случае антигоритового сланца отдельные неделимые антигорита в общем располагаются вдоль сланцеватости, причем часто пластинки их бывают изогнуты. Какими-либо оптическими особенностями серпентин этих пород не отличается от описанного выше для серпентинизированных дунитов. Единственно, что эти породы отличает, это — отсутствие отчетливой реликтовой структуры, позволяющей узнать первоначальную породу. Рудные минералы (хромшпинелиды) в этих породах, как правило, за редкими исключениями, не просвечивают. Пылеобразные рудные скопления почти постоянны. Любопытно, что в сланцеватых серпентинитах форма рудных зерен становится нередко линзовидной, причем ориентировка этих линзочек отвечает направлению сланцеватости. Кроме серпентина обычно присутствуют в значительном количестве карбонаты и брусит, а иногда в качестве новообразований также пироксен, вторичная роговая обманка — актинолит, изредка гранат.

Таблица 2

Химический состав «зеленого и черного змеевиков» (по П. И. Лебедеву)

Компоненты	Зеленая разность № 20 в %	Черная разность № 21 в %
SiO_2	40.63	40.41
TiO_2	Нет	Нет
Al_2O_3	1.18	0.97
FeO_3	6.05	5.62
Cr_2O_3	0.55	0.39
FeO	2.63	1.83
NiO	0.10	0.09
MnO	0.16	0.12
MgO	37.13	37.04
CaO	0.38	—
Na_2O	0.07	0.06
K_2O	0.09	0.07
V_2O_5	Нет	Нет
CO_2	Следы	Следы
Потери при прокал.	11.47	13.36
Сумма . .	100.44	99.98

Насколько можно судить по двум анализам, приведенным в своей работе П. И. Лебедевым (1928), серпентиниты Шорджинского перидотитового массива по химическому составу не представляют чего-либо особенного (см. табл. 2).

Как видим из анализов, эти, резко отличающиеся по внешнему облику, разности серпентинитов химически совершенно тождественны между собой.

Лиственниты

Выходы этих пород наиболее хорошо прослежены, главным образом, в западной части массива. Здесь лиственниты наблюдаются как бы в виде гигантской реакционной каймы вокруг массива ультраосновных пород на границах соприкосновения

его с известняками. Кроме того, среди последних они встречены в виде мощной скалистой гряды, тянущейся от перидотитового массива в сторону по направлению к сел. Шорджа в юго-западном направлении (Приложение I). Находки среди этой гряды линзообразных выходов серпентинизированных ультраосновных пород также говорят о генетической связи этих пород.

Лиственитты протягиваются и вдоль южного края перидотитового массива, где самый контакт с известняками скрыт под наносами. Об этом свидетельствуют выходы этих пород в устье Глухой Балки (у дороги), а, кроме того, они встречены и в разведочных шурфах, пробитых среди россыпи.

На контактах с другими породами, в частности с порфиритами, явления лиственитизации проявлены довольно слабо.

Интересно также отметить, что между известняками и лиственитовой оторочкой всюду располагается зона доломитов и доломитизированных известняков. Переход лиственитов в доломиты, если судить по ржаво-бурым коркам выветривания, резок. Общая мощность лиственито-доломитовой зоны обычно колеблется в пределах 10—20 м.

Макроскопически лиственитты узнаются легко по присутствию кварца в карбонатовой породе, а также благодаря образованию желто-бурой или буровато-красной корки выветривания. Наличие кварца в виде зерен или жилок невольно бросается в глаза, так как во всем, геологически заснятом, районе кварцсодержащие породы отсутствуют.

Местами при выветривании наблюдаются скопления бурого железняка на месте железосодержащих карбонатов и образование, таким образом, лимонито-кварцевой породы.

Окраска выветрелой поверхности доломитов и доломитозированных известняков довольно светлая. Не всегда заметны макроскопически и явления перекристаллизации.

Под микроскопом доломитизированные известняки представляются чисто карбонатовой породой, отличающейся от нормальных известняков лишь явлениями перекристаллизации и развитием типичных зернистых аггрегатов доломита. Кварц, как правило, отсутствует.

Микроскопические же исследования лиственита показывают, что эти породы в большинстве случаев являются чистыми кварцевыми карбонатовыми породами. Карбонат представлен брейнеритом, что можно видеть по одному из нижеприводимых химических анализов.

Часто его можно наблюдать в виде кристаллов с совершенной спайностью ромбоэдрического облика. По отношению к кварцу в этих случаях он является идиоморфным, особенно в крупнозернистых аггрегатах.

Кварц встречается в разнообразных формах выделений: то в виде единичных зерен, то в виде аггрегатов зерен, выделившихся участками или прожилками в виде пятен. На ряду с кварцем присутствуют и прожилки халцедона с типичной для него микроструктурой. Количество кварца в породе сильно варьирует, но в наблюдавшихся случаях оно ни разу не превышало количества карбонатов.

В структурном отношении описываемые породы довольно разнообразны. Местами мы имеем криптозернистый аггрегат с петельчатой микротекстурой, напоминающей текстуру серпентинизированного дунита. Иногда в подобных случаях в петлях расположены преимущественно кварцевые выделения в виде аггрегата с роговиковой структурой, а между ними располагается тонкозернистый карбонатовый аггрегат.

Довольно широко распространены неравномерно зернистые структуры. Местами строение породы носит брекчиевидный характер. При этом целые участки угловатой формы бывают заняты аггрегатом карбонатов. Кварцевые выделения в этих случаях играют роль цемента. Нередко как карбонат, так и кварц выделились в виде тонких прожилков, секущих в различных направлениях лиственитовую породу.

Чрезвычайно интересной особенностью этих пород являются хорошо видимые макроскопически вкрапления зерен хромшпинелидов, наблюдающиеся, правда, не всюду. Под микроскопом они часто не просвечивают или просвечивают лишь частично красно-бурым и красным цветом, т. е. так же, как и в дунитах. В большинстве случаев эти зерна раздроблены и по трещинам сцементированы карбонатовым веществом. Но общее расположение этих обломков сохраняет при этом реликтовые очертания кристаллических форм.[1] Химические анализы нескольких образцов, содержащих хромшпинелиды, показали содержание окиси хрома до 0.7—3.2%.

Наконец, макроскопически во многих местах были замечены вкрапления зелени, характерной для лиственитов. В специально приготовленных шлифах она оказывалась карбонато-хлоритовым аггрегатом или аггрегатом тонкочешуйчатого хлорита. Химические анализы на Cr и Ni показали содержание этих металлов в виде следов и сотых долей процента. Окраска, повидимому, обусловлена все же хромом.

Других минералов (мусковита, фуксита, магнетита, железного блеска сульфидов), встречающихся обычно в виде примесей в лиственитах, здесь встречено не было.

Весьма любопытны оказались химические анализы систематически подобранных образцов контактовой зоны, выполненные М. М. Стукаловой. В табл. 3 приведены два химических анализа неметаморфизованных известняков, окружающих перидотитовый массив, и по одному анализу доломитизированного известняка из контактовой зоны и лиственита равномернозернистой структуры с включениями хромшпинелидов.

Как видим из данных анализов, зона контактовых пород сравнительно резко отличается от неметаморфизованных известняков по содержанию MgO, а также отчасти FeO и NiO. Кроме того, лиственит (анализ 4) и доломитизированный известняк (анализ 3) в свою очередь резко отличаются друг от друга по составу. В листвените, например, состоящем только из карбонатов, кварца и иногда хромшпинелида, совершенно от-

[1] В Джильском перидотитовом массиве среди лиственита были встречены даже небольшие гнезда хромистого железняка.

сутствует CaO; это весьма характерно. Помимо того, в нем имеем резко повышенное содержание MgO, FeO и NiO. Содержание Cr_2O_3 обусловлено присутствием в породе хромшпинелидов. Остальные трехвалентные элементы содержатся в ничтожном количестве, как показывает сумма данных анализа. Если исключить из этих данных кремнезем, вхо-

Таблица 3

Компоненты	1	2	3		4	
			Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
CaO	29.47	21.22	23.50	4192	Следы	—
MgO	1.46	0.68	14.26	3588	28.04	6982
FeO	4.21	1.98	3.51	0488	6.39	0889
NiO	Нет	Нет	0.04	0005	0.19	0026
Cr_2O_3	—	—	Нет	—	3.21	0211
SiO_2	—	—	—	—	26.79	4460
CO_2	—	—	—	—	34.90	7909
Потери при прокал.	30.56	—	38.85	—	—	—
Сумма.	—	—	80.16 [1]	—	99.52	—

1. Известняк темносерый, плотный. Образец взят к северо-западу от месторождения № 2.

2. Известняк мергелистый, светлосерый. Взят из обнажения известняков, примыкающих к массиву в юго-западной части массива.

3. Доломитизированный известняк из зоны контакта с перидотитовым массивом (оттуда же).

4. Лиственит равномернозернистой структуры с включениями крупных зерен хромшпинелида (оттуда же).

дящий в состав кварца, а окись хрома с частью FeO пересчитать на хромшпинелид, то остальные данные будут характеризовать собой состав, близкий к составу брейнерита.

Доломитизированный известняк от нормального известняка отличается резко повышенным содержанием MgO, а также некоторым содержанием NiO, совершенно отсутствующим в известняках.

В связи с полученными данными становится весьма интересным вопрос о происхождении лиственитов. Их химический состав и условия залегания заставляют думать, что они представляют собой результат эндоконтактовых изменений пород перидотитового массива в процессе серпентинизации пород. К этому приводят следующие соображения.

1. Лиственит залегает в непосредственной близости к ультраосновным породам в виде каймы по периферии массива, образуя иногда незаметные переходы в карбонитизированные и серпентинизированные разности перидотита или дунита.

[1] Недостающая часть падает на кремнезем и полуторные окислы, главным образом Al_2O_3, входящие в состав глинистого вещества известняков. Количественных определений их проведено не было.

2. Весьма убедителен химический состав этой породы. Подчеркнем полное отсутствие CaO и полуторных окислов (кроме Cr_2O_3), и, наоборот, значительное содержание MgO, FeO и NiO, что безусловно их сближает по химическому составу с ультраосновными породами, а не с известняками. Эта близость еще больше подчеркивается присутствием окиси хрома. Если принять экзоконтактовый характер изменения (как это склонен предполагать В. Н. Лодочников, ссылаясь на мою работу), т. е. считать происхождение лиственитов за счет известняков, было бы очень трудно объяснить полное отсутствие окиси кальция и наличие значительного количества кремнекислоты в виде кварца. Характерно, что содержание всех остальных окислов (кроме CO_2), примерно, соответствует количественным соотношениям их в дуните, т. е. если отбросить CO_2 и пересчитать анализ на 100, то получим состав, близкий к дуниту.

	Вес. %
MgO	43.3
FeO	9.9
NiO	0.3 (0.28)
Cr_2O_3	4.9
SiO_2	41.6
Сумма . . .	100

Едва ли это совпадение можно считать случайным.

3. Присутствие зерен хромшпинелида в этих породах как бы дополняет наше представление о эндоморфном изменении ультраосновных пород. Нельзя отрицать, что хромшпинелид в боковую породу вообще мог попасть как пневматогенный минерал, но против этого говорит то обстоятельство, что все наблюдающиеся зерна хромита, как правило, раздроблены и сцементированы тем же карбонатным веществом. О том, что раздробленные кусочки принадлежали в свое время единому кристаллическому зерну, как уже было сказано, свидетельствуют общие очертания группы обломков, сохранившие еще облик прежнего кристалла. Это — несомненные реликтовые минералы в нашей породе.

На подобные изменения ультраосновных пород мы имеем указания и в литературе. Так, В. В. Никитин при детальном изучении геологии района Пышминского месторождения золота пришел к определенному убеждению, что лиственитыздесь образовались из серпентинитов. Точно так же Б. П. Кротов (1915) считает, что лиственитыы, составляющие часть площади ультраосновных пород в Миасской даче, являются не чем иным, как измененными серпентинитами. Таким образом, при эндоконтактовых изменениях в процессе серпентинизации ультраосновными породами на границах при соприкосновении с известняками могут, повидимому, усваиваться значительные количества CO_2 согласно уравнению (для оливина):

$$(Mg, Fe)_2 SiO_4 + 2CO_2 = 2 (Mg, Fe) CO_3 + SiO_2.$$

Как видим, этим путем легко может получиться лиственит, т. е. кварц-брейнеритовая порода. Лиственитизация, а также генетически связанная

с ней доломитизация известняков представляют собой гидротермальный процесс и по времени, по всей вероятности, приурочены к более раннему моменту процесса серпентинизации массива, совершившейся в постмагматический период.

В заключение следует заметить, что несмотря на специальные поиски высокотемпературных силикатов кальция или других новообразований, типичных для зон пневматолитового метасоматоза, обнаружить их все же не удалось.

IV. Осадочные породы

Осадочные породы представлены главным образом 1) известняками и в меньшей степени 2) туфовыми породами.

Известняки

Известняки распространены в южной и восточной частях нашего района.

Как уже говорилось, они, падая к северу и к югу от перидотитового массива, образуют, повидимому, антиклинальную складку над ним. Помимо элементов залегания, в пользу этого говорят также некоторые литологические особенности известняков. Известняки, залегающие ближе к массиву изверженных пород с обеих сторон его, характеризуются большей или меньшей однородностью и ровной поверхностью выветривания. За ними к северу и к югу следуют известняки толстослоистые, при выветривании обнаруживающие линзовидные желвакоподобные прослои бурого цвета, рельефно выступающие на выветрелой поверхности.

Под микроскопом они представляют скопления органических остатков, ближе не определенных. На геологических разрезах (Приложение II) пунктиром показана примерная граница между этими известняками. Далее к северу эти известняки сменяются известняками с нуммулитовой фауной.

Макроскопически известняки представлены в большинстве случаев плотными, напоминающими литографский камень, темносерыми породами, легко вскипающими от соляной кислоты. Местами встречаются мергелистые прослои.

Под микроскопом известняки выглядят тонкозернистыми породами органогенного происхождения. Иногда сплошь состоят из микроскопических мелких органогенных остатков. В некоторых случаях наблюдались жилки перекристаллизованного кальцита. Из остальных минералов встречаются редкие зерна кварца.

В самой западной части нашего района (у дороги на Акбулак) были, кроме того, встречены известковые песчаники псаммитовой структуры, подчиненные известнякам. В обломках часты, кроме кварца, зерна кальцита. Цемент известковистый. Встречается глауконит.

Туфы и туфобрекчии

Туфовые породы составляют так называемую юрскую толщу; развиты в северо-восточной части. Здесь мы имеем самые разнообразные породы, главным образом кристаллические и аггломератовые туфы. Последние характеризуются типичной туфовой текстурой, рыхлым сложением и состоят из различных продуктов вулканической деятельности в виде более или менее крупных включений и обломков. Окраска их довольно разнообразна, в большинстве случаев серая, до темнозеленой. Часто встречаются выделения кальцита в виде прожилков и в миндалинах. Встречены также пепловидные породы различной окраски (фиолетовые, красно-бурые и др.). Микроскопические наблюдения показывают большое разнообразие в обломках эффузивных пород средней кислотности. Ближе эти породы обломков не изучались.

Из современных осадочных отложений остается упомянуть о конгломератах с известковистым цементом, сохранившихся по бортам некоторых балок (Глухой и Большой), а также о рыхлых отложениях котловины к югу от массива, состоящих, главным образом, из слабоокатанных обломков вышеописанных пород.

Часть II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА

Хромитовые месторождения впервые начали разведываться в 1930 г. по энергичной инициативе управляющего в то время Закавказским геолого-разведочным трестом А. С. Зорябяна. Разведки начались на Шорджинском перидотитовом массиве и затем перекинулись в Джильский район (в 18 км к юго-востоку от сел. Шорджа) и в район Бабаджан-Дараси (еще несколько южнее от указанного пункта).

В 1931 г. на Шорджинском перидотитовом массиве П. И. Касаткиным были проведены микромагнитометрические исследования, установившие некоторые возможности применения этого метода к разведке хромитовых залежей. Обнаруженные аномалии в следующем 1932 г. были попутно проверены разведочными выработками Г. А. Кечеком и оправдали себя лишь частично. Поиски и предварительные разведки хромитовых месторождений в том же году были продолжены как в Шорджинском, так и в Джильском районе, причем в обоих районах с помощью специальных выработок были проверены те закономерности генетической связи хромовых месторождений с дунитами, которые были установлены автором еще в 1930 г.

Следует отметить, что тогда же было открыто наиболее крупное месторождение хромистого железняка под названием Гей-Дара, которое располагается в Зодском районе (к юго-востоку от оз. Севан, т. е. уже на территории Азербайджана). К сожалению, разведочные работы в 1930 г. на этом месторождении не смогли развернуться в силу неблагоприятных условий в районе.

I. Общая геологическая характеристика месторождений Шорджинского района

Структура рудного поля

Под названием «рудное поле» следует подразумевать площадь, или вернее, пространство, занятое всей совокупностью рудных месторождений, генетически связанных с данным магматическим массивом (в нашем случае, с Шорджинским массивом ультраосновных пород). При этом необходимо, конечно, учитывать не только общую форму и размеры рудного поля, но и закономерности пространственного расположения рудных тел в связи с геологическим строением массива.

Этими, чрезвычайно важными в практическом отношении, вопросами в приложении их к хромитовым месторождениям, как не раз подчеркивал автор в своих выступлениях на конференциях, до сих пор у нас занимаются очень мало. Автор сделал, пожалуй, первую попытку подойти к решению затрагиваемых вопросов на примере Шорджинского хромитоносного массива.

Существенной особенностью хромитовых месторождений является то, что они формируются среди своих же материнских пород, в частности, среди дунитов и перидотитов. Следовательно, структура рудного поля прежде всего должна быть увязана с петрографическими особенностями строения и первичной тектоникой нашего перидотитового массива.

В первой части нашего очерка достаточно внимания было уделено геологическому строению Шорджинского массива. Здесь мы лишь резюмируем необходимые для нас основные положения.

1. Детальная геологическая съемка массива показала, что среди комплекса ультраосновных пород превалирующее значение имеют перидотиты.

2. Все обнаруженные точки оруденения приурочены исключительно к дунитовым участкам.

3. Участки, занятые дунитами, среди перидотитовых масс распределены спорадически, т. е. каких-либо строгих правильностей расположения их в пространстве не наблюдается.

4. Форма и условия залегания дунитовых участков в основном конкордантны общей форме и условиям залегания перидотитового массива.

В западной части массива, где он имеет форму пластовой интрузии, дунитовые тела вытянуты в виде полос, и ориентированы среди перидотита одинаково с общими условиями залегания массива в этой части, т. е. имеют широтное простирание и вертикальное или крутое падение на север.

В центральной, наиболее расширенной, а также и в восточной части массива, имеющего в этом месте профиль лакколитообразного тела, дунитовые участки имеют неправильные, приближающиеся к изометрическим, формы тел. Каких-либо явно наблюдающихся закономерностей в расположении дунитовых участков среди перидотита подметить здесь не удалось.

5. Возрастных различий между дунитами и перидотитами не замечено, т. е. эти породы затвердели почти одновременно.

Из сказанного вытекает, что особенности строения хромитового рудного поля должны обусловливаться пространственным расположением и условиями залегания дунитовых участков среди перидотита.

Сопоставляя найденные хромитовые точки со структурной геологической картой, можно заметить, прежде всего, что какой-либо прямой зависимости между величиной площади дунитового участка и количеством хромитовых месторождений не наблюдается. Часто более или менее значительные площади дунита содержат в себе единичные гнезда и наоборот. Например, довольно большой по площади участок, в котором располагаются небольшие гнезда № 9, 10 и 11, очень беден рудными проявлениями, а серия незначительной мощности жилообразных дунитовых тел, залегающих в перидотите в районе месторождений № 1 и 5, или в районе месторождения № 2, вмещает в себе несколько гнезд хромистого железняка. Однако, значительное число выходов дунитовых участков не содержит в себе никаких признаков хромитовых руд. Конечно, это не означает, что где-либо на глубине в этих участках мы не можем встретить рудных тел.

Рудные тела встречаются на разных гипсометрических точках: как на водораздельных плато наших гор, так и на склонах и в руслах балок. Однако, в виду незначительности относительных превышений трудно что-либо сказать о закономерностях образования руд с глубиной.

Таким образом, если мы будем рассматривать только рисунок, создаваемый выходами дунитовых участков во всем массиве в целом и сопоставим с ним точки выходов рудных тел, то увидим, что рудные тела концентрируются в разбросанных по массиву небольших рудоносных участках. Совершенно ясно, что на этих именно участках и могут быть развиты подземные разведочные или поисково-буровые (перспективные) работы. При этом рещающую роль играют, конечно, морфология и условия залегания рудных тел.

На территории Шорджинского перидотитового массива такими участками, обладающими некоторыми перспективными возможностями, могут явиться только два участка: 1) район месторождений № 1 и 5 и 2) район месторождения № 2. В обоих из них рудные тела встречаются группами и залегают в дунитовых жило- или линзообразных телах. Следовательно, элементы залегания дунитовых тел должны служить направляющими факторами при постановке разведочно-поисковых работ. Совершенно ясно при этом, что поиски слепых рудных тел буровыми скважинами или подземными выработками, как показывает опыт Халиловской геолого-разведочной партии, возможны и экономически оправдываемы в тех случаях, когда мы имеем линзообразные или жилообразные тела. Разведка гнездовых или столбообразных месторождений таким способом, естественно, обходится очень дорого и часто не достигает цели.

Резюмируя сказанное, мы должны притти к выводу, что для тех перидотитовых массивов, где отчетливо выражена пространственная связь хромитовых месторождений с дунитовыми участками, безусловно важным является знание геологического строения массива, а, следовательно, необходимы и детальные геологические съемки с выявлением там, где это возможно, условий залегания рудоносных дериватов ультраосновной магмы.

Однако, кроме изучения геологического строения габро-перидотитовых массивов, другой важнейшей задачей при изучении структур рудных полей является выяснение первичной тектоники массива, под которой подразумевается совокупность тех кливажных плоскостей и отдельностей, возникновение которых связано с условиями застывания магматического массива.

Дело в том, что момент образования большинства промышленных месторождений хромистого железняка, как это мы увидим ниже (из глав о генезисе месторождений), приурочен к концу застывания материнских пород. При этом рудные тела, образовавшиеся из остаточных расплавов, обладавших интрузивной силой, естественно, должны были локализоваться в массиве соответственно тем направлениям, которые были предопределены структурными особенностями уже застывшего или полузастывшего массива. Поэтому далеко не случайным является тот факт, что во многих массивах ультраосновных пород Урала простирание линзо- и жилообразных рудных тел в одних случаях часто совпадает с меридиональным направлением, в других массивах, наоборот, явно преобладает широтное простирание рудных тел (т. е. вкрест вытянутости самих массивов), или, наконец, эти элементы залегания могут закономерно меняться в зависимости от условий проявления первичной тектоники в массиве.

Это обстоятельство имеет, бесспорно, практическое значение, и мы при поисках и разведке хромитовых месторождений должны стремиться расшифровывать те структурные особенности массивов, которые возникли при застывании магм.

Правда, эта задача решается с большим трудом, вследствие того что при последующем процессе серпентинизации и при позднейших тектонических нарушениях в массивах эти особенности сильно замаскировываются. Значительную помощь при этом могут оказать данные элементов залегания (простирания, падения, склонения) жило- или линзообразных рудных тел, не исключая даже и мелких рудных образований, так как в их условиях залегания как раз и отражены интересующие нас структурные особенности массива.

Говоря об условиях залегания рудных тел, автор кстати должен резко подчеркнуть еще одно положение, которое разведчиками часто не учитывается, но, как подтверждает опыт, имеет большое практическое значение. Вопрос касается склонения рудных тел.

Нередко бывает, что рудное тело, имеющее в плане линзовидное сечение, протягивается в глубину на расстояние значительно большее, нежели длина его по простиранию, причем самым существенным обстоятельством

является та особенность в условиях залегания рудного тела, что оно в плоскости падения постепенно отклоняется от линии падения в ту или другую сторону. Угол, образуемый линией простирания и осью наибольшей вытянутости рудного тела с глубиной, как известно, носит название угла склонения.

Для многих уральских массивов подмечено, что мы имеем не только какое-либо преобладающее простирание жило- или линзообразных рудных тел и не только преобладающее падение в ту или другую сторону, но также преобладающее направление их склонения. Так, например, в Н.-Тагильском дунитовом массиве рудные тела, как правило, имеют южное направление склонения при преобладающем меридиональном простирании и восточном падении, тогда как в Халиловском районе подавляющая масса рудных тел обладает северным склонением при том же меридиональном простирании и преимущественном восточном падении.

В Аккаргинском районе на Юж. Урале, согласно данным П. М. Идкина, условия залегания рудных линз носят весьма оригинальный седловинный характер с падениями крыльев в восточную и западную стороны.

Излишне доказывать, что все эти детали первичных особенностей структуры хромитовых рудных полей должны обязательно учитываться при изучении хромитоносных массивов.

К сказанному необходимо добавить также о том, что в ряде уральских габбро-перидотитовых массивов на структурные особенности рудных полей существенный отпечаток иногда накладывают те нарушения, которые возникают в условиях залегания рудных тел в эпигенетическую стадию при процессах, связанных с позднейшими тектоническими проявлениями. При этом рудные тела нередко терпят разрывы и отдельные части их могут смещаться на значительные расстояния. Вполне понятно, что эти смещения могут происходить в любых направлениях в пространстве в зависимости от направления ориентирующих сил, с одной стороны, и от способностей к раскалыванию вмещающих пород массива, — с другой.

Летом 1936 г. автору удалось посетить район хромитовых месторождений Верблюжьих гор на Юж. Урале, где, пожалуй, наиболее эффективно проявлены эти дислокационные явления. Здесь в районе выходов главных рудных тел можно наблюдать плоскости как сбросов (поперечные и продольные), так и сдвигов, разбивающие рудные тела на отдельные блоки.

Л. И. Панкуль, детально разведывавший эти месторождения, пришел к недостаточно обоснованной и маловероятной гипотезе о механизме образования месторождений. По его представлениям, отложение руд, а также диоритов и габбро произошло среди совершенно затвердевшего перидотита в полостях, отграниченных со всех сторон прямыми плоскостями. Возникновение этих полостей он связывает с теми глыбовыми передвижками, которые могли иметь место в момент позднейшей деформации перидотитового массива, но до образования месторождений. Более же поздним нарушениям в условиях залегания рудных тел он уделяет сравнительно мало места.

Однако, как показывают наблюдения в открытых выработках, рудные блоки в поперечных и косых направлениях отграничены плоскостями сбросов, возникших не в одно время, но безусловно позднее образования самых рудных тел. С одной стороны, за это говорит сравнительная свежесть трещин с зеркалами скольжения, несмотря на то что они располагаются среди сильносерпентинизированных, смятых, иногда рассланцованных серпентинитов. В Н.-Тагильском дунитовом массиве при проведении крупных подземных разведочных работ автор не раз убеждался в том, что при переходе от более или менее свежих пород к сильносерпентинизированным участкам не только исчезают явления первичного кливажа в породах, но также залечиваются почти без следов и более крупные трещины. Зато отчетливо видны плоскости, по которым произошли новые смещения. С другой стороны, в Верблюжьегорских месторождениях в плоскостях разрыва располагается перетертый и брекчированный хромистый железняк. Наконец, линзовидные окончания рудных тел в некоторых блоках совершенно определенно говорят о том, что первоначально здесь образовались типичные рудные линзы, а не многогранной формы тела.

Морфология и условия залегания рудных тел

Формы встреченных рудных тел, насколько удалось выявить разведочными работами, большей частью линзообразные и гнездообразные, причем последние часто бывают вытянуты по одному направлению (преимущественно вертикальному) и, таким образом, являются переходными к столообразным формам рудных тел. Поперечные сечения этих тел являются более или менее изометрическими (как, например, для месторождения № 8), линзовидными (месторождение № 3) или имеют различные сменяющие одно другое очертания (как это мы наблюдали, например, в месторождении № 7).

Помимо простых форм, в некоторых месторождениях наблюдаются и сложные формы рудных тел. Особенно это относится к тем, которые представляют собой совокупность мелких рудных тел, различно располагающихся друг относительно друга в пространстве.

Размеры рудных тел невелики. Отдельные гнезда часто измеряются всего лишь 1—3 м (в поперечнике). Некоторые тела (линзообразные) достигают размеров 10—20 м по длине при мощности 1—2 м. Столбообразные гнезда на большие глубины пока не прослежены. Крупных рудных тел среди Шорджинского массива не встречено.

Нельзя не заметить, что на ряду с более или менее заслуживающими внимания разведчика гнездами хромовых руд встречаются и такие, размеры которых в поперечнике измеряются десятками и даже единицами сантиметров. Местами они являются как бы сопровождающими более крупные скопления руды, но наблюдаются и совершенно изолированно.

Общее количество гнезд, обнаруженных на поверхности Шорджинского массива, достигает 25. Из них только четыре разведывались на глубину. Остальные в виду малых их размеров вырабатывались сразу. На геологической карте показаны 12 наиболее существенных рудных точек.

Условия залегания рудных тел, насколько удалось заметить, в общем подчиняются условиям залегания вмещающих дунитовых участков. Например, из детальной геологической карты (фиг. 3) видно, что рудные тела линзообразной формы имеют то же широтное простирание, что и дунитовые полосы. То же самое следует сказать и про район месторождения № 6 (см. дальше, фиг. 32), а также месторождения № 2 (см. дальше, фиг. 25).

Подземные разведочные выработки 1930 и 1932 гг. показали, что и в вертикальном разрезе мы имеем ту же зависимость условий залегания рудных тел и вмещающих пород.

Что же касается гнездообразных тел более или менее изометрической формы, то здесь, естественно, не приходится говорить о каких-либо элементах залегания рудных тел. Там, где встречается несколько гнездообразных тел, закономерностей во взаимном их расположении не наблюдалось.

С точки зрения текстурных особенностей руды могут быть разделены на вкрапленные, такситовые и массивные (или сплошные). Такое деление руд по текстурным признакам имеет определенное практическое значение, если учесть вопросы обогащения их.

Среди вкрапленных руд встречаются как равномерно вкрапленные, так и неравномерно вкрапленные руды. Кроме того, в различных гнездах довольно широко варьирует крупность зерна хромистого железняка. Если в одних гнездах мы имеем крупность рудных зерен 0.5—1 мм (западная линза месторождения № 2, а также № 6, 1 и др.), в других — около 2 мм (например, в восточной линзе того же месторождения № 2, а также № 5), в третьих — до 5 мм (например, в месторождении № 7). В месторождении «нодулярного хромита» (№ 3) размеры отдельных «шариков» достигали 10—15 мм в поперечнике.

К такситовым рудам с практической точки зрения следует относить такие руды, в которых участки вкрапленного или массивного хромита перемежаются с участками пустой породы, причем размеры рудных участков настолько незначительны, что вручную не могут быть отделены от пустой породы и требуют обогащения. Такие руды характерны, например, для месторождений № 7, 5, 4 и др.

Из такситовых текстур наибольшим распространением пользуются полосчатые текстуры. Нередки также атакситовые текстуры, особенно в гнездах и шлирах с изометрической формой или приближающейся к ней. В некоторых случаях наблюдалась и брекчиевидная текстура, например, в месторождении № 6, причем здесь роль обломков играл дунит, а роль цементирующего вещества — вкрапленная руда.

Массивные руды, как сказано, значительно менее распространены, чем руды вкрапленные и такситовые. Часто они встречаются небольшими участками среди последних, хотя наблюдаются линзы или столбообразные тела, сплошь представленные массивным хромитом (таково, например, рудное тело в месторождении № 1).

Следует отметить еще одну, довольно важную для решения вопроса о генезисе месторождений особенность, которая бросается в глаза на не-

которых рудоносных участках в нашем массиве. Она выражается в том, что в двух рядом расположенных рудных телах мы имеем неодинаковую, а иногда резко отличающуюся текстуру руд. Такова, например, картина в двух совершенно изолированных друг от друга гнездах в месторождении № 1.

То обстоятельство, что большинство руд представлено вкрапленными и такситовыми рудами, значительно, конечно, ослабляет промышленное значение хромовых месторождений, так как руды требуют обогащения, или, конкретно говоря, постройки обогатительной фабрики в районе месторождений. Последняя же может строиться только в том случае, если имеются налицо достаточные количества руды, могущие обеспечить работу фабрики на соответствующее число лет. В настоящий момент таких запасов в этом районе мы не имеем, если даже принять во внимание массивы Джиль и Бабаджан-Дараси. Вопрос использования этих руд может быть разрешен лишь при условии применения передвижной обогатительной фабрики легкого типа.

Возрастные соотношения рудных тел с вмещающими породами

Вопросы возрастных соотношений между рудными образованиями и материнской породой являются чрезвычайно важными для решения вопросов о генезисе месторождения.

Общая форма рудного тела в каждом отдельном случае часто мало что говорит о возрастных соотношениях его с вмещающими породами. Гораздо больше фактического материала в этом отношении мы можем получить при изучении текстурных особенностей краевых частей рудного тела. Мы должны обращать сугубое внимание на то, имеются ли здесь постепенные переходы в боковую породу или границы являются резкими, имеют ли резкие границы извилистые очертания или являются прямолинейными, наблюдаются ли метасоматические текстуры или они отсутствуют, и т. д. При этом количественная сторона этих явлений ни в коем случае не должна забываться.

Если подойти с этих точек зрения к Шорджинским месторождениям хромита, то здесь мы получим довольно пеструю картину. Так, например, в районе месторождения № 10 мы имеем типичный шлир дунита, обогащенного идиоморфными зернами хромшпинелидов (до 5, местами до 10%). По периферии этого шлира наблюдается постепенный переход в нормальный дунит.

Если считать его за месторождение хотя бы и вкрапленных руд хромистого железняка, то в этом случае мы здесь имеем дело, очевидно, с сингенетическим по отношению к окружающим породам образованием. Иными словами, месторождение это возникло, повидимому, в раннюю магматическую стадию.

Обратимся теперь к другому месторождению № 7, где мы вообще наблюдаем очень неоднородные текстуры руд: преимущественно

пятнистые и отчасти полосчатые. Границы с вмещающим дунитом местами то расплывчаты и постепенны, то обнаруживают определенную тенденцию к более резким границам и линзообразным формам скоплений хромшпинелидов. Очевидно, это гнездо формировалось уже в несколько более поздний момент, чем в предыдущем случае, т. е. в тот момент, когда окружающий дунит находился уже в стадии кристаллизации.

Значительная масса рудных тел как с вкрапленными, так и с сплошными рудами обладает сравнительно резкими переходами в окружающую породу. При этом границы рудных тел, имеющих обычно общую линзообразную форму, нередко бывают извилисты или крайне неправильны. Изучение контуров рудных тел в забоях карьеров и подземных выработок приводит к заключению об образовании рудных скоплений в еще более поздний момент, нежели в предыдущих случаях. При этом создается впечатление, что в этих случаях рудные тела возникли путем раскристаллизации самостоятельной жидкой рудной массы, кристаллизация которой началась после начала кристаллизации вмещающего дунитового расплава.

Наблюдались, наконец, типичные прожилки хромистого железняка в дуните, явно свидетельствующие о том, что в момент выделений хромшпинелидовой массы дунит был уже в твердом или полузастывшем состоянии.

О том же самом говорит картина западной части месторождения № 6, изображенная на фиг. 33 (см. дальше). Здесь вкрапленная хромшпинелидовая руда выделялась явно вдоль пересекающихся трещин в застывшем дуните, создавая брекчиевидную текстуру руды.

Наконец, следует отметить еще один весьма важный факт, наблюдавшийся в месторождении № 1. Здесь нижнее рудное тело было пересечено в диагональном направлении тонким прожилком серпентинизированного дунита, свидетельствующим о том, что, несмотря на относительно более поздний возраст рудного тела по отношению к вмещающей породе, процесс рудообразования все же совершился до окончательного застывания дунитового расплава. То же самое следует сказать и о месторождении № 3, где наблюдались секущие и дунит, и рудное тело крупнокристаллические пироксенитовые и перидотитовые прожилки.

Таким образом, анализ текстурных особенностей руд и взаимоотношений рудных тел с вмещающими породами показывает, что образование рудных скоплений происходило в разные моменты в процессе затвердевания габбро-перидотитового массива.

II. Микроскопическое описание руд

В минералогическом отношении хромитовые руды отличаются сравнительной простотой. Главными минералами в них являются: хромшпинелиды, серпентин (как антигорит, так и хризотил) и иногда оливин. В подчиненном количестве присутствуют: хромгранаты, хромхлориты (кем-

меририт), изредка хромдиопсид, кальцит, единичные зерна сульфидов и самородная медь. В серпентине, кроме того, довольно часто наблюдается примесь магнезиального карбоната, брусита и магнетита.

1. Хромшпинелиды

Химическая характеристика. В разведочно-эксплоатационной практике, как известно, хромшпинелиды носят общее название «хромит», часто далеко не соответствуя по химическому составу его формуле $FeCr_2O_4$ (с теоретическим содержанием окиси хрома, равным 67.8%). Среди уральских хромовых месторождений содержание окиси хрома в самом минерале колеблется обычно в пределах 35—52%, реже больше. Остальная же часть состава приходится на долю изоморфных примесей: Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, MnO. Иногда в виде примесей встречаются TiO_2, ZnO, NiO, CoO и др.

Нередко содержание этих изоморфных примесей в самом минерале бывает настолько значительным, что по существу приходится иметь дело с иными минеральными видами, устанавливаемыми согласно предложенной А. К. Болдыревым (1935) рациональной классификации подобных минералов по химическому составу. К числу минеральных видов, помимо собственно хромита, относятся, например, такие, как алюмохромит, магнохромит, хромпикотит, магноферрихромит и др.[1]

Таблица 4

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересч. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	1.76	0293	—	
Al_2O_3	7.68	0753	0753	4647
Cr_2O_3	53.49	3518	3518	
Fe_2O_3	6.94	0434	0376	
FeO	14.07	1957	1957	
MgO	10.87	2695	2177	4165
CaO	Нет	—	—	
MnO	0.22	0031	0031	
Сумма . .	95.03	—	—	—

Соотношение окислов $R_2O_3 : RO = 1.1 : 1$

Таким образом, в зависимости от количества изоморфных примесей колеблется и содержание окиси хрома в самом минерале, что имеет важное практическое значение. Особенно это нужно иметь в виду при опробовании и обогащении вкрапленных хромитовых руд. Если в самом минерале, благодаря изоморфным примесям, содержание окиси хрома низкое, то никакое механическое обогащение не сможет дать в этом случае благоприятных результатов. Так, по крайней мере, дело обстояло с низкосортными сплошными рудами Сарановского месторождения, а также с некоторыми вкрапленными рудами Алапаевского района на Урале.

Для руд Шорджинского массива мы имеем только один более или менее полный химический анализ, относящийся к сплошной руде из нижней линзы месторождения № 1, выполненный в лаборатории ЦНИГРИ Ю. Н. Книпович (см. табл. 4).

[1] См. об этом также работу автора «К изучению месторождений хромистого железняка» (1934).

Из сопоставления сумм молекулярных количеств полуторных и двухвалентных окислов с весовой суммой можно видеть, что у нас нехватает оснований, в число которых могут входить такие элементы, как ZnO и, возможно, NiO, и, может быть, некоторые другие. Особенно интересно было бы проверить содержание NiO, так как магнезия в составе хромшпинелидов, как это теперь известно, играет существенную роль, а никель благодаря идентичности ионного радиуса радиусу магния часто присутствует в виде изоморфной примеси в магнезиальных минералах.

Таблица 5

Компоненты	I Шорджинский массив, месторождение № 2 в %	II Шорджинский массив, месторождение № 4 в %
SiO_2	11.1	10.8
Cr_2O_3	26.3	27.2
Al_2O_3	21.1	19.3
FeO[1]	16.3	16.1
P_2O_5	0.13	0.05
Сумма . .	75.43	73.45

С другой стороны, уменьшенное количество двухвалентных окислов может также указывать на частичный переход закисного железа в хромшпинелидах в окисное, что, как увидим ниже, может иметь место при процессе серпентинизации. Без полных данных химического анализа вопрос этот решить трудно.

Как показывает пересчет весовых данных анализа на молекулярные количества, наш хромшпинелид принадлежит минеральному виду, который носит название магнохромита (Mg, Fe) Cr_2O_4.

Обратимся теперь к рассмотрению некоторых, полученных автором в свое распоряжение, неполных химических анализов хромовых руд из месторождений № 2 и 4, произведенных по распоряжению Рудоэкспорта (см. табл. 5).

Эти данные прежде всего показывают, что руды содержат значительные примеси силикатов, как можно судить по содержанию SiO_2, и в первую очередь, видимо, серпентина. Образцы руд, следовательно, представляли собой не сплошную, а густовкрапленную руду. Так как хромовые руды, в частности руды указанных месторождений, представлены по существу двумя минералами: серпентином и хромшпинелидом, то можно приблизительно пересчитать эти анализы на состав чистого хромшпинелида.[2]

В результате такого пересчета получим следующие цифры (в %):

	I	II
Cr_2O_3	40	40
Al_2O_3	31	28
FeO	25	23

Таким образом, видим, что содержание Cr_2O_3 в самом хромшпинелиде этих месторождений невысокое. В обоих образцах рудный минерал пред-

[1] Все железо было определено в форме окиси и пересчитано затем на закись. Содержание магнезии в руде не определялось.

[2] Подробности об этом см. в работе автора в Записках Ленинградского горного института (1934).

ставлен алюмохромитом, т. е. минералом, содержащим значительное количество глинозема, если доверяться данным лабораторий.

Кроме приведенных анализов, в распоряжении автора имеется ряд частичных анализов штуфных проб на содержание Cr_2O_3, проделанных в различных лабораториях: часть из них относится к месторождениям более южных районов. Сведем их в следующую таблицу:

Таблица 6

Месторождения	Данные С. А. Айвазова в %	Данные К. Мордера в %	Данные автора [1] в %	Данные Рудоэкспорта в %
Сплошной хромит. Месторождение № 1. Шорджинский массив	52.30	53.4	53.49	—
Густовкрапленный хромит. Месторождение № 2. Там же	—	34.4 (вкрапл.)	32.60 (вкрапл.)	26.8 (вкрапл.)
Месторождение № 4. Там же	—	50.7 (сплошн.)	32.46 (вкрапл.)	27.2 (вкрапл.)
Месторождение № 5. Там же	—	—	31.80 (вкрапл.)	—
Джиль. Месторождение Большая жила . . .	—	32.5 (вкрапл.)	22.13 (вкрапл.)	—
Бабаджан-Дараси. Кочкоран	—	35.9 (сплошн.)	34.78 (сплошн.)	34.6 (сплошн.)

Как видим, содержание окиси хрома в различных штуфах из одного и того же месторождения в общем довольно хорошо выдерживается. Некоторое расхождение дают лишь пробы вкрапленных руд, что хотя вполне естественно.

Кроме того, при опробовании вкрапленных руд автором были применены пробные промывки в ковше отходных частей при квартовании измельченных проб руд. Такое опробование на ряду с бороздовыми, как выяснилось, является безусловно необходимым во всех тех случаях, когда мы имеем дело с вкрапленными рудами. Дело в том, что вкрапленные руды должны подвергаться обогащению, а пробы, взятые обычным путем, не дают реального представления о возможном содержании окиси хрома в том концентрате, который может быть получен при обогащении.

Результаты химического анализа полученных ковшевых концентратов сведены в табл. 7.

---

[1] По анализам Химической лаборатории ЦНИГРИ.

Как видим из этой таблицы, в отношении концентратов вкрапленные руды в химическом отношении являются не совсем однородными. Даже пробы, взятые в одном и том же месторождении (№ 6), но в разных сечениях рудного тела, показали существенное различие в содержании окиси хрома. Анализ концентрата, полученного из месторождения № 2, дал несколько лучшие результаты, нежели анализы отдельных штуфов, приведенные выше.

Таблица 7

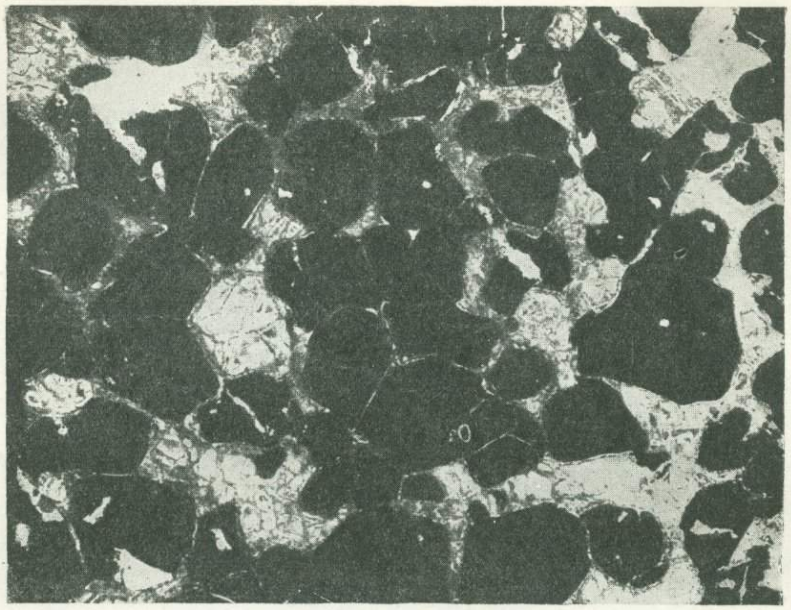
Характеристика пробы	SiO_2 в %	CrO_3 в %
Месторождение № 2. Главная линза. Густовкрапленный хромит, доведенный до концентрата	4.88	45.03
Месторождение № 6. Пробы, взятые по горизонтальному сечению линзы вкрапленного хромита . .	6.00	42.66
То же месторождение. Пробы, взятые по вертикальному сечению рудной линзы	4.44	39.78
Месторождение № 4. Одна проба неравномерно вкрапленного хромита из месторождения № 10 . .	5.01	50.60

Таким образом, из всего сказанного видно, что в химическом отношении руды разных гнезд не одинаковы. Во всяком случае, далеко не все месторождения имеют высококачественные руды в отношении содержания окиси хрома в руде, как это предполагалось раньше.

Но все же на ряду с низкосортными или, вернее, вкрапленными рудами имеются руды с высоким содержанием Cr_2O_3, превышающим минимальное, требуемое для промышленных руд (40%). Во всяком случае, вкрапленные руды, как показывают ковшевые пробы, при условии их обогащения могут давать также высокосортные концентраты.

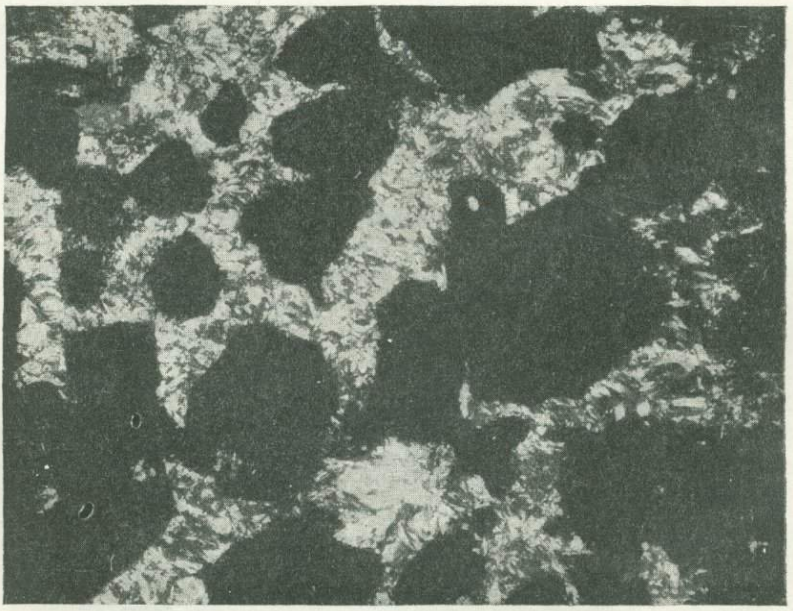
Минераграфическая характеристика руд. Хромшпинелиды, как видно из предыдущего, представлены несколькими минеральными видами. Судя по имеющимся анализам, здесь встречаются, по крайней мере, два минеральных вида: магнохромит и алюмохромит.

В прозрачных шлифах под микроскопом первичные хромшпинелиды в большинстве случаев хорошо просвечивают красно-бурым, иногда желто-бурым цветом. Однако, встречаются и совершенно непрозрачные зерна в породах, сравнительно свежих, и непросвечиваемость их, повидимому, обусловлена не процессами метаморфизма породы (о чем речь будет итти ниже), а значительным содержанием в них окисного железа, участвующего в химической формуле хромшпинелида в виде изоморфной примеси к полуторным окислам.



Фиг. 16. Густовкрапленная руда

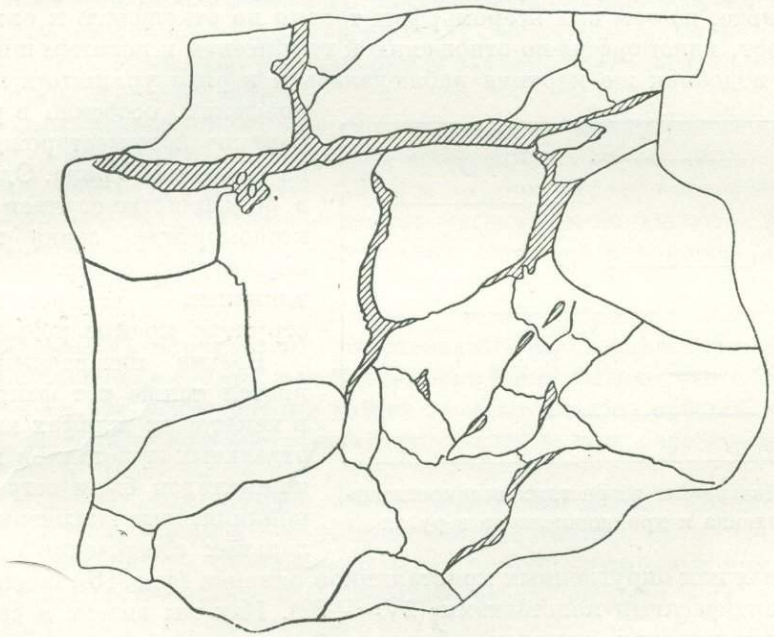
Идиоморфные черные зерна — хромшпинелид. В пространстве между рудными зернами — серпентинизированный оливин с петельчатой микротекстурой замещения. Внутри хромшпинелидовых зерен кое-где видны совершенно свежие мельчайшие кристаллики оливина. Снято в проходящем свете. Увелич. 15



Фиг. 17. Густовкрапленная руда

Промежутки между зернами заняты антигоритом. Снято при скрещенных николях. Увелич. 15

Структуры вкрапленных хромитовых руд, как правило, гипидиоморфнозернистые, причем ксеноморфный оливин за крайне редкими исключениями всегда превращен в серпентин, обычно в хризотил (фиг. 16), реже в листоватый антигорит (фиг. 17). Сплошные руды имеют аллотриоморфнозернистую структуру с размером зерен от 0.5 до 1.5—2 мм в поперечнике. Для нижней линзы сплошного хромистого железняка в месторождении № 1, где присутствуют обильные выделения в руде кеммерита, наблюдались прекрасно образованные кристаллы хромшпинелида.



Фиг. 18. Зарисовка приполированного штуфа руды из месторождения № 1

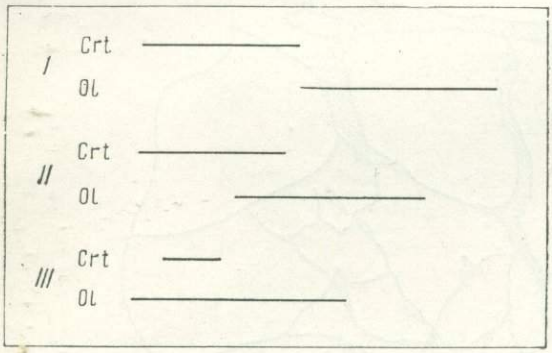
Линии оконтуривают границы отдельных зерен. Заштрихованное — участки, занятые кеммериритом. Натуральная величина

Местами они образуют типичные миаролитовые пустоты, выполненные хромовыми хлоритами.

Чрезвычайно важно также отметить, что в этой рудной линзе мы имеем необыкновенно крупнозернистые аггрегаты руды. Размеры отдельных зерен здесь достигают в поперечнике 2—3 см и даже больше (фиг. 18). Это удалось обнаружить путем несовершенной полировки штуфов руды, благодаря чему различно ориентированные зерна, обладая векториальным свойством принимать полировку, дают неодинаковые отблески на полированной поверхности.

Во вкрапленных рудах чаще всего мы имеем хотя и округленные, но все же идиоморфные очертания зерен хромшпинелидов. Однако, на ряду с ними встречаются зерна с несовершенным идиоморфизмом, иногда даже, скорее, ксеноморфные или вообще неправильных очертаний зерна. Часто

неправильные формы зерен можно видеть в тех случаях, когда хромшпинелиды претерпевают химический метаморфизм при позднейшем, резко проявленном процессе серпентинизации. В этих случаях они, как правило, не только изменяют свою форму, но совершенно теряют просвечиваемость. Наши же зерна от последних отличаются тем, что хорошо просвечивают по всей площади зерна. Просматривая шлифы при скрещенных николях, иногда можно совершенно определенно заподозрить, что ксеноморфизм выражен по отношению к бывшим оливиновым зернам. Такие же первичные формы зерен хромшпинелидов встречаются в перидотитах и троктолите, но там они ксеноморфны только по отношению к оливину и, наоборот, идиоморфны по отношению к пироксенам и полевым шпатам. Автором подобная же картина наблюдалась и в ряде уральских месторождений, особенно в рудах Сарановского месторождения на Северном Урале. Однако, в большинстве случаев явно ксеноморфные зерна хромшпинелидов с образованием типичных сидеронитовых структур крайне редки.



Фиг. 19. Диаграммы возрастных взаимоотношений оливина и хромшпинелидов в рудах

Весьма интересным является также тот факт, что в некоторых шлифах внутри отдельных кристаллов хромшпинелидов были встречены пойкилитовые включения маленьких совершенно свежих правильных или округленных кристалликов оливина (фиг. 16), подтвержденного оптическими константами ($2V = +88$). Как мы знаем, в свежих оливиновых породах (дунитах) обычно наблюдается обратная картина: в крупных зернах оливина в виде включений наблюдаются идиоморфные зернышки хромита. То же самое можно заметить и среди остатков оливина в дуните Шорджинского массива. Эти противоречивые факты, несомненно, говорят о различных физико-химических условиях образования рудных скоплений и вмещающих их дунитов.

Таким образом, наблюдавшиеся возрастные взаимоотношения между оливином и хромшпинелидами в различных рудах можно изобразить в виде диаграммы, изображенной на фиг. 19. В первом ряду изображена обычно наблюдающаяся последовательность выделений этих минералов в дунитах и хромитоносных шлирах, представленных бедными вкрапленниками. Второй ряд отвечает той последовательности выделений, которую нередко можно наблюдать в рудных телах линзообразной или жилообразной формы, представленных почти сплошными рудами. В этом случае в шлифах мы видим частичный ксеноморфизм хромшпинелидов по отношению к бывшим оливиновым зернам. Здесь, следовательно, кристаллизация рудных зерен заканчивалась при начавшейся кристаллизации

оливина. Наконец, третий ряд изображенных взаимоотношений показывает, что кристаллизация хромшпинелидов началась после начала кристаллизации оливина и протекла столь быстро, что успела закончиться до окончания кристаллизации оливина. О быстрой кристаллизации хромшпинелидов, вернее, о большей линейной скорости роста кристаллов, можно заключить по резкой разнице в размерах включенных зерен оливина, с одной стороны, и ксеноморфных зерен, располагающихся между зернами хромшпинелидов, с другой стороны (фиг. 16). Допускать две генерации оливина нет оснований, так как в некоторых шлифах из тех же месторождений можно встретить различные вариации в размерах включенных зерен оливина (или псевдоморфоз серпентина по оливину), постепенно приближающихся по размерам к зернам, располагающимся между индивидами хромшпинелида.

Особый интерес представляют позднейшие метаморфические изменения хромшпинелидов. Подобные изменения, как это было установлено автором (А. Г. Бетехтин, 1934) и другими, приурочиваются к процессу серпентинизации перидотитовых массивов и выражаются не только в механическом раздроблении отдельных зерен, но и в изменении их химического состава.

В литературе можно встретить указания многих исследователей ультраосновных пород на то, что отдельные зерна «пикотита» или «хромовой шпинели» в тонких шлифах по периферии бывают часто непрозрачны, причем эти непрозрачные каймы следуют и вдоль трещин во внутрь зерен. Подобное явление обычно описывается как переход «хромовой шпинели» в «хромит».

В полированных шлифах эти непрозрачные каймы выглядят более светлыми по сравнению с центральными участками, что особенно резко наблюдается при рассматривании их с помощью иммерзионных объективов и кедрового масла. Морфологические особенности этих выделений, установленные автором для ряда уральских месторождений, совершенно определенно говорят за позднейшее их образование, приуроченное именно к процессу серпентинизации ультраосновных массивов. Менее серпентинизированные участки бедны метаморфическими явлениями в рудах.

Изучение в отраженном свете показывает, что эти изменения далеко не во всех случаях однообразны. Местами мы имеем типичные реакционные каймы, причем внешние кристаллические очертания зерен хромшпинелидов обычно сохраняются (фиг. 20). Вещественный состав этих кайм, вернее корочек, насколько можно судить по оттенкам отдельных участков, не всегда однороден. Кроме того, иногда среди кайм появляются новообразования в виде хлоритов, свидетельствующие о том, что часть по крайней мере глинозема, входившего в состав хромшпинелидов, вступает в реакцию с серпентиновым веществом.

В одном случае (для Ефимовского месторождения в Джильском районе) в этих каймах наблюдалось обилие мельчайших включений серпентина, и строение их напоминало типичную губкообразную массу (фиг. 21). Повидимому, мы здесь имеем дело с растворением хромшпине-

лидового вещества метаморфизующими растворами. Процессы этих изменений в этом месторождении можно наблюдать в самых различных стадиях, начиная от еле заметных изменений и кончая полным метаморфизмом хромшпинелидов. Любопытно, что метаморфизованные зерна обладают сильными магнитными свойствами. Чем сильнее прошел метаморфизм с образованием хлоритов и серпентина, тем резче ощущаются магнитные их свойства. Испытание этих свойств производилось с помощью микромагнита, сконструированного по способу, предложенному М. Кинстри (McKinstry).

Что же касается химической стороны этих изменений, то этот вопрос с достоверностью удалось разрешить в самое последнее время, после того как, по инициативе автора, начали в хромшпинелидах раздельно определять закисное и окисное железо. [1]

В свое время еще Дрессер (Dresser) при изучении канадских хромитовых руд, затем Зингевальд (Singewald) с помощью магнитного сепаратора разделяли измельченную руду на немагнитную, хорошо просвечивающую красным цветом, и магнитную, непросвечивающую под микроскопом, фракции. Было установлено, что немагнитная часть обладает меньшим удельным весом, большим содержанием окиси хрома и меньшим содержанием железа по сравнению с магнитной фракцией. Позднее автор, подтвердив эти исследования на концентрате из Алапаевских вкрапленных месторождений, любезно переданном для исследования Сазоновым (Уралмеханобр), путем частичных химических анализов установил значительно большее содержание окиси железа в непросвечивающей магнитной фракции, чем в немагнитной фракции. Л. Фишер (Fischer, 1929) в своей статье о происхождении хромита высказывает предположение, что вдоль трещинок в хромшпинелидах могла отложиться в виде цемента окись железа. Однако, исследования в отраженном свете полированных шлифов из алапаевских концентратов никак не подтверждают этого.

Лишь детально проведенное автором и С. А. Кашиным (1937) химико-минералогическое изучение слабометаморфизованных руд Халиловского массива (на Юж. Урале) позволило определенно высказаться об истинной природе этих явлений. При сопоставлении полных химических анализов хромшпинелидов с данными минераграфического изучения выяснилось, что в начальных стадиях метаморфизма происходит окисление закисного железа в хромшпинелидах в окисное, т. е. имеет место процесс, совершенно аналогичный мартитизации магнетита. Нетрудно догадаться, что при этом должно происходить нарушение в строении кристаллической решетки, так как сумма полуторных окислов значительно увеличивается по сравнению с суммой двухвалентных оснований. Часть из них уже не связывается в кристаллическую решетку шпинели. Это

[1] В Химической лаборатории ЦНИГРИ Л. Э. Шарловым был разработан специальный метод определения закисного железа в хромшпинелидах путем разложения их в запаянной трубке под давлением инертного газа в серной кислоте при температуре 250°С.

Фиг. 20. Реакционные каймы в хромшпинелидовых зернах

Цементирующая масса — антигорит. Снято в отраженном свете. Увелич. 30

Фиг. 21. Губкоподобные массы нацело метаморфизованных зерен хромшпинелида, с обильными включениями серпентина

Снято в отраженном свете. Увелич. 30

предположение блестяще подтвердил С. А. Кашин (1937) при изучении сильнометаморфизованных руд месторождений Верблюжьих гор. Удачно подобранные им образцы в различной степени метаморфизованных хромшпинелидов при рентгенометрическом анализе, проведенном в совершенно одинаковых для всех объектов условиях, показали, что лишь слабометаморфизованные образцы обнаруживают кристаллическое строение шпинели. Нацело метаморфизованные зерна хромшпинелидов при этом ведут себя как коллоиды.

В процессе резко проявленного метаморфизма часть глинозема, будучи свободна от структурных связей в кристаллической решетке шпинели, легко может реагировать с серпентиновыми растворами с образованием хлоритов, что очень часто и наблюдается. Для верблюжьегорских руд удалось даже показать, что и часть окисного железа при этом иногда дает новообразования в виде мельчайших зернышек гематита.

Кроме того, имеются все основания допускать, что при благоприятных условиях не просвечивающие в тонких шлифах под микроскопом новообразования рудных зерен могут раскристаллизоваться и снова приобрести свойства кристаллических веществ. Именно этим явлением автор склонен объяснять наблюдающиеся иногда мельчайшие скопления неправильной формы хромшпинелидовых зерен, хорошо просвечивающих под микроскопом, но обладающих уже другими оттенками: желто-коричневыми или коричневыми. Автором подобные образования наблюдались или среди метаморфической рудной массы, или по периферии этих скоплений. Весьма вероятно, что и наблюдавшиеся Баумгэртелем (Baumgärtel) новообразования, просвечивающие желто-коричневым цветом, возникшие за счет разрушения при серпентинизации хромсодержащих диопсидов, относятся к этой же категории явлений. Вообще же следует заметить, что разложение хромсодержащих силикатов при серпентинизации сопровождается выделением непросвечивающего рудного вещества.

Описанные явления реакционных кайм не следует смешивать с венчикоподобными обрастаниями магнетитом хромшпинелидовых зерен. Нередко магнетит выполняет, кроме того, трещины в хромшпинелидовых зернах. Так как при этом самые зерна хромшпинелидов, как правило, не просвечивают, то при рассматривании тонких петрографических шлифов в проходящем свете создается ложное впечатление разъедания рудных зерен.

Эти венчикоподобные каймы обрастания обычно наблюдаются в тех случаях, когда при серпентинизации оливина происходит довольно обильное выделение магнетита в виде «рудной пыли» и неправильных жилочек.

При выветривании месторождений, как известно, хромшпинелиды, по крайней мере в условиях умеренного климата, являются химически устойчивыми минералами, что обусловливает их нахождение в россыпях.

П. И. Лебедев в своей заметке (1928) описывает «ярко желтые образования хромового минерала с высокой интерференционной окраской», иногда окаймляющего выделения хромистого железняка (из района

месторождения № 1). По его мнению, ярко желтый цвет породы обязан присутствию в ней «хромовокислых соединений». По нашим исследованиям, этот минерал едва ли может быть отнесен к числу хромсодержащих минералов, так как химический анализ тщательно отобранной пробы этого минерала без макроскопически видимых вкраплений хромшпинелидов показал содержание окиси хрома 0.05%, которое, по всей вероятности, следует отнести за счет ничтожной механической примеси рудного минерала, не уловленной на-глаз. Такая ярко желтая окраска, повидимому, обусловлена гидроокислами железа в карбонатизированной серпентинитовой породе. При внимательном изучении выветрелых хромитовых руд в нашем массиве ни разу не удавалось заметить какие-либо явления разрушения хромшпинелидовых зерен. Лишь хромовые хлориты дают продукты разрушения в виде адиагностической массы, иногда похожей на нонтронит.

2. Минералы-спутники в хромитовых рудах

В виду уже существующих описаний в литературе эти минералы здесь характеризуются кратко в порядке их распространенности в рудах. К числу эндогенных минералов сюда относятся: серпентин, оливин, хромгранат, хромдиопсид, хромхлориты, кальцит, магнезиальные карбонаты, сульфиды и самородная медь. К экзогенным следует отнести различные продукты химического разрушения серпентина, хлоритов и других малоустойчивых минералов при выветривании.

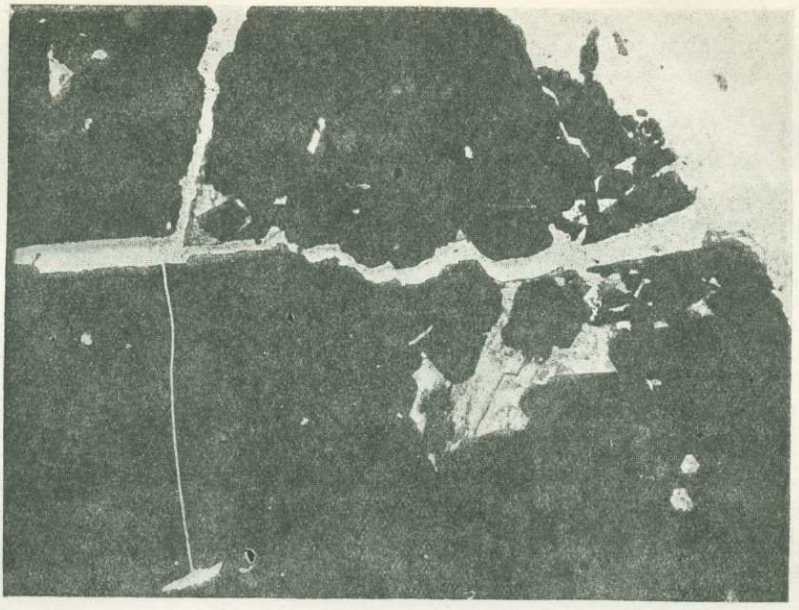
Серпентин почти во всех случаях вкрапленных руд является как бы выцементирующей массой зерен хромита. Редко, когда среди него удается наблюдать остатки зерен оливина. Любопытно, что в одних месторождениях мы имеем преимущественное развитие антигорита (например, в месторождении № 2), в других — хризотила. Чем вызвано образование той и другой разновидности серпентина, установить не удалось. Какими-либо особенностями те и другие выделения не отличаются, и потому на них останавливаться не будем.

Из других разновидностей серпентина можно было бы отметить так называемый аморфный серпентин, выполняющий пустоты и трещины в рудах и породе. Особенно легко он различается в хорошо отполированных шлифах благодаря своей низкой твердости и совершенно гладкому рельефу. В тонких шлифах он или изотропен, или обнаруживает слабый анизотропизм с облачным погасанием.

Оливин в рудах встречается редко, но типичная петельчатая микротекстура замещения его серпентином всюду хорошо сохранилась.

Только в тех случаях, когда имеем сплошное развитие крупнолистоватого антигорита, трудно доказать происхождение серпентина за счет оливина, хотя иногда наблюдаются постепенные переходы в серпентинит с петельчатой микротекстурой.

Выше уже указывалось, что среди отдельных зерен хромшпинелида были обнаружены маленькие, местами округленной формы, местами кристаллические включения оливина (фиг. 16).



Фиг. 22. Выделения хромового хлорита в руде (светлосерый минерал со спайностью)

Справа внизу видны псевдоморфозы хлорита по кристалликам какого-то минерала (внутри кристаллов хромшпинелида). Снято в проходящем свете. Увелич. 15

Фиг. 23. Хлоритовые оторочки (белые) вокруг метаморфизованных зерен хромшпинелида (черное) в нацело серпентинизированном дуните

Снято в проходящем свете. Увелич. 15

Хромгранат (уваровит) довольно часто встречается в руде из месторождения № 4, главным образом в виде ярко зеленых прожилков и неправильных включений в хромшпинелидовом аггрегате. Интересной особенностью выделений уваровита здесь являются впервые встреченные асбестовидные прожилки уваровита с типичным параллельно волокнистым строением.[1] Наблюдающиеся местами промежутки между отдельными волокнами заполнены кальцитом и серпентином.

Хромдиопсид среди руд Шорджинского массива встречается сравнительно редко. Макроскопически он имеет интенсивно зеленый оттенок, обладает спайностью и дает реакцию на хром. Под микроскопом выглядит, как типичный моноклинный пироксен и с углом погасания $cNg=39°$ и $2V=+56°$.

Хромхлориты, главным образом кеммеририт, в виде интенсивно окрашенных в фиолетовый цвет выделений, часто встречаются в массивных рудах в месторождении № 1. Под микроскопом можно видеть, что хлорит выполняет как бы миариолитовые пустоты в сплошной массе хромита. Иногда хлорит встречается в виде псевдоморфоз по какому-то загадочному минералу, обладавшему явно кристаллическими гранями куба или октаэдра. Этот минерал пойкилитически бывает включен в зерна хромшпинелидов (фиг. 22). За то, что хлорит является здесь псевдоморфозой, говорит аггрегатное строение хлоритовой массы.

Следует также отметить, что хлоритоподобный минерал иногда развивается в зальбандах рудных тел, образуя как бы оторочку около них. Несмотря на довольно светлую окраску, реакция на хром оказалась положительной.

В шлифах из сильносерпентинизированных образцов дунита можно встретить микроскопические оторочки хлорита вокруг вкрапленных зерен хромшпинелида (фиг. 23), наблюдавшиеся не раз и другими авторами. Отдельные неделимые хлорита принимают местами параллельное, местами радиальное расположение. Сами хромшпинелидовые зерна при этом являются метаморфизованными и непрозрачными. Очевидно, что эти оторочки возникли в процессе серпентинизации породы, заимствовав необходимый для образования хлорита глинозем из хромшпинелидового вещества.

Кальцит в виде тонких прозрачных прожилков наблюдался в жилообразных рудных телах, причем эти прожилки располагались перпендикулярно к стенкам жилы. Поскольку он наблюдался в совершенно свежих рудах на глубине, постольку автор склонен его относить к эндогенным минералам.

Кроме того, карбонаты кальция в виде арагонита и кальцита с крустификационной текстурой встречаются в виде самостоятельных

---

[1] В. И. Лодочников (1936), приводя этот факт, помещает его в таблицу псевдоморфоз разных минералов по асбесту. Автор настоящей работы сильно сомневается в этом, так как сколько-нибудь заметных проявлений асбестоносности в Шорджинском перидотитовом массиве не наблюдается нигде, тем более в районе месторождения № 4. Образование уваровита относится к моменту до процесса серпентинизации.

прожилков среди различных пород, обязанные своим происхождением, по-видимому, деятельности минеральных источников четвертичного времени.

Карбонаты магния в виде пылеобразных выделений и мельчайших скоплений наблюдались среди серпентина. По всей вероятности, они сингенетичны с ним.

Сульфиды в виде микроскопических, трудно определимых зерен встречаются довольно часто. Весьма вероятно, что, по аналогии с сульфидами из уральских ультраосновных пород, часть из них представляет собой никельсодержащие сульфиды — пентландит как первичный минерал и миллерит, возникший за счет пентландита при серпентинизации. Другая часть сернистых соединений представляет собой медьсодержащие сульфиды. На некоторых образцах путем микрохимических реакций это частично удалось подтвердить.

Самородная медь была встречена всего лишь раз в полированном шлифе из месторождения № 8 в сопровождении сульфидов.

Наконец, в одном из образцов с Шорджинского перидотитового массива (из коллекции С. Е. Айвазова) автором в свое время была обнаружена также самородная платина (А. Г. Бетехтин, 1932).

Из перечисленных выше минералов и хромшпинелиды, оливин, пироксены и, возможно, отчасти платина, должны быть отнесены к минералам, выделившимся еще в собственно магматическую фазу. Хромгранаты, хромдиопсиды, часть хромхлоритов, сульфиды по времени образования, вероятно, приурочены к пневматолито-гидротермальной фазе минералообразования. Серпентин, часть хлоритов, самородная медь, магнетит, часть карбонатов и брусит составляют минералы, обязанные своим происхождением процессам серпентинизации перидотитового массива, имевшим место в постмагматический период.

III. Описание отдельных месторождений

Из общего числа 25 открытых гнезд хромистого железняка среди Шорджинского массива мы опишем лишь некоторые, являющиеся более крупными по размерам или интересными с научной точки зрения.

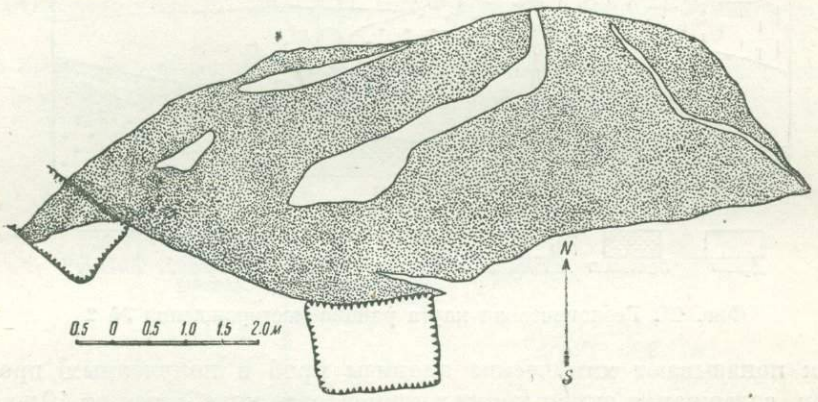
Месторождение № 1. Это месторождение находится в западной части перидотитового массива, именно в том месте, где он начинает значительно сужаться, переходя далее к западу в дайкообразное тело. Оно представлено несколькими рудными гнездами, приуроченными к серии залегающих среди перидотита дунитовых полос (см. фиг. 3 и 4).

На дневной поверхности здесь вскрыто несколько мелких гнезд, представленных сплошным хромистым железняком, и одна линза вкрапленной мелкозернистой руды, длиной около 10 м, при максимальной мощности около 3 м (фиг. 24).

Вдоль южной стенки линзы вкрапленного хромита был заложен разведочный шурф, которым это рудное тело прослежено на глубину 8.2 м. При дальнейшей углубке шурфа на десятом метре, несколько южнее, было встречено новое рудное тело (см. разрез на фиг. 4), но уже с рудой мас-

сивной текстуры и с обильными примазками хромового хлорита — кеммеририта. Характерной особенностью руды оказалась ее необычайная крупнозернистость (см. фиг. 18). Шурфом это новое рудное тело прослежено на глубину свыше 8 м. Как показала рассечка из шурфа на горизонте 18 м, это тело с глубиной не выклинивается.

Рассечкой, проведенной из шурфа в северном направлении на расстоянии 2.5 м, был встречен еще прожилок массивного хромита, мощностью 5—6 см. Разведочные работы в 1930 г. были на этом остановлены.



Фиг. 24. Зарисовка выхода линзы вкрапленного хромита в месторождении № 1

В 1931 г. Г. А. Кечеком это же, повидимому, рудное тело было подсечено штольней на несколько большей глубине. Рудное тело, по всей вероятности, имеет столбообразную форму. Таким образом, разведка показала, что дунитовые жилообразные тела, имеющие вертикальное падение, с глубиной не теряют своей рудоносности.

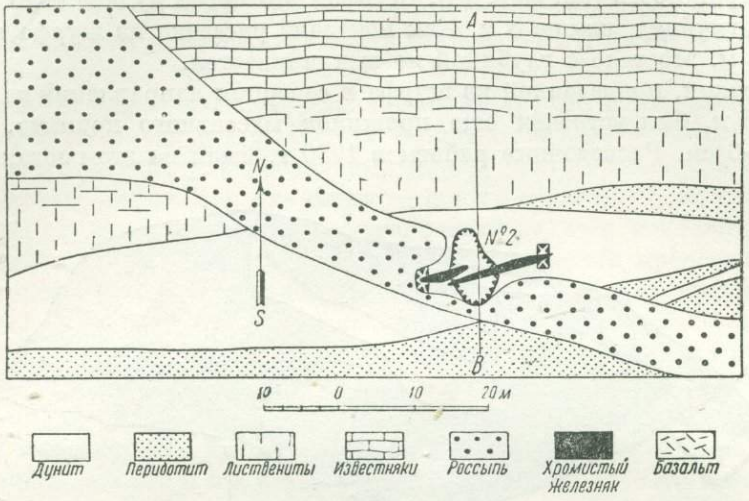
В химическом отношении массивная руда этого месторождения является высокосортной. Как приведено было выше, отдельные анализы штуфов и проб показали содержание окиси хрома от 49 до 53%.

Месторождение № 2. Это месторождение находится у самого северного контакта перидотитового массива в районе той же горушки, которой принадлежит месторождение № 1. Оно заключено в линзе дунита, вытянутой вдоль контакта в северо-восточном направлении с падением под углом 45° на север (фиг. 25 и 26).

Месторождение представлено несколькими линзообразными телами густовкрапленного крупнозернистого хромита. Линзы эти ориентированы одинаково с линзой дунита и следуют одна за другой, иногда заходят друг за друга. Размеры этих линз невелики: примерно, до 5—8 м по падению при максимальной мощности 0.5—0.8 м.

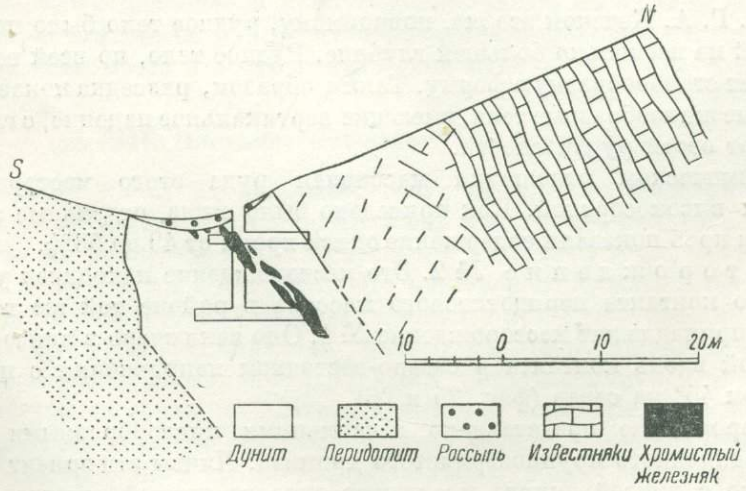
В 1930 г. месторождение было разведано до глубины лишь 12 м вкрест простиранию рудных линз. На горизонте 12-го метра разведочным квершлагом было констатировано дальнейшее продолжение рудных тел на

глубину. Разведка квершлагом в сторону лежачего бока, т. е. в южном направлении, положительных результатов не дала.



Фиг. 25. Геологическая карта района месторождения № 2

Как показывают химические анализы проб и полученных пробных шлихов, содержание окиси хрома в концентрате колеблется от 40 до 45%. Согласно данным пересчетов химических анализов, хромшпинелиды в этом месторождении представлены алюмохромитом.



Фиг. 26. Геологический разрез по АВ месторождения № 1

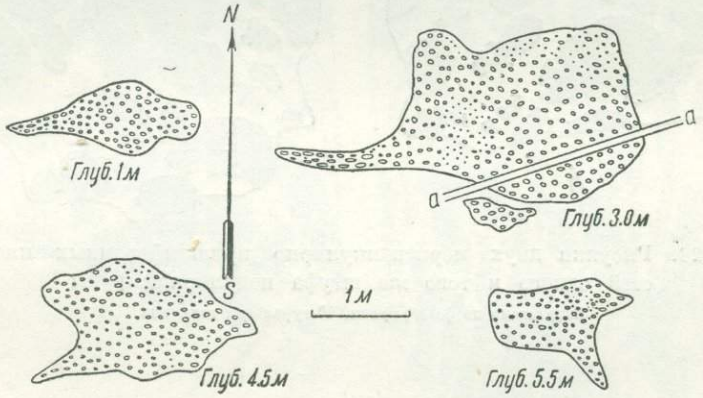
При микроскопическом изучении руд этого месторождения были встречены вкрапления сульфидов и самородная медь. Анализ на платину дал отрицательные результаты. На выветрелых штуфах руды наблюдалась

медная зелень, образующаяся, по всей вероятности, за счет медных сульфидов.

Разведки, проведенные в 1931 г. Г. А. Кечеком, обнаружили в этом районе еще несколько гнезд хромистого железняка, в общем аналогичных описанным.

Месторождение № 3. Это очень интересное в теоретическом отношении месторождение так называемого нодулярного хромита расположено к юго-востоку от месторождения № 2 на западном склоне Глухой Балки. С целью детального изучения это рудное тело было почти полностью выработано. Залегало оно среди небольшого дунитового участка.

По своей форме рудное тело представляло гнездо, несколько вытянутое в вертикальном направлении. Поперечные сечения его имели непра-



Фиг. 27. Зарисовка поперечных сечений месторождения нодулярного хромита № 3

a — a — жила крупнокристаллического пироксенита

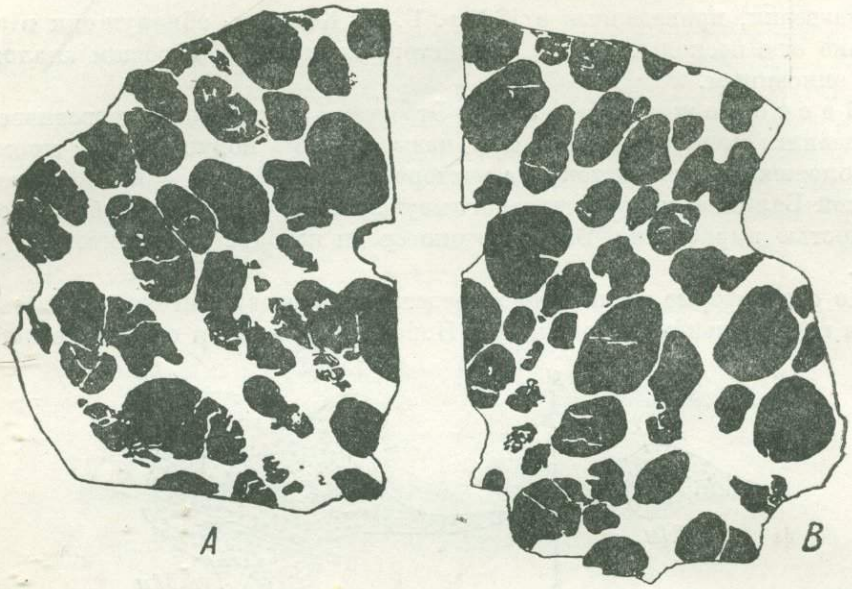
вильные линзообразные формы. Размеры рудного тела невелики: в горизонтальном сечении в наиболее раздутой части имели в среднем 1.5 × 2.5 м.

Выклинилось оно на глубине 6 м. Судя по тому что рудное тело с глубиной несколько расширялось (фиг. 27), можно полагать, что эродированная часть тела была невелика.

Руда здесь была представлена вкрапленным «нодулярным хромитом». Размер нодулей колебался от 5 до 15 мм и более (фиг. 28 и 29).

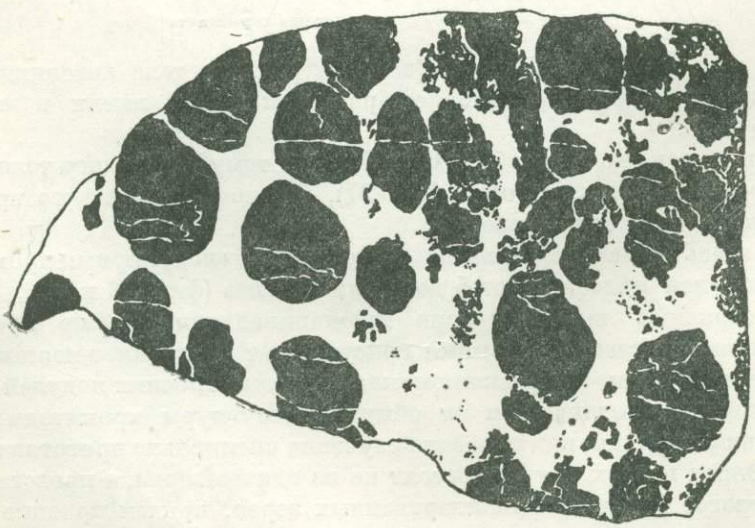
В прозрачных шлифах зерна хромшпинелидов хорошо просвечивают. В пространстве между ними присутствует хризотил, а местами хлорит. Таким образом, микроскопическая картина строения нодулей ничем существенным не отличается от обычной структуры хромитовых руд.

Отдельные шарики, как показало изучение специально приготовленных полированных поверхностей, состоят не из одного зерна, а представляют собой аггрегат различно ориентированных зерен, причем краевые зерна не носят следов окатанности.



Фиг. 28. Рисунки двух перпендикулярно пришлифованных плоскостей одного и того же штуфа нодулярной руды

Зарисовано по фотографиям. Натуральная величина

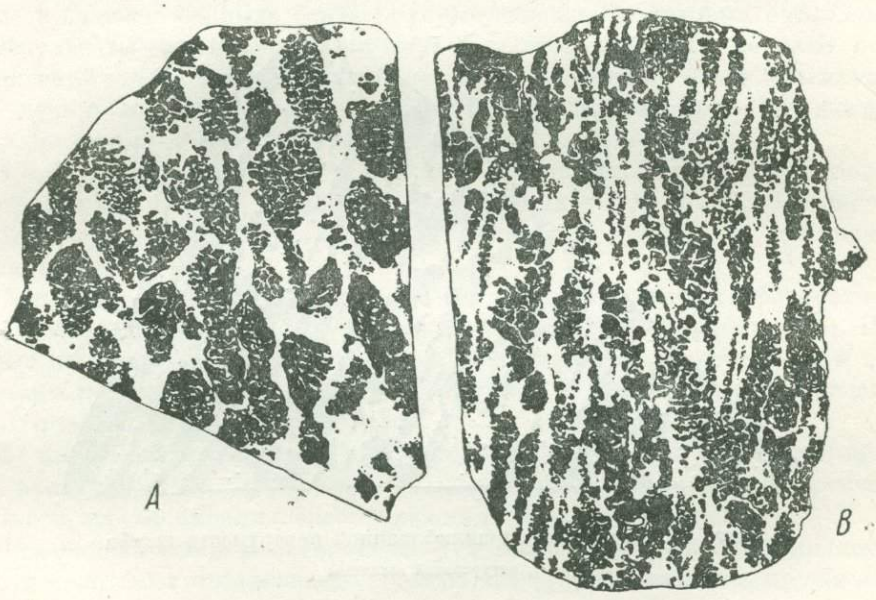


Фиг. 29. Зарисовка пришлифованной поверхности штуфа

Натуральная величина

Промежуточная масса между ними представлена серпентинизированным дунитом с остатками зерен оливина, местами же полностью замещена антигоритовым серпентином. Кое-где наблюдались выделения карбонатного вещества в ничтожных количествах.

Очень интересным является то обстоятельство, что эти нодули испытывают в отдельных участках любопытные изменения в своей форме. Они принимают иногда уплощенную или удлиненную форму, согласно общей вытянутости суженной части рудного тела (см. фиг. 27).



Фиг. 30. Зарисовка двух перпендикулярно пришлифованных поверхностей одного и того же штуфа

$^2/_3$ натуральной величины

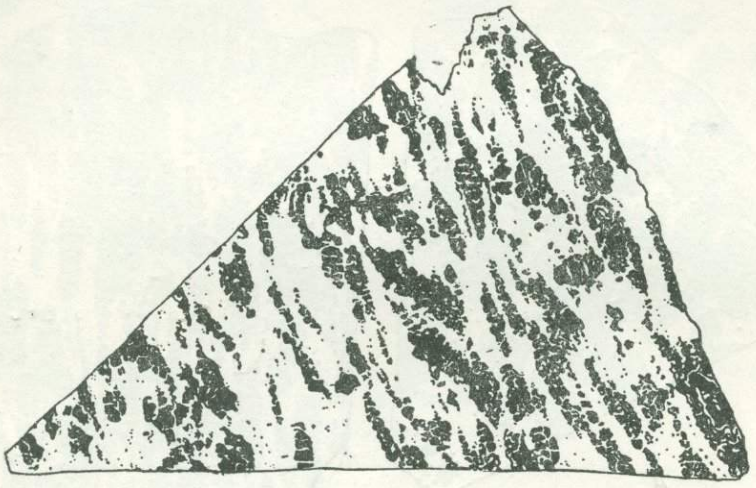
На фиг. 30 приведены зарисовки двух перпендикулярных разрезов одного из штуфов, взятого в упомянутом участке. Один из разрезов отвечает разрезу нормальному к направлению уплощения, другой сделан под прямым углом к первому.

Следует вообще заметить, что по мере приближения к более узкой части рудного тела, представляющей, скорее, жилообразный отпрыск, эти уплощенные нодули приобретают, кроме того, некоторую вытянутость в вертикальном направлении. При этом резкость границ отдельных нодулей значительно уменьшается, и в некоторых случаях на месте их мы имеем просто скученные выделения разрозненных зерен, лишь своей общей формой напоминающие вытянутые нодули (фиг. 31).

Изредка мы можем наблюдать постепенные переходы нодулярных руд во вкрапленные, которые ничем существенным не отличаются по характеру вкрапленности хромита от типичных, обычно наблюдающихся шлировых его выделений.

Что касается границ самого рудного тела, то в основном они являются сравнительно резкими, как это можно видеть из зарисовок фиг. 27. Лишь кое-где по периферии гнезда наблюдался переход во вкрапленный мелкозернистый хромит или самые нодули становились реже, полностью сохраняя свою внешнюю форму.

В боковой породе с южной стороны было встречено второе небольшое гнездо такого же нодулярного строения. По своей форме оно близко напоминало большое тело, т. е. также было несколько вытянуто в вертикальном направлении.



Фиг. 31. Зарисовка пришлифованной поверхности штуфа
$^2/_3$ натуральной величины

Небезинтересно также отметить, что рудное тело местами было пересечено жилами крупнокристаллического пироксенита и богатого пироксеном перидотита. Несмотря на то что невдалеке, к северу от этого месторождения, мы имеем выходы перидотита и пироксенита, показанного на общей геологической карте массива, все же пространственно их не удалось связать между собой.

Таким образом, все эти данные заставляют думать, что образование нодулярных выделений хромшпинелида происходило, несомненно, в более раннюю магматическую стадию. Анализ зависимости текстурных особенностей руд в различных участках месторождения от внешней формы рудного тела приводит к заключению, что шарообразная форма выделений скорее всего обусловлена процессом обособления хромшпинелидового вещества в жидком виде из дунитового расплава (в виде капель) подобно тому, как это происходит при процессе ликвации.

Как известно, А. П. Карпинский (1926) иначе смотрел на образование нодулярных хромитов. По его мнению, хромшпинелидовые нодули представляют собой не что иное, как «гальки», возникшие из твердых обломков

хромита при перетирании во время взрывных процессов, обусловивших вынос хромита в твердом состоянии с больших глубин. «Процесс возникновения таких хромитов,—пишет А. П. Карпинский, — происходил, очевидно, очень бурно... Все сопровождавшее хромит в его первоначальном местонахождении (дунит, перидотит, пироксениты и пр.) при этом процессе разрушено, измельчено и унесено».

Так как этот вопрос в постановке А. П. Карпинского имеет большое практическое значение (здесь имеется в виду залегание больших масс хромита на глубине), то автором на него было обращено серьезное внимание в надежде открыть более крупные залежи хромитовых руд. Однако, результаты разведок и данные изучения, как мы видели, не дают подтверждений этой гипотезе. Ниже будет дано описание не менее оригинального месторождения нодулярных руд Лачинского района в Закавказье, изучение которых еще более укрепило точку зрения автора.

Месторождение № 4. Это месторождение находится на левом берегу Глухой Балки. К моменту разведочных работ оно было в значительной мере выработано, и потому точной формы рудных тел установить не пришлось.

Можно думать, что здесь мы имели ряд неправильных столбообразных гнезд небольших размеров, прослеженных в общем до глубины 11 м. Подобные же гнезда незначительных размеров были также встречены и выработаны несколько к северу от этого пункта. Все они были приурочены исключительно к дуниту.

По химическому составу, согласно данным анализов отдельных штуфов, руды относятся к высокопроцентным. Судя по результатам пересчета анализов, хромшпинелид здесь представлен алюмохромитом.

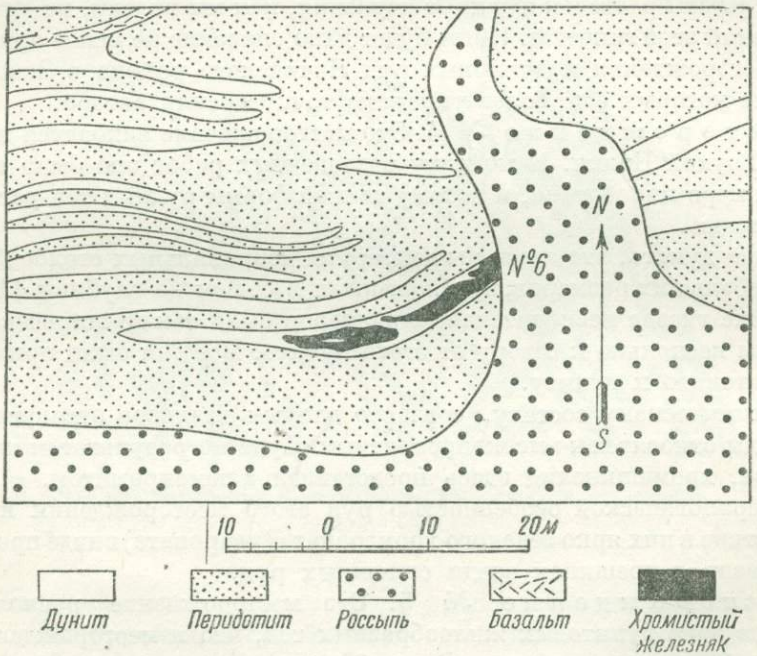
Минералогической особенностью руд этого месторождения является присутствие в них ярко зеленого хромграната (уваровита) в виде прожилков и примазок в трещинах среди сплошных руд.

Месторождение № 5. Это месторождение располагается в той же зоне дунитовых жилообразных тел, что и месторождение № 1 (см. фиг. 3), находясь на расстоянии 30 м от него к востоку. Гипсометрически выход его на дневную поверхность расположен, примерно, метров на десять ниже месторождения № 1. Оно представляет собой линзообразное или, может быть, даже столбообразное тело с неправильной формой поперечного сечения.

С восточной стороны месторождение вскрыто разрезом, который показал, что оруденение является неравномерным. Среди участков с вкрапленными рудами наблюдаются сплошные скопления хромшпинелидов. Вмещающий дунит в контакте с рудным телом карбонатизирован и имеет светложелтый цвет. Карбонатизация, несомненно, супергенного происхождения.

Руды этого месторождения не отличаются какими-либо минералогическими особенностями. Содержание окиси хрома в самом хромшпинелиде, как показало испытание на обогатимость этих руд в Ленинградском институте механической обработки руд (МЕХАНОБР), довольно высокое—49%.

В виду того что месторождения № 1 и 5 приурочены к одной и той же зоне перемежающихся между собой жилообразных тел дунита и перидотита с широтным простиранием и вертикальным падением и так как на поверхности между этими гнездами было встречено еще несколько мелких скоплений хромшпинелидов, предложено было разведать всю эту зону подземными выработками, проведя соответственно этой цели штольню. В 1931 г. проходка штольни с боковыми рассечками была осуществлена, но, к сожалению, она была задана немногим ниже разведанного горизонта. Три боковых рассечки, заданные на пространстве между двумя указанными месторождениями, рудных гнезд не встретили.

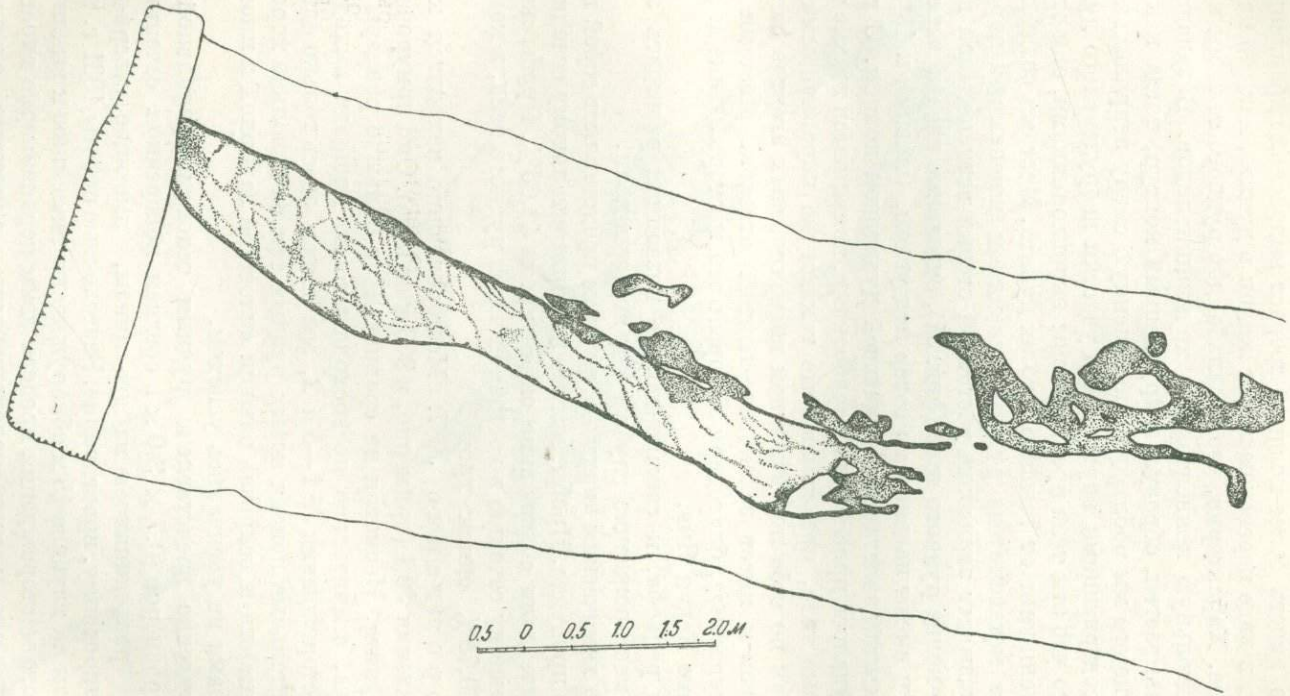


Фиг. 32. Геологическая карта района месторождения № 6

Месторождение № 6. Это месторождение, известное под названием Белая Яма, находится к западу от месторождения № 1 на расстоянии, примерно, 160—170 м. Здесь мы имеем линзообразной формы рудное тело, содержащее довольно бедную вкрапленную руду. Рудное тело вытягивается в длину в широтном направлении свыше 30 м при максимальной мощности 1.5 м.

В районе этого месторождения мы имеем целую серию жилообразных линз дунита в перидотите, вытянутых в широтном направлении и падающих на север под углом, примерно, 40°. В одной из них как раз и располагается рудное тело (фиг. 32).

Характерной особенностью руд является крупнобрекчиевидная текстура, наблюдающаяся в западной части линзы (фиг. 33). Местами совершенно



Фиг. 38. Зарисовка строения рудного тела в западной части месторождения № 6 (в плане)

ясно можно видеть более поздний возраст выделений вкрапленных хромшпинелидов в виде пересекающихся жилок в дуните, как это изображено на зарисовке. Характерно, что у зальбандов рудного тела мы наблюдаем более значительную концентрацию хромшпинелидов. В западной части тело выклинивается, образуя закругленный контур, тогда как в восточной половине его мы наблюдаем постепенную смену неправильной формы гнездами, содержащими внутри себя участки неоруденелого дунита. Несмотря на то что эти тела представлены вкрапленниками, они отделяются резкими границами от вмещающего их дунита. Местами создается явное впечатление метасоматоза рудным веществом вмещающей породы.

Как показывает зарисовка восточной стенки вертикальной выработки в восточном конце рудного тела (фиг. 34), отдельные гнезда вытягиваются с глубиной и имеют падение на север под углом, близким к 45°, т. е. согласно элементам залегания вмещающей дунитовой полосы. С глубиной, насколько удалось проследить выработками, появляются тонкие типичные жилообразные тела, представленные такими же вкрапленными рудами.

Дунит сам по себе под влиянием поверхностных агентов сильно карбонатизирован и имеет зеленовато-желтый оттенок. Местами обильны примазки магнезита, благодаря которым это месторождение и получило свое название Белая Яма.

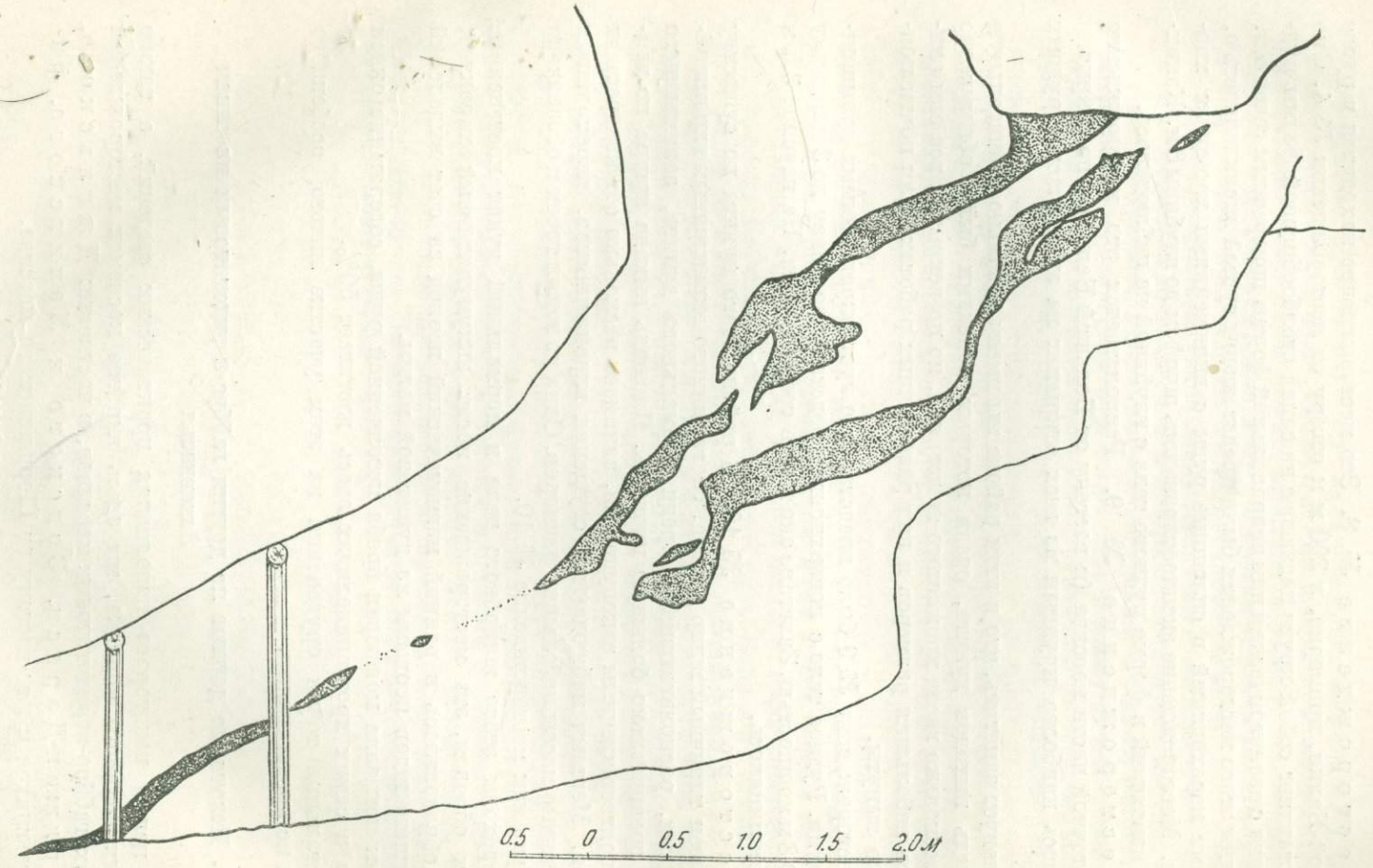
Условия рельефа, к сожалению, не позволили разведать это очень интересное месторождение глубже 4 м по вертикали.

Согласно химическим анализам, руда не представляет собой высококачественного продукта. Пробы, взятые по горизонтальному сечению линзы, в концентрате дали содержание окиси хрома 42.66%. Пробы же, взятые по вертикальному сечению в восточной части рудного тела, в концентрате показали 39.78% окиси хрома.

Месторождение № 7. Месторождение находится к востоку от месторождения № 1 (примерно, в 300 м от него). Оно приурочено также к выходу дунита. Несмотря на сравнительно большие размеры площади этого выхода, значительно превосходящего по площади выходы дунита в районе месторождения № 1—5 и 2, мы имеем здесь только одно рудное гнездо. Тщательные поиски новых рудных тел на довольно хорошо обнаженной местности и вскрыша элювия сплошной задиркой и многочисленными канавами не увенчались успехом.

Месторождение представлено рудным телом неправильной формы, небольших размеров (0.7 × 3.0 м в среднем поперечном сечении). С глубиной тело разъединилось на две линзы, имеющие северо-западное, близкое к широтному, простирание. Разведочные работы 1931 г. показали, что эти линзы на глубине 15 м обнаруживают тенденцию к выклиниванию.

Руды этого месторождения представлены неравномерно вкрапленными хромшпинелидами, иногда переходящими в сплошные скопления неправильной формы. Местами наблюдались хорошо выраженные полосчатые текстуры, причем ориентировка полос совпадала с элементами залегания рудного тела, т. е. они были вытянуты в широтном или северо-западном направлении.



Фиг. 34. Зарисовка рудных выделений вкрапленного хромита вкрест простирания рудного тела на восточной вертикальной стенке наклонной выработки в месторождении № 6

Месторождение № 8. Это месторождение находится в русле Глухой Балки, примерно, в 200 м к северу от месторождения № 4. Оно представляет собой круто падающее на запад столбообразной формы рудное тело с изометрическим или неправильной формы поперечным сечением.

Руды этого месторождения были представлены густой вкрапленностью, местами переходящей в сплошные руды с включениями хромовых хлоритов. Месторождение эксплоатировалось шурфом до глубины 8 м. Каких-либо изменений в форме рудного тела с глубиной не наблюдалось.

Месторождение № 9. Располагается это месторождение в восточной части массива (к востоку от Большой Балки) и по вскрытии казалось наиболее крупным из всех открытых на этом участке рудных гнезд.

Следует заметить, что в этом районе мы имеем довольно значительную площадь выходов дунита, среди которых поисками было обнаружено еще несколько гнезд хромистого железняка, но по вскрытии все они оказались небольших размеров и при разведочных работах были почти полностью вынуты.

Месторождение № 9 было представлено густовкрапленными хромшпинелидами. Рудное тело с поверхности представляло линзу до 3 м в длину при 0.8 м мощностью. Залегало оно также среди дунита. На глубине 3.5 м оно выклинилось.

Месторождение № 10. В районе этого пункта по существу мы имеем типичный шлир дунита, обогащенного вкрапленными хромшпинелидами, располагающийся среди нормального дунита, занимающего здесь сравнительно большую площадь. Площадь выхода шлира по данным, подтвержденным закопушками, занимает несколько сот квадратных метров. Местами наблюдаются сгущения вкрапленников, переходящих в сплошные массы небольших размеров. Одна из таких точек и обозначена на карте как месторождение № 10.

Переходы этого шлирового тела в нормальный дунит постепенны. Таким образом, это месторождение носит аккумулятивный характер, т. е. образовалось в ранний магматический период за счет выделений хромшпинелидов первыми из дунитовой магмы.

Как показала ковшевая проба истолченной руды, содержание окиси хрома в самих хромшпинелидах здесь достигает 50%.

Остальные точки оруденения на этом участке ничего особенного собой не представляли.

IV. Некоторые данные по другим габбро-перидотитовым массивам Закавказья

С целью некоторого пополнения практических сведений, а также данных научного порядка, мы здесь вкратце коснемся месторождений других габбро-перидотитовых массивов, в частности: Джильского, Бабаджан-Дараси, Зодского и Лачинского, располагающихся к юго-востоку от Шорджинского массива.

В районах Джильском и Бабаджан-Дараси в 1930 г. были произведены лишь геологические рекогносцировки. Насколько удалось выяснить, наибольшего внимания в разведочном отношении заслуживает Джильский район, менее интересны участки Чатын-Дараси и Кочкоранский (в районе Бабаджан-Дараси).

На этих участках частично были поставлены поисковые работы.

На основании произведенных поверхностных работ картина распределения и условия залегания месторождений, а также формы, размеры рудных тел, текстура руд и прочие признаки ничем существенным не отличаются от описанных выше для Шорджинского массива. Некоторое исключение, может быть, составляет Джильское жилообразное месторождение № 1, названное Большой Жилой.

Рудное тело этого месторождения представляет собой нечто в роде сложной жилы, содержащей преимущественно вкрапленные руды. По простиранию оно с перерывами прослежено свыше 70 м. Общая мощность этого жилообразного тела, состоящего из серии тонких, сравнительно редко расположенных прожилков вкрапленного и сплошного хромита, колеблется от 0.5 до 1.5 м. Падение крутое, почти вертикальное.

Штуфные пробы густовкрапленной руды дали содержание окиси хрома в одном случае 32.5%, в другом 22.13%. Если доверяться этим, по существу случайным анализам, то руда Большой Жилы должна быть отнесена к низкосортным, требующим обогащения.

Возле этого месторождения поисковыми работами был обнаружен ряд гнезд различных форм (числом до 10). Все они были приурочены к тому же дунитовому участку, располагаясь в нем без каких-либо закономерностей в пространстве.

Разведки 1931 г. в этом районе не дали особо существенных результатов в отношении запасов руд. Но зато было изучено довольно интересное месторождение сильнометаморфизованных руд, так называемое Ефимовское. Метаморфизм этих руд связан с процессом серпентинизации и проявлен в самых различных стадиях (см. фиг. 20 и 21), и, как уже выше было указано, хромшпинелидовое вещество приобрело при этом магнитные свойства. Интересно привести здесь данные химического анализа такой метаморфизованной руды:

	Вес. %
SiO_2	19.43
Al_2O_3	14.48
Cr_2O_3	19.24
Fe_2O_3	9.04
FeO	5.65
MgO	19.63
Потери при прокал. Не опред.	
Сумма . .	89.47

В этих данных бросается в глаза низкое содержание окиси хрома и, наоборот, значительное содержание глинозема. Железо присутствует

в виде как закиси, так и окиси. Это обстоятельство и обусловливает магнитные свойства новообразований, возникших при серпентинизации.

В районе Чатын-Дараси среди дунитовых выходов на крутом склоне встречено также несколько, правда незначительных по размерам, гнезд хромита.

На Кочкоранском участке (район Бабаджан-Дараси) еще раньше были подвергнуты эксплоатации два гнезда небольших размеров, представленные сплошными рудами. Руда привлекает внимание своим массивным видом, однако, как показали химические анализы штуфных проб, содержание окиси хрома в ней невысокое: 35.9, 34.78, 34.6%, при незначительном содержании кремнезема (около 3%). Судя по анализу Рудоэкспорта, хромшпинелид содержит значительное количество глинозема (25.7%) и с точки зрения минерального вида хромшпинелид, скорее всего, должен быть отнесен к алюмохромиту.

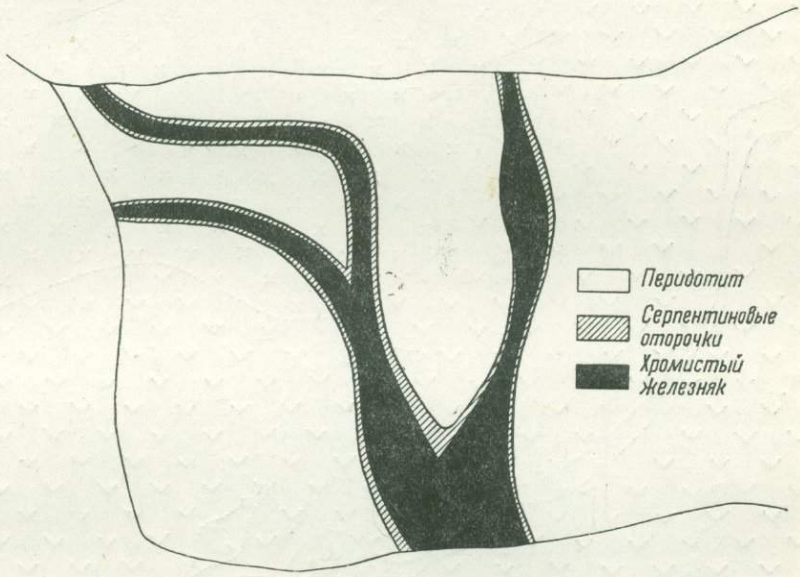
Следует отметить одну, редко наблюдавшуюся вообще, геологическую особенность этого месторождения. В северо-западной части южного гнезда при выклинивании рудного тела, залегающего среди перидотита(?), можно было наблюдать около жилообразных отпрысков оторочки раннего по возрасту хлорито-серпентинового аггрегата (фиг. 35), отличающегося темнозеленой окраской. Границы этих оторочек, с легко выветривающимся серпентинизированным перидотитом(?), резки. Под микроскопом местами можно отчетливо видеть, что хлорит и серпентин развились псевдоморфно по оливину и пироксену. Из других минералов, кроме хлорита и серпентина, мы здесь наблюдаем также редкие сульфиды.

Подобного рода картины автором хорошо изучены в Н.-Тагильском дунитовом массиве, где серпентиновые оторочки вокруг скоплений хромшпинелидов приходилось встречать даже среди свежего дунита. Изучение условий их образования убедило автора в том, что эти серпентиновые оторочки являются результатом проявления гидротермальной фазы, явившейся заключительным моментом самого процесса рудообразования.

Общая картина морфологических особенностей и взаимоотношений нашего рудного тела с вмещающей породой такова, что создается впечатление о незначительной разнице во времени затвердевания рудного тела и вмещающей породы. Отсутствие прямолинейных рудных прожилков, характерных для тех случаев, когда внедрение рудной массы происходит вдоль трещин в уже совершенно застывшей породе, отсутствие явлений метасоматоза рудным веществом боковой породы говорят за то, что хромитовые отпрыски от главного тела внедрялись в еще не совсем застывший перидотит. Однако, с несомненностью можно утверждать, что рудная масса начала кристаллизоваться позднее, нежели вмещающие породы. Об этом свидетельствует частичный ксеноморфизм рудных зерен по отношению к силикатам граничащей с рудными прожилками боковой породы. Таким образом, это месторождение по своим особенностям довольно близко напоминает фузивный тип месторождений. Остается лишь пожалеть, что химический состав хромшпинелидов, слагающих этот тип руд, остался ближе неизученным.

Что же касается момента образования хлорито-серпентиновых оторочек, то они хотя и возникли в генетической связи с рудной массой, но, несомненно, в более позднее время, когда температура понизилась настолько, что могли образоваться уже водные растворы (т. е. в гидротермальную фазу процесса).

В районах более южных (Саданахачский и Зодский) геологических рекогносцировок в 1930 г. произведено не было.



Фиг. 35. Зарисовка стенки забоя с деталями взаимоотношений хромитовых отпрысков с перидотитом на Кочкоранском месторождении

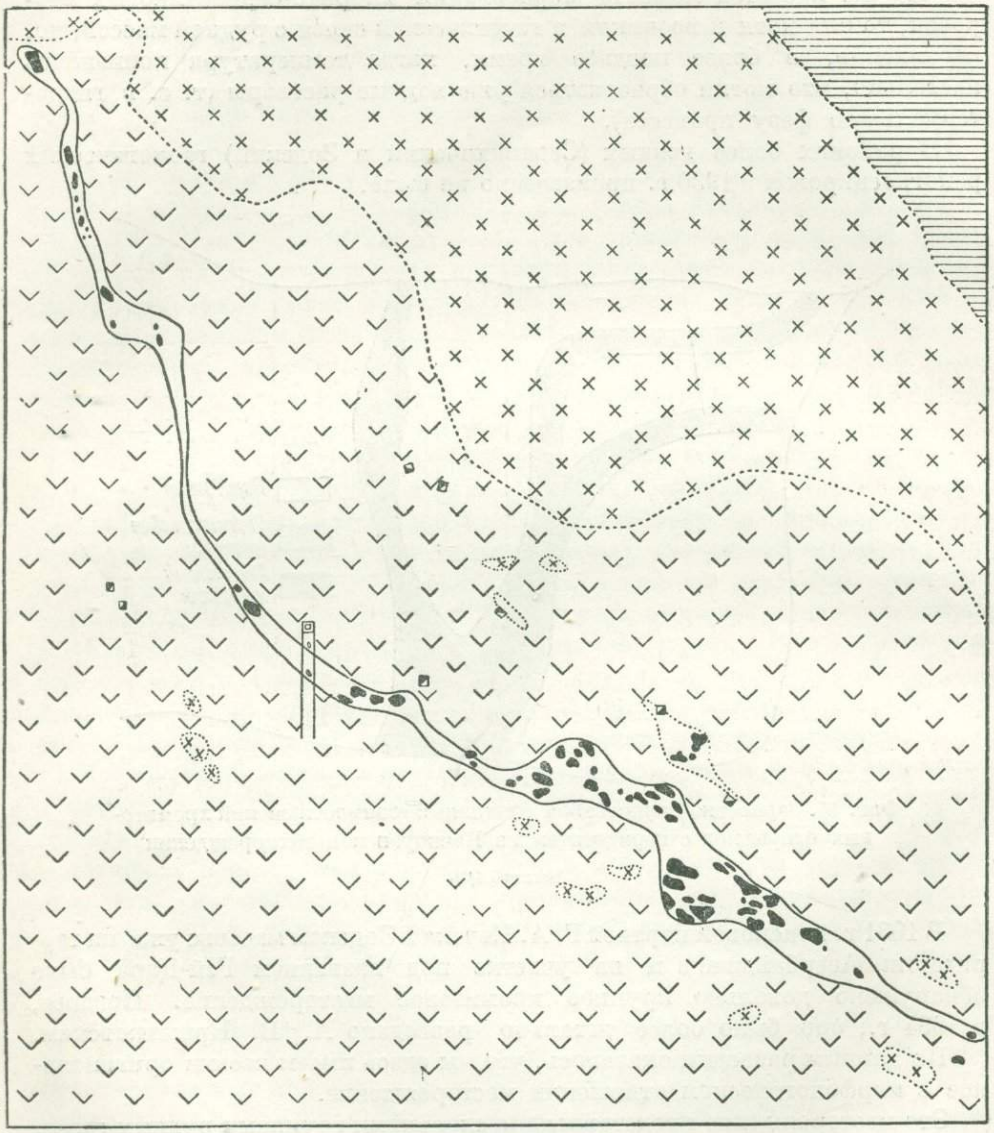
Масштаб 1/15

В 1931 г. поисковой партией Г. А. Кечека в Зодском массиве уже на территории Азербайджана и на участке под названием Гей-Дара было обнаружено довольно крупное хромитовое месторождение. Позднее, в 1934 г., оно было более детально разведано А. В. Кржечковским.

По данным разведки оказалось, что мы здесь имеем весьма оригинальное в морфологическом отношении месторождение.

Это месторождение представлено несколькими группами рудных гнезд, в основном приуроченных к дунитовым участкам, вытянутым в плане в длинную полосу северо-западного простирания (фиг. 36).

Особенно интересна в научном отношении одна из групп (№ 2), расположенных в северо-западном конце месторождения. Здесь мы имеем цепь небольших рудных тел, спорадически располагающихся, но в общем следующих друг за другом в одном направлении, согласно вытянутости всей рудоносной полосы. Весьма характерной особенностью большинства этих тел являются их сфероидальные формы, причем размеры сфероидов достигают 20—40 см (фиг. 37), а местами даже 1 м и более в поперечнике.



Фиг. 36. План месторождения Гей-Дара

масштаб 1/1000. Квадрат ориентирован по магнитному меридиану. По А. Б. Кржечковскому

Автор во время посещения этого месторождения с целью консультации геолого-разведочных работ сразу же обратил внимание на необычные морфологические особенности этого месторождения и при вскрытии карьером северо-западного участка, без сомнения, убедился в том, что подобные шарообразные тела залегают в коренном серпентинизированном дуните и создают впечатление гигантских нодулей сплошного железняка

Фиг. 37. Фотография одного из сфероидальных тел хромистого железняка в отвале (по А. А. Луйку)

с резкими границами. Любопытно, что на ряду с ними встречаются и мелкие, неправильной или линзообразной формы, тела такого же на вид хромистого железняка.

Затем интересна самая юго-восточная часть рудоносной полосы. Здесь на поверхности обнажается до 40 отдельных скученных гнезд хромистого железняка, размерами до 2—5 м в поперечнике. Общее расположение их в плане таково, что создается впечатление большой рудоносной линзы дунита до 80 м в длину, при мощности от 5 до 15 м. Подземные разведки показали, что эта линза имеет довольно пологое падение на северо-восток (под углом 30—40°). Форма отдельных гнезд не одинакова: здесь встречаются не совсем правильные, но в общем изометрические по форме тела, иногда линзообразные, реже эллипсоидальные, сфероидальные.

Зарисовка месторождения в плане поразительно напоминает гигантскую нодулярную текстуру. По всей вероятности, это месторождение имеет тот же генезис, что и нодулярные руды месторождения № 3

в Шорджинском массиве, т. е. образование отдельных тел можно объяснить как результат обособления из дунитового расплава жидких хромшпинелидовых скоплений, подобно процессу ликвации, т. е. разделения на две, не смешивающиеся между собой, жидкости.

По химическому составу хромшпинелиды этого месторождения, как показывают анализы, относятся к магнохромиту (Mg, Fe) Cr_2O_4. Соотношение окиси хрома к закиси железа очень высокое: 3.5—4. Из других минералов, кроме серпентина и антигорита, мы здесь имеем довольно значительное развитие хлоритов и хромдиопсида. В некоторых гнездах особенно последний бывает развит в довольно значительных количествах, часто выделяясь между кристаллическими зернами хромшпинелидов, а в самом крупном гнезде в юго-восточной части месторождения—вдоль пересекающихся трещин в сплошной хромшпинелидовой массе, что свидетельствует о более позднем моменте его выделений.

Таблица 8

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Сумма молек. колич.
SiO_2	53.58	893	
TiO_2	Нет	—	
Cr_2O_3	7.70	050	874
Al_2O_3	1.19	011	
Fe_2O_3	1.61	010	
MnO	Нет	—	
CaO	14.17	253	
MgO	22.03	550	
Сумма . .	100.28	—	—

Имеется полный химический анализ этого минерала (см. табл. 8), произведенный в Химической лаборатории ЦНИГРИ Э. В. Книпович и любезно предоставленный А. В. Кржечковским в распоряжение автора. Данные табл. 8 характеризуют состав хромдиопсида.

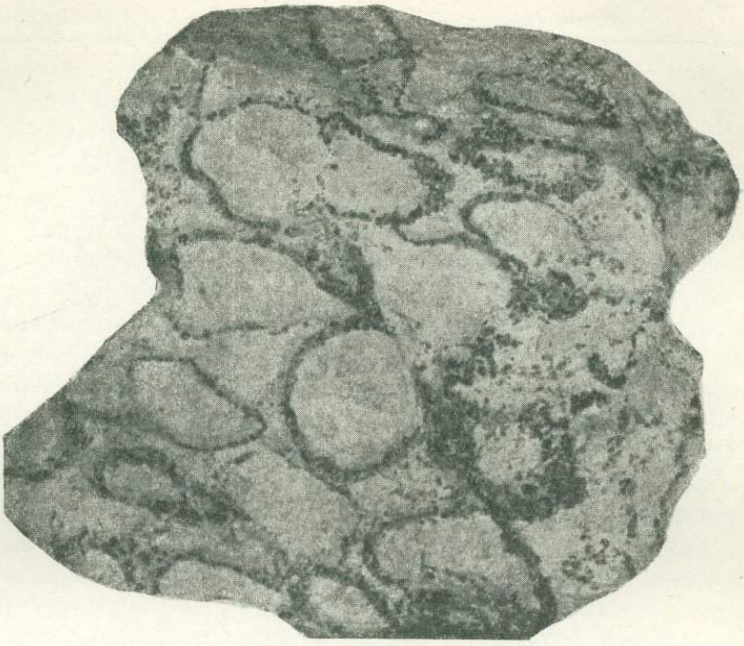
Из данных анализа бросается в глаза сравнительно высокое содержание окиси хрома. С другой стороны, содержание MgO резко преобладает над CaO.

Оптическое изучение этого минерала показало, что мы имеем дело с частичной амфиболитизацией пироксена.

В 1935 г. той же партией А. В. Кржечковского были открыты на территории Нагорного Карабаха в Лачинском районе месторождения еще более оригинальных нодулярных хромитовых руд, до сих пор еще никем не описанные в литературе.

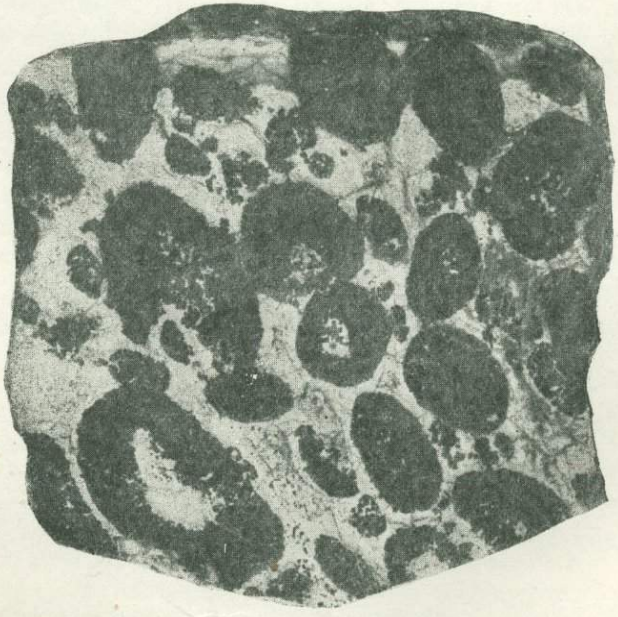
Скопления шароподобных хромшпинелидовых образований, имеющих в поперечнике от 1 до 3 и более сантиметров, залегают среди слабосерпентинизированной дунитовой массы в виде небольших гнезд.

Образцы этих руд для изучения были переданы автору. Самой интересной особенностью их является наличие дунитового ядра в центрах шароподобных рудных образований. Благодаря этому на пришлифованной плоскости хромшпинелидовые плоскости имеют вид колец или как бы «пустотелых» шаров и общий рисунок текстуры такой руды очень напоминает рисунок шкуры леопарда.



Фиг. 38. «Кольцеобразные» выделения хромшпинелидов в слабосерпентинизированном дуните

Снято с непришлифованного штуфа. Месторождение Ипяг в Лачинском районе. Увелич. 1.5



Фиг. 39. «Кольцеобразные» нодули хромита с толстыми стенками на ряду с типичными нодулями

Снято с пришлифованного штуфа. Месторождение Ипяг. Увелич. 1.5

Любопытно, что толщина стенок «колец» в разных штуфах варирует от 1 до 5—6 мм. Мало того, как показала систематическая серийная распиловка этих образцов на ряд параллельных пластин, вместе с «пустотелыми» шарами встречаются типичные нодули, совершенно не содержащие дунитовых ядер, или вместо них наблюдаются ядра вкрапленных хромшпинелидов. Таким образом, мы имеем все переходы от типичных массивных нодулей к кольцеобразным формам выделений с тонкими стенками.

Обратимся к приведенным иллюстрациям. На фиг. 38 изображена фотография непришлифованного штуфа [1] с кольцеобразными выделениями хромшпинелидов. Несмотря на неровную поверхность штуфа и маскирующие картину налеты карбонатов и гидроокислов железа, все же довольно отчетливо видны кольцеобразные формы выделений хромшпинелидов с тонкими стенками. На ряду с правильной формой колец наблюдаются менее совершенные формы, а местами лишь скопления вкрапленных рудных зерен. Исследование прозрачных шлифов под микроскопом показывает сравнительную свежесть дунита как внутри «колец», так и между ними. Оптические константы оливина не отличаются чем-либо особенным (2V- от 86 до +89; Ng—Np = 0.040—0.038). Интересно отметить, что с внутренней стороны к хромшпинелидовым «кольцам» примыкает местами тонкая каемка, состоящая из аггрегата мелких зерен моноклинного пироксена с большим углом погасания (54—56°) и хлорита.

На фиг. 39 показана фотография полированной поверхности штуфа, на которой мы наблюдаем сочетание обычной формы хромшпинелидовых нодулей с «пустотелыми». При этом можно проследить все переходные разности между ними. В одних нодулях можно наблюдать редкую вкрапленность в центральных частях серпентинизированного оливина, в других нодулях содержание оливина настолько увеличивается, что создается впечатление уже силикатного ядра внутри хромшпинелидовых шариков. И, наконец, появляются кольцевые сечения нодулей более крупных размеров по сравнению с остальными.

Весьма показателен факт, зафиксированный на фотографии (фиг. 40). Вверху снимка видна часть жилы крупнокристаллического пироксенита,[2] рассекающей рудное тело. Примыкающие к контакту нодули срезаны плоскостью трещины, вдоль которой выделился пироксенит. Это говорит о том, что нодули образовались в более раннюю магматическую фазу. Любопытно, что со стороны дунита вдоль контакта с пироксеновой жилой образовались тонкие оторочки темнозеленого, трудно выветривающегося, плотного серпентина, такого же точно характера, как это наблюдается иногда вокруг хромшпинелидовых скоплений, речь о которых шла выше. Насколько можно судить по реликтовой структуре серпентиновых оторочек, они образовались за счет дунита, по всей вероятности, при выделении паров

[1] Пришлифовке образец не был подвергнут лишь из боязни потерять резкость рисунка, так как желто-бурая корка выветривания в штуфе очень небольшой мощности.

[2] Пироксен представлен диопсидом. Изредка среди диопсидового аггрегата можно наблюдать реликты оливиновых зерен.

воды из жильной массы после момента ее затвердения. Геологические наблюдения над условиями залегания таких крупнокристаллических пироксенитов среди перидотитов и дунитов в виде жил позволяют принимать их за пегматитовые образования ультраосновной магмы.

Изображенные на фиг. 40 «кольцеобразные» нодули отличаются крупными размерами. Местами они сплюснуты и даже разорваны. Макроскопическое рассматривание в косом, отраженном, свете полированной поверхности хромшпинелидовых выделений убеждает в том, что они состоят из аллотриоморфного аггрегата хромшпинелидовых зерен, [1] иногда обнаруживающих слабую тенденцию к радиальной вытянутости.

Уже на предыдущих фотографиях можно было заметить, что наружная граница кольцеобразных выделений сравнительно ровная и резкая, но зато граница с внутренним ядром дунита неотчетлива, местами мы наблюдаем постепенный переход во вкрапленность хромшпинелидов. На фиг. 41 приведена микрофотография части подобного «кольца». Как видим, под микроскопом мы имеем аналогичную же картину, причем хромшпинелиды на внутренней стороне обнаруживают или частичный ксеноморфизм или в виде мелких идиоморфных зернышек располагаются по периферии оливиновых зерен, кстати сказать здесь слабосерпентинизированных. Между зернами хромшпинелидов в сплошном аггрегате обильны выделения хлорита, пироксена (повидимому, хромдиопсида) и, местами, микроскопически мелких зерен сульфидов.

Все эти минералы проявляют явный ксеноморфизм по отношению к хромшпинелидовым зернам. Любопытно, что оливин (вернее, хризотил) в псевдоморфозах по нему внутри рудных аггрегатов имеет также ксеноморфные формы. То же самое относится и к тем случаям, когда внутри рудных нодулей мы имеем ядра или участки вкрапленных хромшпинелидов.

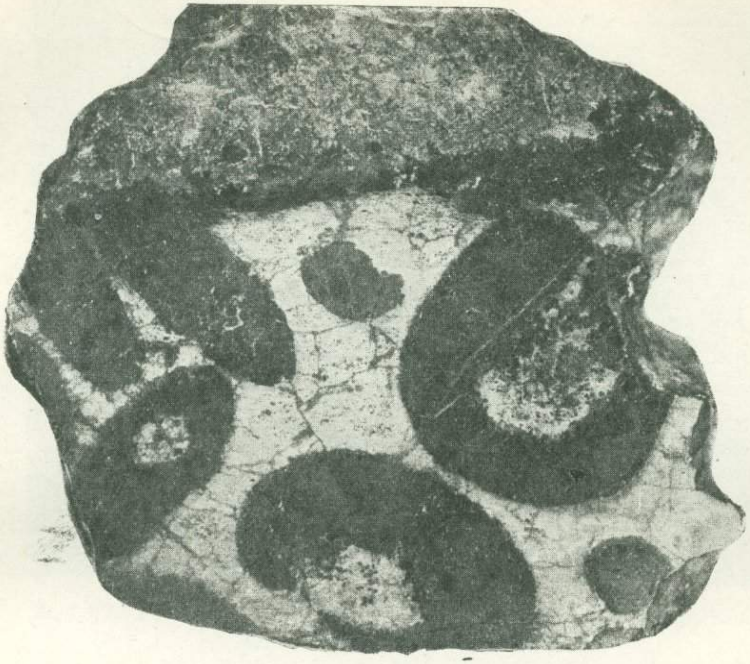
Внимательное изучение наружной границы сфероидальных образований в большинстве случаев заставляет убедиться в том, что межнодулярная дунитовая масса успела раскристаллизоваться раньше, чем масса, слагающая нодули. Можно было наблюдать несомненные ксеноморфные очертания хромшпинелидовых зерен по отношению к оливиновым зернам вмещающей породы, часто слабосерпентинизированным.

Иногда вокруг отдельных нодулей располагается тонкое серпентиновое «кольцо». Под микроскопом при скрещенных николях видно, что серпентин этого кольца образовался за счет оливина и, повидимому, в одну фазу минерализации вместе с хлоритом.

На текстурные особенности нодулярных руд некоторый отпечаток накладывают также трещины (параллельные или пересекающиеся), выполненные серпентином. Более отчетливо они проявлены среди рудных выделений (фиг. 42).

Серпентин этих прожилков по своему возрасту скорее всего должен быть отнесен к моменту общей серпентинизации породы. Прожилки его

[1] Об этом можно судить по разной степени отсвечиваемости различно ориентированных зерен.

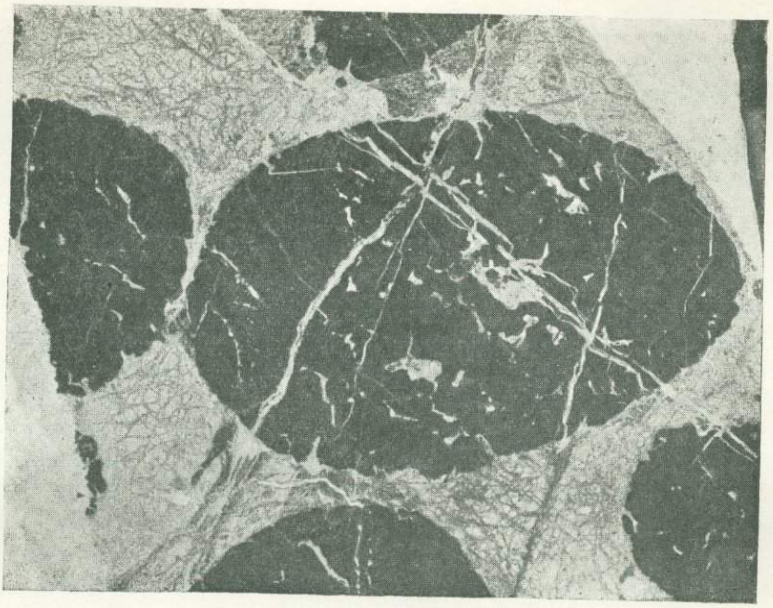


Фиг. 40. Крупные «кольцеобразные» выделения хромшпинелидов

В дунитовых ядрах наблюдаются вкрапленые рудные зерна.
Вверху снимка виден контакт жилы крупнокристаллического пироксенита, секущего рудное тело. Нодули в контакте с ним срезаны по прямой линии. Видна оторочка темно-зеленого серпентина (на фотографии в виде темной полосы). Снято с пришлифованной поверхности штуфа. Месторождение Ипяг. Увелич. 1.5

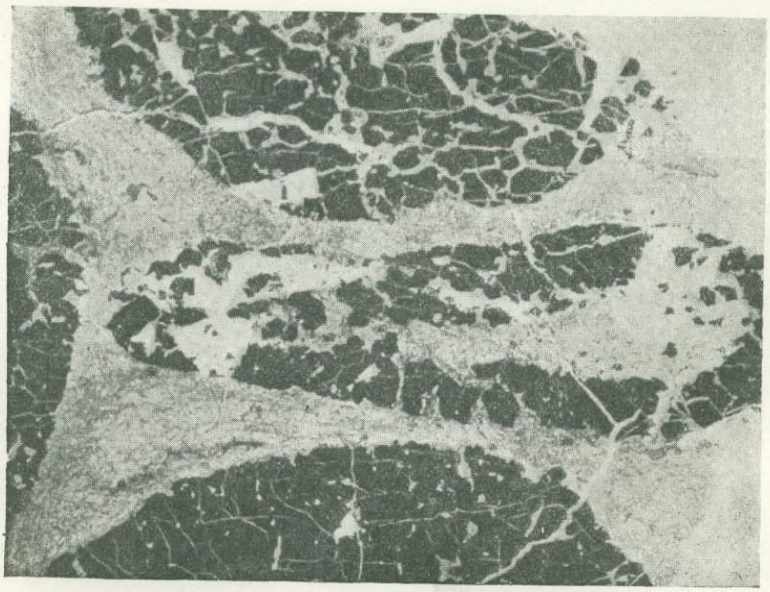
Фиг. 41. Микрофотография прозрачного шлифа из «пустотелого» шарика

Внешняя граница хромитового «кольца» имеет резкие очертания, внутренняя же носит расплывчатый характер. Увелич. 10



Фиг. 42. Типичные нодулярные выделения хромшпинелидов в серпентинизированном дуните

Прожилки, рассекающие нодули, представлены серпентином. Снято в проходящем свете. Месторождение Ицяг. Увелич. 10



Фиг. 43. Сплющенные «кольцеобразные» нодули хромшпинелидов

Снято в проходящем свете. Месторождение Ицяг. Увелич. 10

явно пересекают темнозеленые серпентиновые «кольца», располагающиеся вокруг сфероидальных хромшпинелидовых образований.

К этому следует добавить, что в межнодулярном пространстве мы имеем совершенно нормальную структуру дунита. Какие-либо намеки на брекчиевое строение породы отсутствуют.

На фиг. 43 изображена еще одна фотография прозрачного шлифа, приготовленного (правда, не совсем удачно) также из образца с нодулярными образованиями, среди которых попадаются сплющенные пустотелые нодули. Изучение шлифа под микроскопом также заставляет убедиться в том, что, несмотря на кажущуюся макроскопически, как бы эпигенетическую деформацию нодулей, все же уплощенная форма нодулей возникла, по всей вероятности, еще до момента затвердевания.

Таким образом, в конце концов, создается общее впечатление о том, что как типичные нодулярные образования, так и «пустотелые» шарики хромшпинелидов возникли при одних и тех же условиях. По всей вероятности, мы имеем дело с ликвацией остаточного расплава, т. е. с обособлением из него каплеобразных рудных выделений. В состав последних, повидимому, входило также некоторое количество растворенной силикатной части. Рудные обособления, содержавшие в себе летучие компоненты, закристаллизовались позднее, нежели межнодулярная дунитовая масса. Этим можно объяснить резкие внешние границы нодулярных образований.

В силу каких-то, пока не выясненных, причин в тех рудных обособлениях, в составе которых участвовала силикатная часть, хромшпинелиды выделялись по периферии. Правда, не во всех штуфах мы наблюдаем периферическую локализацию хромшпинелидов в этих обособлениях. Иногда, наоборот, мы имеем равномерно распределенные вкрапленные зерна, пространство между которыми занято хризотилом (по оливину), и лишь общий характер их расположения рудных зерен напоминает нодулярные формы. Тот факт, что в последних случаях почти не встречается выделений хлоритов и сульфидов, может быть, говорит за то, что разделение обособившихся каплеобразных выделений на хромшпинелидовую и силикатную части обусловлено большим количеством сосредоточившихся в них минерализаторов.

Толщина стенок рудных «колец», колеблющаяся в широких пределах, по всей видимости, зависит от количества хромовых соединений, входивших в состав каплеобразных обособлений.

А. В. Кржечковским с помощью гидравлического классификатора была выделена хромшпинелидовая фракция из нодулярных руд из различных месторождений Ипягского района.

Химические анализы этих фракций, произведенные в лаборатории ЦНИГРИ, сведены в табл. 9.

При рассматривании этой таблицы удивляет почти полное тождество химического состава хромшпинелидов, взятых из различных мест района.

По своему составу, согласно классификации А. К. Болдырева, все они относятся к хромпикотиту: $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$.

Таковы данные, к которым привело изучение этих весьма своеобразных руд Ипягских месторождений Лачинского района в Нагорном Карабахе.

Таким образом, месторождения хромистых железняков в закавказских перидотитовых массивах, несмотря на то что в основной своей массе они

Таблица 9

Компоненты	1			2			3		
	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.
SiO_2	1.44	023	—	1.59	027	—	1.89	032	—
TiO_2	0.25	003	—	0.25	003	—	0.17	002	—
Cr_2O_3	50.50	332	332	50.65	333	333	48.53	319	319
Al_2O_3	15.00	147	147	14.82	145	145	16.99	167	167
Fe_2O_3	7.68	048	046	5.97	037	035	6.33	039	038
FeO	10.00	139	136	9.62	133	130	10.07	140	138
MgO	14.77	368	353	16.91	422	400	15.24	380	351
MnO	0.24	003	003	0.43	006	006	0.34	004	004
Сумма . .	99.88	—	—	100.24	—	—	99.56	—	—
R_2O_3:RO .	—	—	1.06:1	—	—	9.6:1[1]	—	—	1.05:1

ничем существенным не отличаются от большинства уральских месторождений, все же, как показало более детальное их изучение, характеризуются рядом интересных особенностей.

Правда, следует сказать, что до последних лет вопросам деталей геологии хромитовых месторождений Урала уделялось далеко не достаточное внимание, если не считать работ П. М. Идкина по детальному изучению Ключевских месторождений и работ автора, изучавшего платиноносные хромистые железняки в Н.-Тагильском дунитовом массиве. Надо думать, что особенности хромитовых месторождений, подмеченные в Закавказье, найдут свое подтверждение и на примерах уральских месторождений, как это уже имеет место для некоторых районов, в частности, в районе Халиловского хромитоносного перидотитового массива.

V. Вопрос о платиноносности закавказских перидотитовых массивов[2]

В 1930 г. автором были произведены также поисково-разведочные работы на платину.

Поводом к поискам платины в этом районе послужил факт обнаружения автором видимой платины при микроскопическом исследовании одного

[1] Не исключена возможность того, что в данные химического анализа при определении магнезии вкралась ошибка.

[2] Более подробно см. в специальной работе автора по этому вопросу (А. Г. Бетехтин, 1932).

из образцов сильносерпентинизированного дунита (из коллекции покойного С. Е. Айвазова), факт подтвержденный и химическим анализом части этого образца. Образец принадлежит Шорджинскому массиву ультраосновных пород. Точного места взятия образца не было известно. Начатые в этом направлении исследования по существу прекратились с 1925 г., если не считать производства нескольких десятков анализов на платину в 1926 г. из образцов коллекции К. Н. Паффенгольца, собранной среди тех же массивов ультраосновных пород по северо-восточному берегу оз. Гокча.

В 1930 г. на ряду с геологическими обследованиями была проделана довольно большая работа по опробованию элювиальных отложений с помощью промывки в ковше или на шлюзах. В виду особой важности вопроса эти работы были поставлены с надлежащей тщательностью. По линии Союззолото Н.-Тагильским золото-платиновым приисковым управлением в распоряжение автора был специально откомандирован на эти работы опытный доводчик.

Как уже было указано выше, в Шорджинском массиве мы имеем дело по преимуществу с перидотитовыми породами, среди которых встречаются участки, занятые дунитом. Таким образом, по геологическому строению Шорджинский массив значительно отличается от собственно платиновых массивов Урала и, наоборот, скорее приближается к массивам ультраосновных пород, не содержащих в себе промышленных месторождений платины.

Переходя к характеристике россыпей, нужно заметить, что склоны, будучи лишены какой бы то ни было растительности, покрыты большей частью каменной осыпью, среди которой нередко встречаются выходы коренных пород в виде скалистых обнажений. Часто даже на дне логов наблюдаются сглаженнные выходы коренных пород. Таким образом, типичных элювиальных россыпей, в которых могли бы быть сконцентрированы отложения платиновых металлов, здесь нет.

Лишь немногочисленные участки массива с этой точки зрения могли бы быть предметом опробования. Однако, тщательное ковшевое опробование во всех этих пунктах показало отсутствие платины и незначительное содержание шлиха, что опять-таки подтверждает, что эти отложения не представляют собой типичных элювиальных россыпей. В некоторых местах среди этих отложений были пробиты шурфы до коренной породы и вся добытая порода промыта на шлюзке. Результаты оказались тоже отрицательными.

Кроме элювиальных россыпей, особое внимание было обращено также на долинные каменные россыпи (фиг. 44) и на те выносы с перидотитового массива, которые к югу от него слагают довольно широкую долину (фиг.45). Здесь был заложен ряд шурфов, часть которых удалось пробить до коренной породы, главным образом вблизи перидотитового массива. Оказалось, что отложения рыхлого материала здесь довольно значительны. Например, шурф № 1, заложенный ниже дороги, был пройден до глубины 16 м, причем до конца пробить его, за отсутствием водоотливных устройств, не

удалось. Таким образом, мощность отложений в этой долине измеряется, видимо, десятками метров.

Так как нигде не было замечено признаков перемыва этих накоплений, обусловливающего концентрацию тяжелых металлов, то, естественно, трудно ждать промышленных месторождений платины, по крайней мере вблизи перидотитового массива. Что же касается более удаленной к югу части долины, то вопрос о платиноносности ее может быть разрешен только с помощью бурения, так как мощность наносов, с одной стороны, и водоносность, с другой, — здесь должны быть довольно значительными.

Все же из пробитых шурфов было промыто на шлюзковых устройствах породы 245 т. Из числа 23 заложенных шурфов удалось пробить до коренной породы 11, т. е. около 50%, причем самый глубокий из добитых до конца достигал 9.60 м. Результаты промывки оказались отрицательными. Лишь при промывке породы из шурфа № 9 были обнаружены признаки платины в виде двух мелких зерен. Черные шлихи присутствуют всюду, правда в небольшом количестве для большинства случаев.

Таким образом, определенно установлено, что элювиальные отложения (там, где они есть) и делювиальные выносы у самого перидотитового массива практически металла не содержат. Не вполне ясен лишь вопрос о платиноносности отложений в центральной части долины. Можно лишь утверждать, что верхняя часть отложений, по крайней мере до глубины 16 м (насколько удалось пройти шурфами), платины не содержит. Что же касается нижней части этих отложений, то, как указано, без бурения вопрос о платиноносности их решить нельзя. Судя по характеру денудационных процессов, совершающихся в этом районе, трудно ожидать здесь промышленной россыпи, но в случае ее обнаружения в этой, хотя и небольшой, долине возникал бы вопрос о разведке береговых россыпей оз. Гокча.

Как показали геологические рекогносцировки в районы других перидотитовых массивов, расположенных к юго-востоку от Шорджинского массива, аналогичные описанным отложения имеются в районе Джильского массива, находящегося в 18 км от с. Надеждино у самого берега оз. Гокча. Недостаток времени и средств, к сожалению, не позволил произвести детального опробования этих отложений. Ковшевое же опробование было проведено, но не дало положительных результатов.

Вопрос о коренных месторождениях платины в Шорджинском массиве остается пока открытым, так как ,по опыту работ на уральских коренных месторождениях платины, необходима обработка больших валовых проб, весом до 7 т, на обогатительной фабрике. Для обогащения вкрапленных хромитовых руд в этом районе предполагается поставить передвижную обогатительную фабрику, которая могла бы обслужить и месторождения других перидотитовых массивов, тяготеющих к оз. Гокча. При заказе этой фабрики необходимо было бы предусмотреть также улавливающие приборы для платины, и тогда возможность выяснения этого вопроса практическим путем представится сама собой.

Фиг. 44. Разрез россыпи в устье Глухой Балки

Сверху она прикрыта слоем валунов

Фиг. 45. Вид с перидотитового массива на оз. Севан

Выносы каменного материала в котловину, расположенную к югу от массива. Видны многочисленные сухие ручьевые русла

VI. Промышленная характеристика хромитовых месторождений Закавказья

За последние годы в Закавказье велись геолого-поисковые работы в ряде районов на протяжении зоны ультраосновных пород, имеющих выходы как на территории Армении, так и на территории Азербайджана и Нагорного Карабаха. Основным содержанием этих работ являлись детальные поиски месторождений хромистого железняка с целью установления наиболее интересных в экономическом отношении рудоносных точек в этих районах.

На данный момент с достаточной степенью уверенности можно говорить о следующих пунктах, интересных с экономической точки зрения:

1. Район месторождений, тяготеющих непосредственно к оз. Гокча: массивы — описанный нами Шорджинский, Джильский, Бабаджанский и, может быть, Саданахачский, детально до сих пор еще не обследованный.

В транспортном отношении этот район удобнее всего связан с г. Ереван: озером 30—40 км до сел. Еленовки, оттуда 66 км шоссейной дорогой до г. Ереван. Следует добавить, что в настоящее время строится железная дорога Ереван — Акстафа, которая пройдет и через сел. Еленовку.

2. Район месторождений, тяготеющих к р. Тертер и ее бассейну (на территории Азербайджана). Здесь мы имеем довольно большие выходы массива ультраосновных пород, к которому на левобережной части приурочено сравнительно крупное месторождение высококачественных сплошных руд под названием Гей-Дара (пока частично разведанные запасы составляют около 12 тыс. т), затем ряд мелких месторождений в этом районе и на правобрежье ряд только что открытых рудоносных точек: Джомарт, Кязимбина, Б.-Абдулла-Ушаги и др.

Этот район от г. Ереван, по существу, является отрезанным Конгуро-Алангезским хребтом довольно высоких гор. В 1935 г., по инициативе местных властей, успешно проложена шоссейная дорога от г. Кяльбаджара по направлению к г. Тертер, соединенному шоссейной дорогой со ст. Евлах (Тбилиси-Бакинской ж. д.). Общее расстояние от района хромитовых точек до г. Евлаха составит 110—130 км, т. е. вдвое меньше расстояния этих точек до г. Ереван.

3. Район месторождений, тяготеющих к шоссе у г. Абдаляра (Г. Лачина), идущему также по направлению к железнодорожной станции Евлах через гг. Шуша, Степанакерт. Здесь имеются пока мало изученные месторождения в районе сел. Ипяг.

Таким образом, месторождения Шорджинского массива принадлежат к Ереванскому узлу и являются наиболее близким к нему пунктом Гокчинского района.

Для того чтобы уверенно судить о возможных перспективах месторождений этого массива, мы не располагаем достаточными данными. После поисково-разведочных работ 1930 г. на этом массиве, как было указано во «Введении», работы разведочного характера в очень небольшом объеме продолжались лишь в 1932 г.

В результате этих работ выяснилось, что наибольшего внимания заслуживают участки района месторождений № 1 и 5, а также района № 2. Закономерности в условиях залегания рудных тел позволяют допускать встречи в этих участках и слепых рудных тел. Однако, масштаб отдельных рудных тел здесь не настолько велик, чтобы можно было вести детальные разведки в более крупных размерах. Наиболее целесообразным явится, как это имеет место в практике разработки мелких гнезд на Урале, разведка с попутной эксплоатацией рудных тел. В случае выявления более крупного масштаба месторождения никогда не поздно будет развить параллельно так называемые эксплоатационные разведки.

Во всяком случае, на данный момент разведанные запасы руд не велики. По подсчетам Г. А. Кечека, в районе месторождений № 1 и 5 мы имеем 2930 т преимущественно сплошной руды, из которых, примерно, половина должна быть отнесена к категории А + В. Во всех остальных месторождениях Шорджинского массива разведанные и добытые запасы руд составят не больше 1 тыс. т и, по крайней мере, столько же должны иметь по категории С. В общей сложности можно было бы в данный момент рассчитывать на запас около 5 тыс. т (по всем трем категориям).

В химическом отношении руды различных гнезд крайне неоднородны. На ряду с высококачественными рудами с содержанием окиси хрома до 50% в сплошной руде или в концентратах имеются и более низкосортные руды с содержанием окиси хрома 39—40% (в концентрате). При разведке, естественно, большее внимание уделялось сплошным рудам, не требующим обогащения. Из этой категории руд в Шорджинском массиве мы имеем прекрасные руды в районе месторождений № 1 (нижняя линза) и 5, где содержание окиси хрома в руде колеблется в пределах 48—50% и где, как уже указано, имеем наибольшие для массива запасы выявленных руд.

Совершенно ясно, что на данный момент времени месторождения Шорджинского массива не могут играть сколько-нибудь существенной роли в балансе сырьевой хромитовой базы нашего Союза. Эти месторождения, вместе взятые с месторождениями других массивов, прилегающих к оз. Гокча, скорее всего могут иметь местное значение.

В связи с этим мы должны отметить следующие положительные экономические факторы, которые должны быть приняты во внимание при промышленной оценке этих месторождений:

1. Постройка небольшой мощности хромпикового завода в г. Ереван.
2. Сравнительная близость месторождений к будущему потребителю и удобные транспортные пути для доставки руд на завод.
3. Пригодность руд для целей химической переработки.

К отрицательным факторам следует отнести:

1. Незначительный масштаб месторождений.
2. Наличие вкрапленных руд, требующих обогащения.
3. Необходимость дополнительных затрат на постройку передвижной обогатительной фабрики легкого типа.
4. Суровые зимние условия работ.

Однако, эти неблагоприятные факторы не настолько существенны, чтобы отрицать всякое экономическое значение за месторождениями Гокчинского района. Прежде всего нужно иметь в виду, что некоторые массивы, например Саданахачский, до сих пор еще почти не обследованы. Кроме того, запасы руд после дополнительных поверхностных разведочных работ, несомненно, будут увеличены до количеств, смогущих обеспечить сырьем небольшой мощности химический завод. Во всяком случае, доставка сырья на этот завод с Урала или из Курдистана едва ли обойдется дешевле, нежели сырье, полученное при менее благоприятных экономических условиях с месторождений Гокчинского района.

Все эти соображения заставляют притти к мысли о безусловной необходимости использования хромовых руд в деле химической промышленности особенно теперь, когда развитие социалистической стройки, в частности в Армении и Азербайджане, идет крупными шагами вперед.

VII. Общие выводы по Шорджинскому перидотитовому массиву

1. Шорджинский перидотитовый массив является наименьшим из четырех известных вдоль северо-восточного побережья оз. Гокчи массивов (площадь выхода на дневную поверхность 1.5 км^2). Залегая среди меловых и эоценовых известняков, этот массив представляет собой лакколитообразное тело, обнаруживающее местами признаки хонолитовой интрузии. Очевидно, и все остальные массивы Закавказья, принадлежащие к одному и тому же возрасту, образованы одной и той же магмой и формировались в гипабиссальных условиях.

2. В петрографическом отношении как наш, так и другие массивы Гокчинского района представлены, главным образом, перидотитами, в меньшей степени — дунитами и местами — пироксенитами и габбро (в Шорджинском массиве — троктолит). Какой-либо закономерности в условиях залегания отдельных пород, как это характерно для некоторых, в частности платиноносных габбро-перидотитовых массивов Урала, не наблюдается. Это обстоятельство сближает наш и другие закавказские массивы с рядом перидотитовых массивов Урала, распространенных преимущественно на восточном склоне его и содержащих в себе главную массу эксплоатирующихся хромовых месторождений.

3. Детально проведенное изучение возрастных взаимоотношений дунита и перидотитовых пород в связи с внешней формой Шорджинского перидотитового массива показало, что эти породы здесь раскристаллизовались одновременно и, таким образом, свидетельствуют о том, что состав магмы перед моментом раскристаллизации был неоднороден. Эта неоднородность, по всей вероятности, обусловлена несовершенной дифференциацией до момента внедрения ее в толщу мезозойских и третичных отложений.

4. Месторождения хрома приурочены почти исключительно к дунитовым выходам, представляя собой продукт выделений, главным образом, в последние моменты застывания участков дунита.

На всей поверхности Шорджинского массива было встречено 25 небольших гнезд хромистого железняка. Хотя для этого массива формы и условия залегания хромитовых гнезд и находятся в некоторой зависимости от формы дунитовых тел (так к жилообразным формам участков дунита приурочены чаще линзообразные формы рудных тел хромистого железняка, к шлироообразным формам дунитовых участков — чаще гнезда неправильной формы), но вообще для закавказских перидотитовых массивов эта зависимость не выдерживается. Так, например, для Гей-Даринского массива, как мы видели, среди жилообразной массы дунита распространены типичные гнездовые формы скоплений хромистого железняка.

Рудные тела так же, как и в большинстве случаев на Урале, с глубиной имеют тенденцию скорее вытягиваться в вертикальном или наклонном направлениях, т. е. как бы являются переходными к столбообразным формам рудных тел.

5. На современную дневную поверхность Шорджинского массива, как показали геологические исследования и поисково-разведочные работы, не выходит ни одно крупное рудное тело хромита или группы их, могущих сколько-нибудь серьезно обеспечить хромовую промышленность в этом районе. Однако, это не исключает, конечно, возможности встречи разведочными выработками на глубине «слепых», т. е. не имеющих больших выходов на дневную поверхность, более крупных месторождений. В практике Урала имеются примеры подобных находок.

6. Крупным злом для закавказских хромитовых месторождений является тот факт, что на ряду с месторождениями с сплошными рудами мы имеем месторождения с вкрапленными рудами, требующими обогащения. Другими словами, для получения высококачественного продукта необходимо иметь в распоряжении обогатительную фабрику с мокрым процессом обогащения. Постройка стационарной фабрики в данный момент отнюдь не обеспечивается имеющимися запасами руд, и вряд ли могут гарантировать эту обеспеченность разведки одного Шорджинского массива.

Передвижная обогатительная фабрика, практикующаяся в заграничной горной практике, несомненно, окажется уместной и достигающей своей прямой цели. С помощью такой фабрики можно будет полностью использовать и имеющиеся, и вновь открываемые запасы на других массивах Гокчинского района.

Часть III

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА

Предварительные замечания

Когда речь идет о генезисе какого-либо месторождения, то разные авторы обычно не совсем одинаково понимают содержание этого термина. Одни, касаясь этого вопроса, считают достаточным отнесение изучаемого месторождения по ряду характеризующих его признаков к тому или иному генетическому типу месторождений, согласно какой-либо принятой схеме классификации. Другие подходят к этому вопросу более углубленно

и рассматривают, главным образом, условия образования изучаемого месторождения в связи с окружающей геологической обстановкой.

Автор придерживается более широкого взгляда и под понятием «генезис месторождения» подразумевает *историю процессов рудообразования*, т. е. всю совокупность последовательно развивавшихся процессов и явлений, которые привели к образованию месторождения. В связи с этим неминуемо каждый раз приходится изучать и историю последующих наложений в месторождении, совершавшихся в эпигенетические стадии, вплоть до процессов выветривания его на дневной поверхности. Если не учитывать всех этих наложений, то, разумеется, не всегда бывает легко разобраться в наиболее важных для нас первичных процессах рудообразования.

В статье, опубликованной в Записках Ленинградского горного института (Бетехтин, 1934), автор изложил схему изучения рудных месторождений, где показал, что вопросы генезиса решаются путем синтеза всех данных, полученных при решении частных аналитических задач по изучению месторождений. Эти группы вопросов связаны с изучением:

1. Вещественного состава руд.
2. Пространственного положения и морфологии рудных тел и их составных частей.
3. Возрастных соотношений минеральных конституентов как в самых месторождениях, так и во вмещающих породах.

Вопрос о генезисе месторождений хромистого железняка является далеко не столь простым, как об этом могли думать еще несколько лет назад. Из приведенного выше описания отдельных месторождений и того фактического материала, который изложен в предыдущих главах, уже явствует, что, несмотря на сравнительную простоту минералогического состава руд и вмещающих пород, мы имеем весьма широкое разнообразие как в морфологии рудных тел, так и в структурно-текстурных особенностях самых руд.

Совершенно ясно, что особенности строения минеральной массы в рудных месторождениях, как и в любом геологическом теле, являются не чем иным, как отражением хода геологических процессов, которые управляли образованием руд в момент их отложения. Часть этих особенностей, без сомнения, может быть обусловлена и более поздними проявлениями эпигенетических процессов.

Наблюдающееся разнообразие первичных морфологических признаков хромитовых рудных тел и их особенностей строения говорит о том, что и природа процессов, породивших их, *была не совсем одинакова в каждом отдельном случае формирования месторождения*.

Анализируя эти особенности и расшифровывая возрастные взаимоотношения минеральных конституентов, мы можем так или иначе приблизиться к представлению о характере протекавших физико-химических процессов. При этом надо иметь в виду, что изучаемые нами минеральные компоненты представляют собой «конечные» продукты превращений

физико-химических систем, оказавшиеся устойчивыми при последующих условиях равновесия систем. Однако, до момента образования твердых фаз, т. е. до начала кристаллизации, эти системы, без сомнения, претерпели ряд последовательных, непрерывно сменявшихся превращений, от которых далеко не все продукты могли сохраниться до последнего момента. При решении вопросов генезиса месторождений безусловный интерес представляют и эти процессы. О них мы можем иметь суждение лишь на основе сопоставлений всех смежных геологических и, в частности петрогенетических, явлений, с которыми так или иначе мог быть связан процесс рудообразования. Одновременно приходится базироваться на законах физической химии и геохимии. Большую помощь в этой области вопросов, разумеется, может оказать эксперимент.

Таким образом, задача по выяснению генезиса какого-либо данного типа месторождений охватывает целый комплекс вопросов, и к решению ее можно приблизиться в результате весьма тщательного изучения геологии месторождений. Чем больше будет получено конкретного разностороннего фактического материала при изучении месторождений, тем, естественно, менее спекулятивный характер будут носить выводы относительно природы тех процессов, которым месторождения обязаны своим происхождением. И, следовательно, тем менее дискутабельным будет становиться затрагиваемый нами вопрос.

Прежде чем перейти к конкретному разбору накопившихся к настоящему времени фактов по геологии хромитовых месторождений, следует вкратце остановиться на историческом обзоре гипотетических представлений о генезисе этих месторождений.

I. Краткий обзор предыдущих гипотез о происхождении месторождений хромистого железняка

Вообще гипотез о генезисе хромитовых месторождений было высказано довольно много. Мы остановимся лишь на главнейших из них, игравших ту или иную роль в истории развития взглядов на происхождение этих месторождений.

Самой первой гипотезой образования рассматриваемых месторождений, державшейся в течение нескольких десятилетий во второй половине прошлого века и даже имеющей некоторых сторонников в настоящее время, была гипотеза образования скоплений хромистого железняка в связи с процессами серпентинизации ультраосновных пород. Ее приверженцами были Гроддек (Groddek, 1879), Арцруни (Arzruni, 1882), Косса (Cossa, 1883), Карпинский, Чернышев, Баумгэртель (Baumgärtel, 1904) и др.

Основанием для этой гипотезы прежде всего послужила почти постоянно наблюдавшаяся приуроченность сплошных выделений хромистого железняка к серпентинизированным породам. Особенно это имеет место для многочисленных месторождений Урала. Вообще допускали, что хром как элемент входил в состав силикатов, образующих ультра-

основные породы, и при серпентинизации мог соединяться с железом, освобождающимся из тех же силикатов, с образованием хромита. Микроскопические исследования Баумгэртеля одной оригинальной лерцолитовой породы, содержащей хромдиопсид, убедили его в том, что при процессе серпентинизации происходит разложение этого минерала с образованием скоплений вторичного хромита в виде мелких зернышек, просвечивающих желто-коричневым цветом, развивающихся вдоль трещин и по периферии в хромдиопсиде. Кроме того, давно были подмечены также явления разъедания акцессорных выделений в ультраосновных породах «хромшпинели» и «пикотита» с образованием непросвечивающих кайм и участков, которые принимали за хромит (в собственном смысле этого слова), возникший при серпентинизации.

Процесс серпентинизации в то время считали поверхностным процессом и, следовательно, полагали, что месторождения хромистого железняка могли образоваться в экзогенных условиях.

В начале 90-х гг. прошлого столетия крупнейший ученый того времени Фогт (Vogt, 1894) своими классическими исследованиями показал, что хромитовые залежи встречаются в совершенно не измененных, свежих ультраосновных породах и высказал гипотезу о магматическом происхождении этих месторождений. Его исследования были подтверждены рядом других геологов: Риба (Byba, 1900), Высоцким (1913), Добрэ, де-Лонэ (De Launey, 1913), Дюпарком (Duparc, 1920), Левинсон-Лессингом, Эммонсом, Линдгреном, Праттом, Люисом, Диллером (Diller, 1920) и др.

Возникновение перидотитовой и пироксенитовой магм, по мнению Фогта (1908), происходит за счет дифференциации магмы, первично имевшей состав оливинового габбро, причем сегрегации хромита произошли в перидотитовой магме, а сегрегации титано-магнетита — в пироксенитовой магме. Судя по идиоморфизму выделений хромшпинелидов, сторонники этой гипотезы считают, что хромшпинелиды из магмы выделялись первыми и при погружении в жидкой магме в силу тех или иных причин (в частности, в силу взаимного притяжения) подвергались концентрации, образуя так называемые шлиры — гнезда хромистого железняка.

Фогт устанавливал прямую зависимость между количеством выделений хромистого железняка и размерами массивов ультраосновных пород. Впоследствии, при изучении уральских перидотитовых массивов, эта зависимость не подтвердилась.

Как сам Фогт, так и его последователи подчеркивают бедность или даже полное отсутствие летучих составных частей в ульртаосновных магмах и потому совершенно отрицают пнеуматолитические, а тем более и гидротермальные процессы при образовании месторождений в габбро-перидотитовых массивах.

Этой гипотезе приписывалось окончательное решение вопроса о генезисе месторождений хромистого железняка, и она очень сильно завладела научной мыслью многих исследователей массивов ультраосновных пород.

Впоследствии, в 1927 г., Фогт в одной из своих статей внес поправку в свою гипотезу. Считая попрежнему, что кристаллизация хромита, оливина и др. приурочивается к начальным стадиям застывания перидотитов, он допускает погружение выделившихся кристаллов в более глубокие и более горячие части магматического очага. Здесь, по его мнению, происходят «селективная резорбция» и возобновленная дифференциация магмы с образованием сегрегаций хромита.

Однако, по мере знакомства с условиями залегания уральских хромитовых месторождений, гипотеза Фогта часто оказывалась не приложимой. И потому некоторые исследователи, как, например, А. Н. Заварицкий (1917), признавая бесспорно магматическую природу шлиров хромистого железняка в дунитах, считали остальные «гораздо более распространенные его месторождения» метаморфическими, «в которых хромистый железняк обособлялся одновременно с серпентинизацией породы».

Но и среди признаваемых всеми магматических месторождений теория Фогта не всегда отвечает действительному положению вещей, даже несмотря на внесенную им поправку к своей гипотезе. Очень трудно, например, с его точек зрения объяснить типичные прожилки хромистого железняка с резкими границами в почти совершенно свежем дуните или брекчиевидные текстуры руд, в которых роль обломков играет дунит, а роль цемента — хромистый железняк.

Еще в 1923 г. Сперр в известной своей монографии о рудных магмах[1] высказал предположение о том, что хромит и платина являются не первыми выделениями из ультраосновной магмы, а, наоборот, выделялись в поздние моменты дифференциации ее. Хотя он с полной определенностью и не высказывается о природе этих образований, но можно думать, что он склонен их связывать с особыми рудными магмами.

В 1926 г. была изложена новая гипотеза образования хромитовых месторождений акад. А. П. Карпинским. Автор гипотезы высказал ряд смелых идей с целью «вызвать их проверку при исследованиях на месте и при сборе соответствующего материала для лабораторного и кабинетного изучения». Надо отдать полную справдливость, эти идеи высказаны были весьма своевременно, и автору настоящей работы они предоставили широкое поле исследований еще в бытность на производственной работе в Н.-Тагильском платиновом округе, а также и в последующие годы. Критическая проверка существовавших взглядов на фактах принесла огромную пользу и дала ряд новых открытий.

А. П. Карпинский, допуская первоначальное скопление и затвердевание хромистых железняков где-то на глубине магматического очага, считал возможным вынос хромита в виде обломков при последующих взрывных процессах в более верхние его горизонты, подобно тому как это имело место при образовании грандиозных диатрем в Юж. Африке, заполненных в числе прочих обломками алмазоносных кимберлитов. Жилообразные, столбообразные и струеобразные формы хромитовых рудных тел

[1] J. S p u r r. Ores magmas, v. II, 1923.

им объясняются как результат постинтрузивного «механического внедрения продуктов более глубинной зоны... в твердом состоянии» в сопровождении пневматолиза и гидротермального процесса «в период энергичного выделения летучих компонентов». В подтверждение своей гипотезы автор приводил ряд фактов катакластических структур, наблюдавшихся в хромитовых рудах, а также встречающиеся иногда нодулярные руды, сферические составные части которых, по его мнению, «представляют настоящие г а л ь к и со всеми их типическими особенностями». Кроме того, автор гипотезы привел в своей работе большое количество и других соображений, требовавших проверки при изучении хромитовых месторождений.

Для подавляющего большинства известных хромитовых месторождений гипотеза А. П. Карпинского хотя оказалась не приложимой, но сыграла бесспорную роль в развитии взглядов на генезис этих месторождений.

Наиболее близкий и единственный тип месторождений, отвечающий гипотезе А. П. Карпинского в том ее виде, как она им высказана, можно видеть на примере Онвервахтского месторождения платины в Бушвельдском комплексе (Юж. Африка). Столбообразное тело гортонолитового и оливинового дунита, обязанное своей формой, повидимому, взрывным процессам, здесь прослежено на глубину 290 м. На горизонте 76-го м в горнолитовом дуните были встречены обильные крупные обломки и плитки хромитита, захваченные гортонолитовой магмой при прорыве так называемого «нижнего хромититового горизонта», залегающего подобно пласту среди бронзитита.

А. Н. Заварицкий (1926), изучая коренные платиноносные месторождения хромитов Урала, в противовес представлениям Фогта и др. и, наоборот, в согласии со Сперром, считает момент образования месторождений близким к концу застывания дунита. «Выделение хромита и платины, — пишет он, — не было простым процессом кристаллизации из силикатового раствора, а, вероятно, связано с химическими процессами распада каких-то соединений». В другой работе (1928) он указывает, что «хромит и платина находятся в дуните на месте своего образования, и время этого образования относится еще к магматической фазе, до развития пневматолитических и гидротермальных процессов, сопровождавших образование дунитов».

Нужно заметить, что этот взгляд, основанный на глубоком анализе фактических данных по геологии коренных месторождений платины в Н.-Тагильском дунитовом массиве, несравненно ближе стоит к действительному положению геологических процессов, приводящих к образованию скоплений хромшпинелидов. С этой точки зрения гораздо легче объясняются многие геологические явления, наблюдающиеся среди месторождений хромистого железняка.

Боуэн (Bowen, 1928) в своей известной работе «Эволюция изверженных пород» также уделяет несколько слов вопросам происхождения «хромита» и «пикотита» в ультраосновных породах.

Этот ученый прежде всего совершенно резонно оспаривает высказанную Фогтом возможность вторичного расплавления опустившихся в нижние части магматического тела кристаллов хромшпинелидов, ибо трудно обосновать возможность существования необходимых для этого очень высоких температур жидкости. «Кроме того, — пишет он, — отсутствие афанитов, отвечающих этим горным породам, содержащим хромит, делает невозможным предположение, что к ним относятся такие именно жидкости».

Основываясь на явлениях резорбции, экспериментально изученных им на системе: анортит — форстерит — кремнезем, он склонен большое значение придавать, с одной стороны, фракционированию выделяющихся кристаллов и, с другой, — их реакциям с жидкостью. Он допускает, что из жидкости базальтового состава при некоторой температуре будут выделяться и оседать форстерит и анортит. Достигая слоя магмы с несколько повышенной температурой, они должны реагировать с ней с образованием за счет их шпинели, с небольшим содержанием окиси хрома. В процессе остывания массы наступает «обратная реакция, и жидкость реагирует со шпинелью» с образованием оливина и плагиоклаза, вследствие чего шпинель, теряя MgO и Al_2O_3, обогащается Cr_2O_3. «В зависимости от длительности реакции образуются пикотит или хромит.[1] Благодаря фракционированию эти рудные выделения «могут быть местами сконцентрированы вместе с оливином или другими минералами, образовавшимися в тот же период. В этом отношении особенно важно отметить, что местное обилие шпинели соответственно может вызвать местное полное (или почти полное) исчезновение жидкости в течение времени реакции между шпинелью и жидкостью. Если представится дальнейшая возможность реакции, хромовый шпинелид может исчезнуть при преобразовании его в хромсодержащий пироксен».

Боуэн не допускает возможности существования жидких рудных масс, способных к внедрению. Он скепетически относится к утверждениям о наличии летучих компонентов в ультраосновных породах. В одной из глав «Заметка о магматических рудных месторождениях» он пишет: «Очень вероятно, что не все массы окисных руд представляют собой результат аккумуляции кристаллов. Некоторые из них являются, может быть, результатом вторичного перераспределения породообразующего материала циркулирующими растворами, но чтобы какие бы то ни было из них получились в результате инъекции расплавленной магмы, хотя бы и мокрой магмы («wet magma»), — совершенно невероятно».

За время с 1929 по 1931 г. на страницах журнала Economic Geology была открыта дискуссия на тему о происхождении хромитовых месторождений, в которой приняли участие Э. Сэмпсон (Sampson, 1929, 1931, 1932), К. Росс (Ross, 1929, 1931), Л. Фишер (Fischer, 1929), Кип (Keep, 1930), Зингевальд (Singewald, 1930) и др. Дискуссия началась статьями Э. Сэм-

[1] Боуэн под термином «пикотит» в противоположность «хромиту» понимает более бедный окисью хрома шпинелид.

псона (1929) «Может ли хромит быть более поздним продуктом кристаллизации? и К. Росса (1929) «Является ли хромит продуктом магматической дифференциации?»

Первый из авторов привел ряд убедительных фактов в пользу позднего выделения хромита (жильная форма рудных тел, структурные особенности рудных выделений и др.). В заключение автор считает вправе утверждать, что «хотя большое количество хромита и выкристаллизовалось в очень раннюю стадию, все же существенное количество составных частей минерала переходит в растворы с большим содержанием воды, способные к значительной миграции».

К. Росс, изучив геологию месторождений хромита в Северной Каролине, где вмещающие породы, представленные дунитом, оказались мало измененными, пришел к выводу, «что, по крайней мере, часть хрома — более позднего происхождения, чем дуниты», и выдвинул вопрос о гидротермальном его происхождении. Основанием для этого ему послужило то обстоятельство, что силикатная часть неизмененного дунита не содержит хрома, тогда как в вебстеритах, где проявлены гидротермальные процессы, ряд минералов, часто сопутствующих рудным телам (серпентин, бронзит, зеленый диопсид, кеммеририт, зеленый тремолит), обнаруживают содержание окиси хрома до десятых долей процента. Автор статьи пытается показать, что хромит выкристаллизовался не непосредственно из дунитовой магмы, поскольку оливины не содержат хрома, а отложился, по крайней мере, отчасти, из гидротермальных растворов, учитывая парагенезис хромита с такими минералами, как актинолит, кеммеририт, а иногда и тальк.

Л. Фишер (1929) в своей статье «Происхождение хромитовых пород» по существу не внес ничего принципиально нового и привел лишь расширенный фактический материал по ряду месторождений. Этот автор пришел к заключению, что «гидротермальные растворы, вызвавшие серпентинизацию, сыграли важную роль в образовании месторождений хромита, растворяя магматический хромит и вновь отлагая его с гидротермальными силикатами».

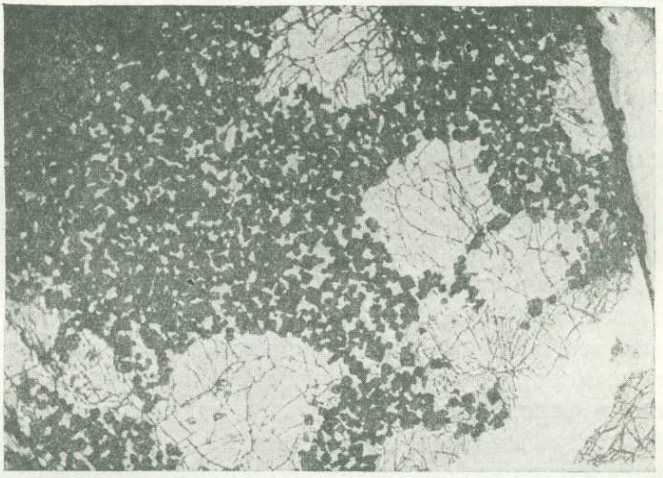
Э. Сэмпсон (1931), в заключительной статье снова высказываясь в пользу гидротермального происхождения хромитовых месторождений, дает следующую общую классификацию месторождений хрома:

1) Собственно магматические месторождения хромита, образовавшиеся за счет скопления кристаллов раннего образования. В этих случаях хромит кристаллизуется раньше оливина или одновременно с ним, будучи заключен внутри зерен оливина. Промышленных месторождений этого типа не встречается.

2) Месторождения, образованные в позднемагматическую стадию, в которых хромит кристаллизовался вместе с последними магматическими силикатами (обычно с бронзитом и плагиоклазом). К этому выводу Сэмпсон (1932) пришел, опираясь как на свои исследования, так и на исследования Вагнера (Wagner, 1923), Холла (Hall, 1929) и др. Здесь он имеет в виду лишь месторождения Бушвельдского комплекса. Грэт-Дайк и др. в Юж. Африке, где хромит по времени выделения часто

бывает связан с кристаллизацией пироксена (бронзита), образовавшегося после оливина (фиг. 46).

3) К третьему классу месторождений хромита Сэмпсон относит гидротермальные месторождения, по его мнению, широко распространенные. Основным критерием для отнесения месторождений к этому классу автор классификации считает наличие серпентина среди вкрапленников и около жил, а также явления замещения хромитом вмещающих пород. В качестве примеров он приводит месторождения хромита Селюкве (Юж. Родезии)



Фиг. 46. Выделения мелких кристалликов хромшпинелидов (черное) в бронзите в интерстициях между зернами оливина (ядра внутри светлых участков) с энстатитовыми оторочками (по Сэмпсону)

в конгломератах, в Краубате (в Штирии), Вудс-Майн (в Пенсильвании) и др. Сюда же он склонен относить и образования хромита, ассоциирующегося с диопсидом и тремолитом.

В 1930 г. в немецкой литературе была опубликована диссертационная работа М. Доната (Donath, 1930) «Геолого-минералогическое изучение Сербских хромитовых месторождений». В этой работе автор посвящает довольно большую главу своим представлениям о генезисе хромитовых месторождений.

М. Донат в основу своих рассуждений кладет принцип кристаллизационной дифференциации, вскользь ссылаясь при этом на экспериментальные исследования Боуэна. При этом он утверждает, что хромшпинелиды могут выделяться при различных температурах раньше и позже силикатов. Причину в различии точек температур кристаллизации М. Донат усматривает в изоморфных примесях к шпинелидам: FeO, ZnO, MgO и Fe_2O_3. Как пример более позднего выделения хромита по отношению к оливину, он приводит описание руд из Гестмандо, в которых Фогт, наоборот, усматривал более ранний возраст хромшпинелидов.

Главным фактором, регулирующим кристаллизацию ультраосновных магм, он считает температуру («тепловой эффект»). По его представлениям, выкристаллизовывающиеся первыми хромшпинелиды, подчиняясь силе тяжести, опускаются в более глубокие и более горячие части магмы и подвергаются разъеданию. В подтверждение этого Донат приводит тот факт, что в изученном им Люботеновском массиве в верхних его частях (у висячего бока) среди обогащенных ромбическим и моноклинным пироксеном перидотитов встречаются хорошо образованные кристаллы хромшпинелидов, в то время как у лежачего бока в серпентинизированном дуните содержатся «исключительно разъеденные индивиды». Наблюдающиеся около разъеденных рудных зерен в серпентине мелкие кристаллики хромита Донат объясняет новой кристаллизацией растворенного хромитового вещества.

Кроме того, Донат останавливает внимание на рудах с полосчатой текстурой. Среди них он не нашел признаков, по которым можно было бы образование полосчатости объяснить движением магмы в момент концентрации хромшпинелидовых зерен. Донат отвергает также и теорию Диллера (Diller, 1920) о влиянии одностороннего давления на образование полосчатости в рудах в момент процесса формирования месторождений. По его мнению, эта теория неприменима потому, что на ряду с полосчатыми рудами встречаются нодулярные руды, не показывающие ориентировки. Он предполагает, что первоначально полосчатость была ориентирована горизонтально, и объясняет ее возникновение также явлениями гравитации и послойным зейгерованием. При этом он ссылается на опыты Боуэна по плавке форстерита и диопсида, в результате которых получалось послойное разделение составных частей.

Очень оригинальны его объяснения по вопросу о генезисе нодулярных руд. Он им также приписывает результат «выделения по удельному весу», причем в сферических формах составных частей руд он видит «так сказать, средство защиты затвердевшего хромита против быстрого, безостаточного растворения».

Из всех приведенных выше взглядов на вопросы о происхождении месторождений хромистых железняков мы видим, насколько широко расходятся мнения различных исследователей. Даже трудно среди этих взглядов выделить какие-либо основные антагонистические направления.

Большинство исследователей все же считает, что главная масса промышленных месторождений образовалась в позднемагматическую или гидротермальную стадию. Последнее утверждение основывается лишь на ассоциации хромшпинелидов с серпентином, хлоритами, тремолитом и другими гидротермальными минералами, а также подкрепляется нередко встречающейся жилообразной формой рудных тел.

Нужно заметить, что почти все исследования указанных выше авторов были проведены преимущественно на прозрачных шлифах. Минераграфическое изучение производилось в весьма ограниченных размерах. Кроме того, в основном выводы многих исследователей базируются преимущественно на результатах лабораторного исследования руд и вмещающих

пород. Главный вдохновитель гидротермальной гипотезы происхождения хромитов Сэмпсон, несмотря на справедливые возражения Кипа, детально изучавшего Родезийские месторождения в полевой обстановке и указавшего на то, что образование месторождений хромита произошло до серпентинизации перидотитов и что усиленная серпентинизация вдоль контактов рудных тел во многих случаях вызвана наличием большей трещиноватости, возникшей в эпигенетические стадии существования месторождений, все же он (т. е. Сэмпсон) в своих выводах по существу не учел этого обстоятельства.

Также не учтены были явления метаморфизма хромшпинелидов, правда, тогда еще слабо изученные. Учет этих явлений, несомненно, сократил бы ряд спорных положений.

Наконец, при изучении парагентических соотношений минералов в хромитовых месторождениях неправилен был подход к решению этих вопросов. Автор настоящей работы в одной из своих статей[1] уже указывал, что крайне важно бывает выделять при этом более тесные п а р а г е н е т и ч е с к и е г р у п п и р о в к и минералов и различать возрастные соотношения прежде всего между этими группировками.

Теоретические соображения Боуэна, подкрепленные экспериментальными работами, повидимому, безусловно отвечают некоторым явлениям, совершающимся в природе при кристаллизации ультраосновных магм. Однако, они трудно приложимы к процессам образования промышленных скоплений хромитовых руд. Невозможно, например, объяснить с его точек зрения образование типичных линзо- или жилообразных тел сплошного хромита с резкими границами по отношению к вмещающим породам или образование рудных тел с типичными брекчиевидными текстурами руд, в которых роль цемента играет сплошной хромит.

Гипотеза Доната, несмотря на ее некоторую стройность, не объясняет самого главного: каким образом в процессе кристаллизационной дифференциации (если признавать таковую за основной фактор образования месторождений) возникают сравнительно в редких единичных точках сплошные скопления хромитового вещества, представляющие собой промышленные месторождения. Точно так же необъясним и эпигенетический характер условий залегания некоторых рудных тел в материнских породах. Кроме того, ряд положений, выдвигаемых автором гипотезы, является далеко не бесспорным.

Не останавливаясь на критике остальных гипотез, вообще подчеркнем лишь то обстоятельство, что число месторождений и количество типов их, которое было изучено указанными выше исследователями, сравнительно не велико. Да и среди изученных месторождений многое было оставлено без должного внимания. В частности, крайне интересные в теоретическом отношении месторождения нодулярных хромитов слабо затронуты в дискуссионных статьях. Кроме того, слабо отражены вопросы химического состава хромшпинелидов, морфологии рудных тел, закономерностей

[1] «Массивы горных пород и рудные месторождения». Юбилейный сборник, посвященный акад. В. И. Вернадскому, 1936.

расположения месторождений в связи с геологическим строением вмещающих массивов и др. В этом отношении детальные исследования хромитовых месторождений, особенно за последние годы, у нас в СССР на Урале и на Кавказе дали несравненно более богатый фактический материал, нежели тот, каким располагали Сэмпсон, Фишер, Росс и др.

II. Главнейшие фактические данные по месторождениям хромистого железняка Шорджинского и других массивов ультраосновных пород

Если бы мы попытались все наши факты как из области полевых наблюдений, так и из области микроскопического изучения по Шорджинскому массиву свести в одно целое, то в общем могли бы притти к следующим основным положениям и вытекающим из них выводам.

1. Изучение геологического строения габбро-перидотитового массива показало, что среди комплекса пород, слагающих массив, более молодыми (не считая метаморфических) являются троктолиты, пироксениты и богатые пироксеном перидотиты. Ранее застывшие породы представлены бедными пироксеном перидотитами (составляющими главную часть массива) и резко подчиненными им в количественном отношении дунитами.

Что касается возрастных взаимоотношений между дунитами и более бедными пироксеном перидотитами, несмотря на тщательность наблюдений не удалось обнаружить каких-либо возрастных различий между ними, несмотря на то, что границы между обеими породами в основном сравнительно резки. Иными словами, эти породы застывали, повидимому, одновременно.

Сопоставление морфологических особенностей дунитовых участков и более бедных пироксеном перидотитовых тел с формой и условиями залегания всего массива позволяет допускать, что дифференциация магмы на дунитовую и перидотитовую произошла еще до момента внедрения ее в толщу эоценовых известняков. Тот факт, что все обнаруженные скопления хромшпинелидов приурочены только к дунитовым участкам и не встречены среди перидотитов, лишь усиливает впечатление существования именно двух несмешавшихся дифференциатов перидотитовой магмы.

Наконец, следует отметить спорадически встречающиеся среди дунитов и перидотитов небольшие, секущие также и рудные тела, жилы крупнокристаллических диаллагитов и богатых пироксеном перидотитов. Скорее всего, они играют роль пегматитовых образований в массивах ультраосновных пород.

Если сравнивать с Шорджинским массивом ультраосновных пород уральские массивы, то среди последних можно найти аналогичные примеры по строению. Довольно близко в этом отношении Шорджинскому массиву отвечает, например, значительный по размерам Халиловский массив перидотитовых пород. Здесь, точно так же среди перидотитов, слагающих главную часть массива, встречаются дунитовые обособления, причем в некоторых местах участки дунита обнаруживают инъекционный характер среди перидотитовых масс. Они встречаются, например, в виде

небольших выклинивающихся апофиз, содержащих скопления хромитового вещества. Главная масса месторождений, представленных сплошными рудами, здесь точно так же располагается среди дунитовых участков и лишь некоторые из них частью залегают и среди перидотитов. Рудные тела, располагающиеся всецело среди перидотитов, составляют, скорее, исключение.

Небезинтересно сравнить с Халиловским массивом недалеко располагающийся от него Хабарнинский массив. Если в Халиловском районе пироксениты встречены в крайне редких точках, то здесь мы имеем большие площади выходов этих пород, постепенно, через переслаивающиеся с ними перидотиты, переходящих в дунитовые участки, занимающие более значительные площади. [1] Крупные линзообразные рудные тела в Хабарнинском массиве приурочены только к дунитам и представлены исключительно вкрапленниками с поразительно однообразными рисунками текстур в разных месторождениях, удаленных друг от друга на целые километры. Примерно такую же картину, по П. М. Идкину, можно наблюдать в Ключевском районе распространения ультраосновных пород.

Что касается остальных массивов ультраосновных пород Урала, содержащих неплатиноносные хромитовые месторождения, то главная масса их сложена преимущественно перидотитами, проявившими ту или иную степень дифференциации. Месторождения хромистого железняка, как это теперь все больше и больше выясняется, в главной своей массе бывают приурочены к дунитовым участкам. Наиболее крупные месторождения Урала залегают как в дунитах (Гологорское), так и в перидотитах, не содержащих или почти не содержащих дунитовых участков (Сарановское, Верблюжьегорское).

2. Процесс рудообразования в Шорджинском массиве в основном был приурочен к последним стадиям застывания участков дунитовой магмы.

За это прежде всего говорят резкие отграничения от боковой породы большинства линзообразных рудных тел, залегающих в дуните. Еще более резко это подчеркивается наличием типичных рудных прожилков (месторождения № 1 и 5), а также брекчиевидными текстурами некоторых руд (в месторождении № 6), в которых роль цемента между обломками дунита играет рудная масса. Эти факты свидетельствуют о том, что месторождения формировались из обогащенных рудным веществом остаточных расплавов.

Рудные тела в виде вкрапленниковых шлиров (в собственном смысле этого слова), как более ранние отщепления от магмы, в Шорджинском массиве встречаются, но несравненно реже. Однако, вообще говоря, в других местах Закавказья, а также и в массивах Урала подобного рода шлиры

[1] Кстати, следовало бы упомянуть о том, что породы габбрового состава и перидотиты являются составными частями почти всех уральских массивов ультраосновных пород. Что же касается пироксенитов, то, как правило, они появляются в тех случаях, когда среди перидотитовых масс обособляются значительных размеров дунитовые участки. Эти факты как будто говорят о том, что дальнейшая дифференциация собственно перидотитовой магмы (после момента ее внедрения) может иметь место лишь при более благоприятных геологических условиях.

с пятнистыми или полосчатыми текстурами и с постепенными переходами во вмещающие породы — явление нередкое.

Между указанными двумя крайними по времени образования скоплениями хромшпинелидов существуют такие, которые можно было бы считать промежуточными между ними (месторождения № 7, 12 и др.). То же самое можно сказать и про ряд уральских массивов.

При этом не следует, однако, думать, что для рудных тел, имеющих эпигенетические признаки, момент образования хромшпинелидовых скоплений мог выходить за пределы собственно магматической фазы формирования массива. Подтверждением этому являются встречающиеся иногда прожилки серпентинизированного дунита, рассекающие рудные массы (в нижнем рудном теле месторождения № 1). Очевидно, затвердевание вмещающей породы в этом случае еще не совсем закончилось к моменту формирования даже явно эпигенетических рудных тел. Подобная же картина наблюдалась и в уральских районах хромитовых месторождений (Н.-Тагильский, Халиловский и другие массивы).

Об этом же говорят довольно часто встречающиеся на Урале и в нашем массиве (месторождение № 3) жилы пироксенитов и других дериватов той же магмы, секущие рудные тела.

Наконец, постоянная приуроченность рудных тел к материнским породам (в нашем случае к дунитам) до некоторой степени может служить также указанием на то, что они принадлежат к магматическому классу месторождений и находятся на месте или вблизи места своего образования.

Элементы залегания рудных тел часто хорошо согласуются с таковыми дунитовых участков. Это, например, отчетливо можно видеть в районах месторождений № 6, 1, 5 и 2, где линзообразной формы рудные тела ориентированы в широтном направлении, т. е. в полном соответствии с условиями залегания «полос» дунита как по простиранию, так и по падению. Можно допустить, что на этих участках морфология и условия залегания дунитовых и рудных тел обсуловлены общеструктурными особенностями массива.

Аналогичную картину мы можем заметить и для ряда массивов Урала, где большинство линзо- или жилообразных рудных тел имеет то же простирание, что и вмещающие их массивы. Не подчиняются этому правилу лишь столбообразные рудные тела. Примером может служить интересное в морфологическом отношении месторождение № 6 в Халиловском массиве.

3. Локализованные среди дунитовой или богатой магнезией перидотитовой магмы остаточные расплавы, обогащенные рудным веществом, были неоднородными по своему составу.

Весьма показательным в этом отношении является тот факт, что нередко два совершенно рядом располагающиеся рудные гнезда резко отличаются друг от друга не только по внешней форме, но и по текстурным особенностям и парагенетическим группировкам минералов. Так, например, в месторождении № 1 Шорджинского массива при проходке разведочного шурфа возле рудной линзы с равномерно вкрапленной мелкозернистой рудой было встречено второе, повидимому столбообразной формы, тело

с сплошной и необыкновенно крупнокристаллической рудой, содержащей обильные включения кеммерита. Оба рудных тела хотя пространственно и изолированы друг от друга, но находятся в одной и той же дунитовой полосе, залегающей среди перидотита.

В условиях полевой обстановки внешнее различие этих руд настолько бросается в глаза, что трудно отделаться от впечатления, что они возникли из различных по своему химическому составу рудных расплавов.

Тесный парагенезис хромшпинелидов с такими минералами, как хромхлориты, хромдиопсиды, уваровиты, иногда сульфиды и газы, говорит о том, что в состав расплавов в качестве минерализаторов входили летучие компоненты.

При этом, если судить по количествам этих минералов, содержание летучих компонентов в различных рудных обособлениях, возникших в разных местах материнской породы магмы, было неодинаково. Это обстоятельство, вероятно, и обусловило различный ход физико-химических превращений, приведших с различной скоростью к неодинаковым по морфологии и в структурном отношении рудным образованиям.

Хром, железо, алюминий и другие элементы, входящие в состав минералов хромитовых руд, первоначально были растворены в магме, по всей вероятности, в виде каких-то соединений, как на это указал еще А. Н. Заварицкий. При дифференциации магмы эти соединения, надо полагать, локализировались преимущественно в дунитовом расплаве, где к началу его раскристаллизации, с помощью летучих компонентов, обособились в виде остаточных расплавов.

Как мы указывали выше, Боуэн ультраосновные магмы считает лишенными летучих компонентов. Однако, детальное минераграфическое изучение и полные химические анализы подтверждают обратное. Микроскопически мелкие сульфиды автору удавалось обнаружить в очень многих неметаморфизованных хромитовых рудах. В рудах одного из месторождений (№ 59) Халиловского массива были встречены даже целые прожилки и неправильной формы скопления пирротина с незначительной примесью пентландита. Любопытно, что рудное тело здесь представляло собой четковидную жилу, с частыми пережимами, причем короткие по простиранию раздувы с глубиной вытягивались на значительные расстояния. Скопления сульфидов хотя встречались далеко не всюду, но пространственно они были приурочены только к рудному телу. Под микроскопом, кроме сульфидов, в этих образованиях были установлены также выделения графита.

Чрезвычайно интересно, что химическим анализом в чистом хромшпинелидовом веществе установлено было также содержание пятиокиси фосфора, равное 0.52%.

Недавно автором настоящего труда и С. А. Кашиным была проделана специальная работа по изучению акцессорных минералов в дуните и перидотите из Халиловского района. Фракционный химический анализ выделенных на гидравлическом классификаторе рудных концентратов из этих пород показал в них содержание серы в количестве 1.29% (в концентрате

из перидотита) и 0.67% (в концентрате из дунита). Присутствие серы связано с полученными в концентратах микроскопически мелкими сульфидами.

Если учесть уже давно открытое автором явление, что пирротин в процессе серпентинизации, разрушаясь, способен превращаться в магнетит и, таким образом, может ускользать от глаз наблюдателя, то станет ясно, что ультраосновным магмам отнюдь не чужды летучие компоненты. Их количественное значение, конечно, невелико, однако факт их присутствия для наших соображений далеко не безразличен.

Наконец, никак нельзя обходить молчанием встречающиеся иногда в свежих рудах естественные первичные мелкие пустоты, которые первоначально были, вероятно, заполнены газами (месторождение Госшахта в Н.-Тагильском массиве; месторождение № 6 Халиловского района).

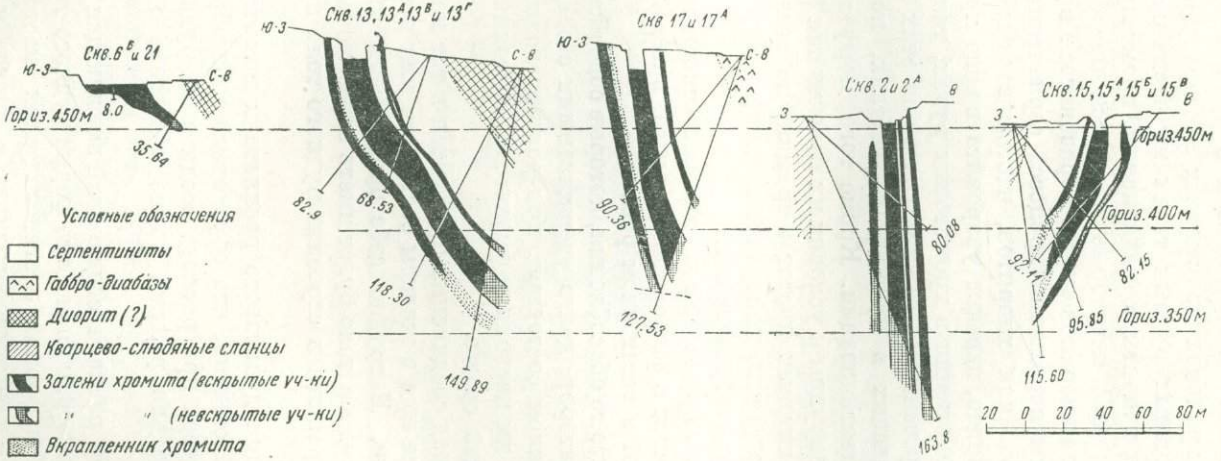
Кроме того, типичные миаролитовые пустоты не раз были констатированы автором (1935) в дуните возле самых месторождений хромистого железняка.

Все это свидетельствует о том, что мы еще многих деталей геологии хромитовых месторождений не знаем. Мы еще слишком поверхностно относимся к изучению этих месторождений.

4. Тот факт, что на ряду с рудными телами, обнаруживающими явные эпигенетические признаки по соотношению к вмещающей породе, местами встречаются и более ранние образования с расплывчатыми границами рудных тел и даже типичные шлиры, представленные вкрапленными рудами, говорит о том, что кристаллизация остаточных расплавов совершалась в разное время в зависимости, вероятно, от количества первоначально содержащихся в них минерализаторов, понижавших температуру распада соединений и отражавшихся на минералогическом составе руд.

Это предположение находится в согласии с данными полевых наблюдений. Среди руд тех месторождений, возраст которых является более поздним, при внимательном изучении мы, действительно, часто наблюдаем значительное количество так называемых «минералов-минерализаторов». Таково, например, Шорджинское месторождение № 8, нижнее тело в месторождении № 1. Наоборот, шлировый тип месторождений, имеющих постепенные или нерезкие переходы в окружающую породу, не содержит этих минералов.

То же самое, но в значительно более эффективном виде, мы наблюдаем и в ряде уральских месторождений хромистого железняка. В Сарановском месторождении, характеризующемся типичными жилообразными рудными телами (фиг. 47 и 48), уже давно славятся прекрасные друзовые скопления кристаллов уваровита, пеннина и других хлоритов. В свое время А. Е. Ферсманом здесь же был найден перовскит. Не меньшим богатством минералов той же парагенетической группы отличается и Верблюжьегорское месторождение, где местами наблюдались обильные выделения крупнокристаллических хромовых хлоритов, изредка уваровита, гейкилита ($MgTiO_3$) и других минералов.



Фиг. 48. Поперечные геологические разрезы по Главному Сарановскому месторождению хромита (по И. А. Зимину, 1933)

Подобная же картина наблюдается и в рудных телах небольших размеров почти во всех районах хромитовых месторождений, с той лишь разницей, что в различных рудных телах из числа интересующих нас минералов (уваровиты, хлориты, хромдиопсиды, хромвезувианы, хромактинолиты, фукситы и др.) некоторые являются преобладающими.

Правда, часть этих минералов может образоваться в эпигенетические стадии при позднейшем наложении процесса серпентинизации. Таковы, например, микрообразования хлоритов, частью возникающие при метаморфизме хромшпинелидов, изредка уваровита в виде ярко зеленых пленок на плоскостях скольжения в хромитовых рудах, талька, актинолита и др. Однако, твердо установлен факт нахождения этих минералов в месторождениях, залегающих в дунитовых участках, почти совершенно не подвергшихся серпентинизации. Кроме того, морфология выделений этой парагенетической группы и условия их нахождения (нередко на стенках первичных миаролитовых пустот и трещин) не оставляют никакого сомнения в том, что эта группа минералов возникает в процессе затухания магматической фазы рудообразования.

5. Форма хромитового рудного тела и взаимоотношения его с вмещающими породами находятся в зависимости от того, в какой момент произошел распад соединений в остаточном расплаве.

Совершенно ясно, что те обособления, которые содержали значительное количество минерализаторов, долго удерживавших соединения в жидком или, вернее, растворенном состоянии, при распаде должны были принимать ту форму, какую им позволяли физическое состояние и структурные особенности вмещающей среды.

Допустим, что распад соединений произошел в тот момент, когда вмещающая их масса была еще в жидком состоянии или в самой начальной стадии кристаллизации. Нетрудно себе представить, что образующееся при таких условиях рудное тело будет иметь нерезкие или, как их называют, расплывчатые границы и строение рудного тела приобретает шлирообразный характер.

Если кристаллизация дунитового расплава к моменту распада началась и достигла такой степени, что обусловила кашеобразное состояние массы, то формирующееся при распаде соединений рудное тело должно получить хотя и довольно резкие, но не обязательно прямолинейные (в разрезе) границы.

Если же к моменту распада соединений вмещающая материнская порода уже успела затвердеть, то ясно, что форма рудного тела в этом случае должна приближаться к формам эпигенетических месторождений, т. е. должна принять линзо- или жилообразную, а иногда и столбообразную форму.

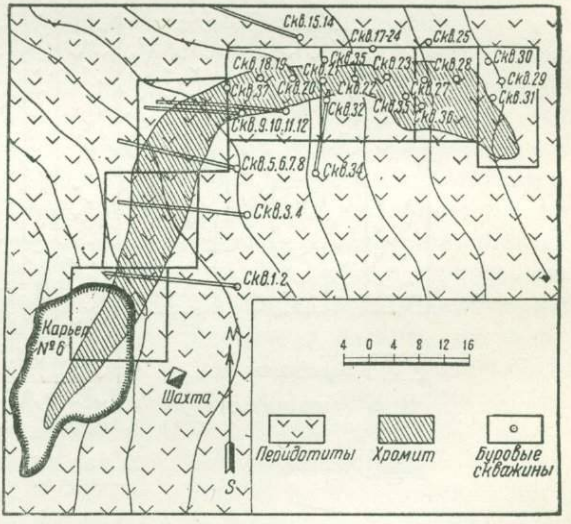
Бесспорную роль при этом должно играть то внутреннее давление, которое вообще создается летучими компонентами при понижении температуры и находится в прямой зависимости от их количественного значения. Летучие компоненты сообщают интрузивную силу той массе, в которой они растворены. По всем данным, эта сила возникает в момент

распада соединений. Поэтому, видимо, не случаен тот факт, что рудные тела нередко производят впечатление инъекционных залежей.

Жило- и линзообразную форму часто считают результатом выжимания рудной жидкости под влиянием внешнего одностороннего давления. Хотя и нельзя отрицать возможности этого явления, однако трудно себе представить, чтобы оно имело место во всех наблюдающихся случаях подобных форм рудных тел. Гораздо естественнее предположить для многих случаев внутренние причины в явлениях инъекций рудной массы.

6. Но так как все рудные тела, как уже указывалось, располагаются внутри ультраосновных пород (в нашем массиве не выходят даже за пределы материнских дунитовых участков), поэтому не следует преувеличивать подвижной способности рудных расплавов. Хромитовые тела в основном возникли на месте или вблизи места распада хромовых соединений.

Опыт разведки и эксплоатации аналогичных Шорджинским многочисленных Халиловских месторождений на Юж. Урале показал, что в сравнительно редких случаях небольшие по размерам рудные тела, залегающие в дунитовых участках, дают отпрыски в виде тонких жил в перидотиты, т. е. за пределы вмещающих их дунитовых участков.



Фиг. 49. План Халиловского месторождения № 6 с проекцией рудного тела на поверхность (заштрихованный участок)

Повидимому, лишь более крупные обособления, возникшие при участии летучих компонентов, способны к значительно большей подвижности в момент распада первоначальных соединений, сопровождавшегося кристаллизацией хромшпинелидов. Таково, например, уже упоминавшееся нами Халиловское столбообразное месторождение № 6 (фиг. 49 и 50), рудное тело которого залегает вне строгой связи с особенностями строения вмещающих дунито-перидотитовых пород в этом районе. Главная масса рудного тела располагается среди перидотита.

Такие же особенности залегания могут быть свойственны и жилообразным рудным телам.

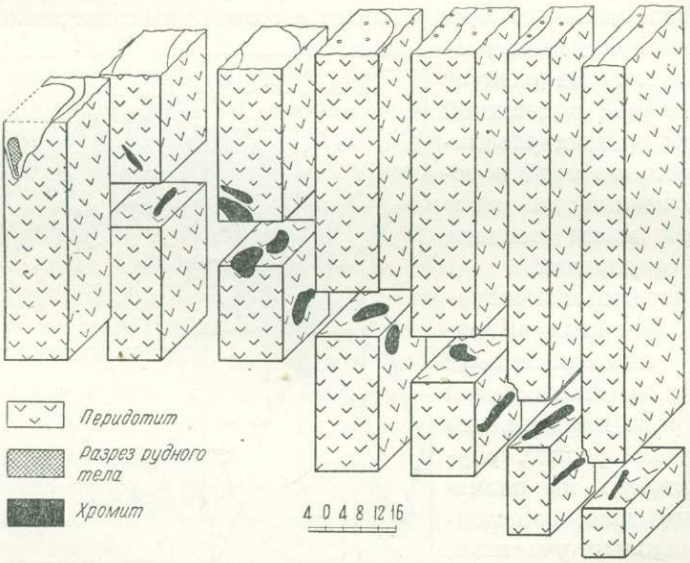
Тем не менее, за исключением единственного случая внедрения хромитовой залежи в конгломераты вмещающих массив пород в месторождении Селюкве (в Юж. Родезии), нигде в других местах не неблюдалось фактов инъекции рудных тел в среду чуждых пород даже для таких крупнейших

месторождений, как Сарановское, которое располагается, по всем данным, в апикальной части перидотитового массива.

Это обстоятельство, до некоторой степени, может указывать на то, что интрузивная сила остаточных расплавов в ультраосновных магмах в подавляющем большинстве случаев была сравнительно небольшой.

7. В зависимости от того, в какие моменты в процессе застывания магматического массива происходит образование руд, находятся и текстурные их особенности.

Так как образование скоплений хромшпинелидов генетически весьма тесно связано с образованием материнских пород, то неудивительно, что возникающие текстуры руд имеют много общих черт с текстурами гор-



Фиг. 50. Блок-диаграмма столбообразного рудного тела в Халиловском месторождении № 6

ных пород. Таковы, например, однородные текстуры массивных (сплошных) или вкрапленных руд.

Но на ряду с однородными текстурами часто можно наблюдать и неоднородные (такситовые). К числу их, например, принадлежат пятнистые текстуры с постепенными переходами рудных пятен во вкрапленные или безрудные силикатные части породы. Отсутствие резких границ между отдельными аггрегатами (рудными и безрудными) и качественно одинаковый минералогический состав этих аггрегатов говорят за одновременное их образование. Если одни из аггрегатов характеризуются скоплением идиоморфных рудных минералов, то образование пятнистой текстуры можно было бы объяснить ранним их выделением и собиранием в кучу в условиях жидкой среды. Однако, встречаются такие разновидности пятнистых текстур, в которых отдельные пятна рудного минерала представляют собой сплошной аггрегат аллотриоморфно-

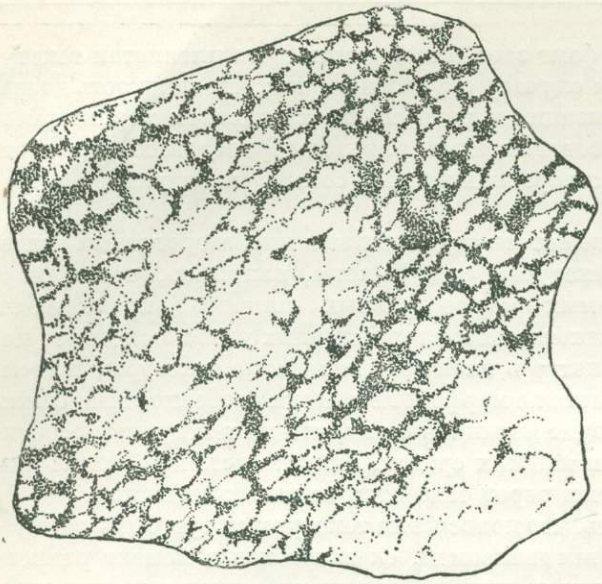
зернистой структуры. Этот факт заставляет думать, что пятнистая текстура (по крайней мере в этом случае) обусловлена тем, что жидкость до момента начала раскристаллизации в разных своих участках характеризовалась уже неоднородным составом, что и привело к образованию неоднородных по количественному минералогическому составу и структуре аггрегатов.

Такие же точно соотношения между минеральными аггрегатами встречаются и в полосчатых текстурах руд. Таковы, например, текстурные особенности так называемых «струеобразных шлиров» вкрапленного хромистого железняка. В некоторых месторождениях удавалось даже наблюдать переходы таких текстур в типичные пятнистые текстуры, причем это явление вполне увязывается с морфологическими особенностями самих рудных тел. Этот факт наводит на мысль о том, что на текстурные особенности руд, образующихся в жидких средах, влияет состояние покоя или движение рудоносной магмы перед моментом ее затвердевания.

К этому следует добавить, что полосчатые текстуры могут быть обусловлены также и односторонним давлением, сказавшимся в момент раннего распада соединений. К таким текстурам, например, автор склонен относить полосчатые текстуры многих типичных рудных линз в Хабарнинском районе на Юж. Урале, залегающих в дуните, но параллельно контактам их с пироксенитами. Детали текстурных особенностей этих руд весьма интересны. В одних местах мы можем встретить явления, близко напоминающие инфильтрацию рудного вещества в полузастывший дунит с образованием типичных петельчатых микротекстур (фиг. 51). Изредка встречаются даже участки, содержащие обломки дунита, успевшего застыть несколько раньше. Часто полосчатые текстуры обусловлены перемежаемостью рудных полосок с дунитовыми, причем границы между ними резки с обеих сторон или с одной стороны каждой рудной полоски (фиг. 52). Так как наблюдаются переходы по простиранию в полосчатые текстуры с расплывчатыми границами аггрегатов, то можно думать, что генетическое значение их одно и то же. Весьма возможно, что резкость границ между различными по структуре аггрегатами возникла вследствие трения неоднородных по составу и физическому состоянию жидкостей. Сопоставление и увязка этих текстурных особенностей с внешней формой рудных тел никак не позволяют видеть причину полосчатого их строения в конвекционных токах магмы.

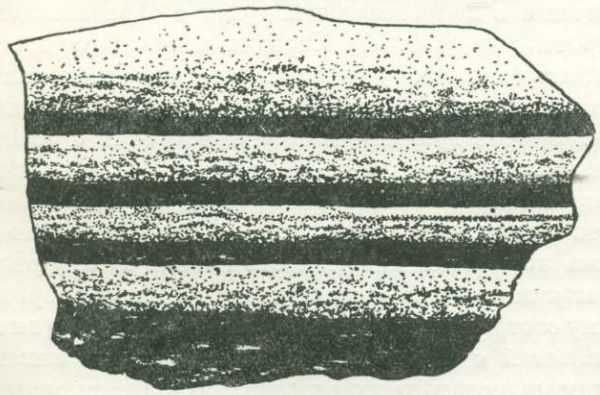
Большое значение при процессах отложения руд в жидкой среде имеет также физическое состояние ее. Высокая жидкостность среды, обусловленная теми или иными причинами, как известно, должна способствовать кристаллизационной дифференциации. Выделяющиеся первыми рудные минералы под влиянием тяжести способны погружаться и оседать на каком-либо субстрате. Таким гравитативным путем объясняют, например, накопления псевдослоистой текстуры хромшпинелидов в основании «рифа Меренского» (в Бушвельдском комплексе Юж. Африки).

В случаях, когда выделившееся рудное вещество кристаллизуется в последние моменты собственно магматического процесса, текстурные особен-



Фиг. 51. Петельчатая текстура рудных выделений среди дунита

Хромшпинелиды представлены мелкими, но прекрасно образованными кристалликами. Хабарнинское месторождение № 3 (на Юж. Урале). Зарисовка в натуральную величину



Фиг. 52. Полосчатая текстура руды из Хабарнинского месторождения № 5—1

Рудные полоски с одной стороны имеют резкую границу, с другой — постепенно переходят во вкрапленность. Зарисовка в натуральную величину

ности руд нередко обусловливаются тем внутренним напряжением в остаточных расплавах, которое создается накопившимися в них летучими компонентами. Текстура руд в этих случаях приобретает часто жильный, линзовидный или даже брекчиевидный характер. При этом изучение текстурных деталей позволяет иногда обнаружить явления явного разъедания и замещения рудным веществом застывшей боковой породы. Особенно отчетливо это можно видеть в линзовидных и брекчиевидных текстурах, где роль обломков играют куски дунита, а роль цемента — хромшпинелидовые аггрегаты. Эти явления свидетельствуют о повышенной химической активности рудных расплавов в момент их кристаллизации.

Самый факт наличия крупно выраженных брекчиевидных текстур, которые на основе полевых изучений не удается объяснить какими-либо внешними причинами, вызвавшими раздробление и последующее цементирование отвердевшего дунита, говорит о том, что это представляет собой явление внутреннего порядка и обусловлено, по всей вероятности, взрывным процессом, проявившимся в критический момент, т. е. в момент бурного распада соединений. [1]

[1] Наблюдавшиеся нами типичные брекчиевидные текстуры не согласуются с тем взглядом, который высказан А. П. Карпинским (1926) в его статье «О вероятном

Поскольку типичные брекчиевидные текстуры, наблюдавшиеся в некоторых Н.-Тагильских, Халиловских и других месторождениях, имеют сравнительно редкое распространение, постольку можно допускать, что бурный распад соединений имел скорее случайное явление.

Говоря о деталях текстур руд хромистого железняка, выделившегося в виде прожилков и между обломками ранее застывших участков дунита, нельзя не обратить внимание также и на тот факт, что в этих случаях очень часто (почти всегда) присутствуют поперечные к стенкам прожилков или жил трещины внутри рудной массы. Если месторождение залегает в свежих дунитах, то они обычно бывают ничем не заполнены. В серпентинизированных же участках массива мы обычно наблюдаем их заполненными или аморфным серпентином, или карбонатами. Характерно, что они располагаются более или менее параллельно друг к другу и обычно не выходят за пределы рудной массы. Автор видит лишь одну причину в образовании подобных полых трещин: они возникли в результате сокращения объема раскристаллизовавшейся рудной жидкости, занявшей пространство в твердой среде.

Не меньший теоретический интерес представляют, наконец, так называемые нодулярные текстуры, наблюдающиеся также нечасто. Они описаны нами выше для месторождений Шорджинского и Зодского массивов. Полученные при изучении этих руд данные заставляют автора думать, что образование сфероидальных выделений хромшпинелидового вещества произошло в более раннюю магматическую стадию. Подмеченная зависимость текстурных особенностей изученных руд от внешних морфологических особенностей рудного тела наводит на мысль, что сфероидальная форма выделений обусловлена каплеобразными обособлениями хромшпинелидового вещества распада соединений хрома. Только при этом допущении можно объяснить наблюдающуюся иногда деформируемость этих обособлений одновременно с деформацией отдельных участков рудного тела, которая произошла еще в магматический период. Было уже указано, что явления катаклаза при этом или отсутствуют, или они не настолько велики, чтобы можно было этим путем объяснить деформацию нодулярных выделений.

Кристаллизация рудного вещества в каплеобразных обособлениях происходила или одновременно с кристаллизацией вмещающего силикатного расплава, или, может быть, даже несколько позже, так как иногда реликтовые очертания оливина обнаруживают идиоморфизм по отношению к хромшпинелидам, подобно тому как это изображено для одного из месторождений Халиловского района (см. стр. 197, фиг. 20). Присматриваясь ближе к очертаниям внешних границ нодулярного выделения на этом

происхождении коренных месторождений платины». Согласно его предположениям, в обломках мы должны были бы иметь хромистый железняк. Однако, на самом деле в брекчиевидных текстурах руд мы наблюдаем обратную картину: обломки дунита сцементированы аггрегатами хромшпинелидов, обнаруживающими под микроскопом все признаки раскристаллизации жидкости. Ряд фактов и соображений, высказываемых А. П. Карпинским, в частности относительно катакластических структур хромшпинелидов, как показал А. Н. Заварицкий, могут иметь другое толкование.

рисунке, нетрудно заметить по реликтовой структуре окружающей серпентиновой массы, что клинообразные очертания хромшпинелидовых зерен располагаются на стыке между большими зернами оливина. Присутствие внутри некоторых рудных аггрегатов, составляющих нодули, крупных ксеноморфных ветвящихся зерен хлорита, до некоторой степени, может указывать на то, что в состав рудного вещества входили минерализаторы.

Сфероидальные обособления из остаточного расплава могут совершаться, повидимому, и в значительно более крупных размерах. Иллюстрацией к этому могут служить находки гигантских сфероидальных тел в коренном залегании в Гей-Даринском месторождении, описанные выше (фиг. 36).

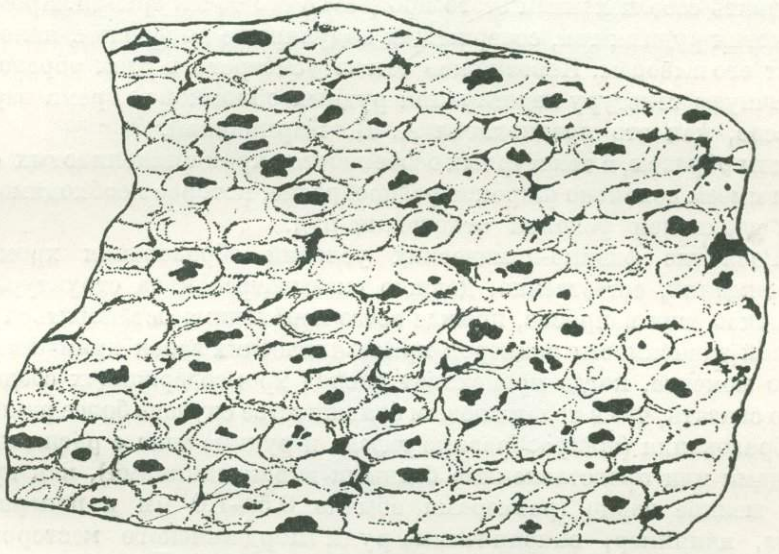
В связи с этими нельзя не коснуться описанных нами «леопардовых руд», состоящих также из шароподобных рудных образований с внутренним ядром серпентинизированного дунита из месторождений Лачинского района в Нагорном Карабахе. Как было указано, предварительное изучение этих образований показало, что существуют все постепенные переходы от типичных нодулей, нацело сложенных аггрегатом хромшпинелидов, до «пустотелых» рудных сфероидов с очень тонкими стенками. Характерная особенность этих образований состоит в том, что наружные границы «колец» нередко являются более или менее гладкими и резкими, тогда как внутренние границы их имеют неровные или даже расплывчатые очертания. Это создает впечатление того, что первоначально среди дунитового расплава возникли каплеобразные обособления силикатового состава с растворенными в нем соединениями хрома, в которых хромшпинелиды при кристаллизации выделились по периферии на стенках ранее застывшей межнодулярной оливиновой массы. Толщина стенок рудных «колец» зависит, вероятно, от количества хромовых соединений, растворенных в каплеобразных силикатовых обособлениях. Характерно, что хромшпинелиды химически не метаморфизованы и содержат между зернами ксеноморфные выделения первичных хлоритов.[1]

В самое последнее время в журнале Economic Geology появилась небольшая заметка В. Джонстона (Johnston, 1936) о нодулярных шаровидных (orbicular) и полосчатых хромитовых рудах в Сев. Калифорнии. В этой статье содержится описание той разновидности «кольчатых» руд, которая характеризуется тем, что внутри отдельных «колец» располагаются неправильной формы ядра, состоящие из аггрегата хромшпинелидовых зерен и окруженные частично серпентинизированным оливином (фиг. 53). Такие образования Джонстон и называет Orbicular chromite. Замечательным является то, что хромшпинелидовые зерна в некоторых шаровидных телах располагаются в виде концентрически расположенных тонких

[1] В одном из месторождений Хабарнинского района на Юж. Урале С. А. Кашиным были обнаружены исключительно интересные нодулярные текстуры, в которых нодули представлены резко очерченными сфероидами дунита, а в промежутках между ними располагается вкрапленная руда. Иными словами, мы видим картину как раз противоположную той, что наблюдается в обычно распространенных нодулярных рудах.

цепочек. Любопытно, что на других образцах большая часть хромшпинелидов располагается в промежутках между примыкающими друг к другу дунитовыми «шарами» (фиг. 54).

В одном из образцов (фиг. 55) наблюдалась обратная картина той, какую мы видели в типичных нодулярных рудах. В сплошной массе хромшпинелидов были заключены эллипсоидальные тела дунита, содержащие в свою очередь тонкие концентрические цепочки единичных зерен хромшпинелидов.



Фиг. 53. «Шаровидные руды» с ядрами хромита

Из месторождений Северной Калифорнии. Зарисовка полированной поверхности штуфа (по Джонстону) $^1/_2$ натуральной величины.

На одной из фотографий Джонстон показал редко встречающийся, повидимому, случай концентрически зональной текстуры хромитового выделения (фиг. 56). Образование такой текстуры он как будто склонен объяснить явлениями течения (flow structure). Однако рисунок производит впечатление колломорфного образования.

Следует подчеркнуть, что вмещающие породы здесь представлены хромитоносным дунитом с типичной флюктуационной текстурой.

Химический анализ хромшпинелидов из внутренних ядер и хромшпинелидов, занимающих межшаровое пространство, показал следующие содержания окиси хрома (в %):

	I	II
1. Хромшпинелид из внутренних ядер	46.42	52.93
2. Хромшпинелид из межшарового пространства . .	51.56	52.48

Допуская все же близкое сходство химического состава для обоих видов хромшпинелида, Джонстон считает, что «интерстициальный хромит был введен после сформировавшихся оболочек оливина», что, по мнению автора

настоящей работы, является сомнительным. Образование самих нодулей он считает более ранним по сравнению с промежуточным веществом, состоящим из оливина или пироксена. Не указывая конкретных признаков, он относит эти образования к ранней магматической стадии (по Фишеру и Сэмпсону).

Все приведенные данные не позволяют соглашаться с мнением М. Доната, объясняющего сфероидальные формы результатом растворения с периферии ранее сформировавшихся хромшпинелидовых аггрегатов. Трудно представить себе механизм этого процесса с его точек зрения. Кроме того, морфология рудных тел, содержащих нодулярные выделения, явно противоречит его выводам. Невозможно также усмотреть в этих образованиях и «галечную» текстуру перетирания рудных обломков во время взрывных процессов, как это предполагал А. П. Карпинский.

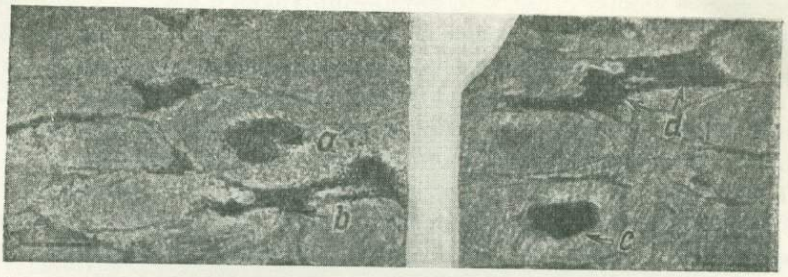
Таким образом, в текстурных особенностях хромшпинелидовых скоплений мы имеем довольно широкое разнообразие, которое необходимо связывать с различием условий отложения руд.

8. Различие физико-химических условий образования хромитовых месторождений, естественно, должно сказываться и на структурах руд.

Касаясь этих вопросов, прежде всего необходимо остановиться на подмеченной зависимости размеров кристаллических зерен хромшпинелидов от того момента, когда происходит распад хромсодержащих соединений. Нужно сказать, что в подавляющем большинстве случаев более ранние рудные образования (шлирообразные гнезда и рудные тела с расплывчатыми границами или представленные бедными вкрапленниками), как правило, имеют мелкое зерно (размерами обычно 0.5—1.0 мм в поперечнике). Таковы, например, вкрапленные руды Шорджинского месторождения № 10, верхней линзы месторождения № 1 и др. Наоборот, сплошные руды жилообразных и линзообразных рудных тел, особенно богатые включениями хромовых хлоритов, обладают более крупнозернистыми аггрегатами. Размеры отдельных кристаллических зерен часто измеряются 3—5 мм, достигая иногда 20—30 мм в поперечнике. В такситовых рудах на фоне мелкозернистого вкрапленника часто приходится наблюдать выделения сплошных участков в виде пятен или полос, представленных аггрегатами более крупнозернистых хромшпинелидов (месторождения № 7, 12). Совершенно аналогичные же картины наблюдаются и в уральских месторождениях.

Все эти факты не могут считаться случайными. Роль минерализаторов при кристаллизации остаточных расплавов бесспорна. Они, как известно, способствуют диффузии, не допускают сильного переохлаждения расплавов, а тем самым обусловливают, как правило, образование более крупнокристаллических аггрегатов. И, наоборот, более бедные минерализаторами расплавы, кристаллизуясь в условиях более сильных переохлаждений, при затвердевании дают мелкозернистые руды.

Второй вопрос, на котором нам следует остановиться, это—взаимоотношения между хромшпинелидами, являющимися главными рудообразующими минералами, и оливином.



Фиг. 54. Фотография «шаровидной руды»

Хромит располагается как в ядрах, так и между сферическими телами. Из месторождений Северной Калифорнии. Натуральная величина (по Джонстону)

Фиг. 55. Дунитовые нодули в массе хромита

Из месторождений Северной Калифорнии. $^2/_3$ натуральной величины (по Джонстону)

Фиг. 56. Концентрически зональная текстура хромитовых образований

Белое — оливин; черное — хромшпинелиды

Акцессорные хромшпинелиды в дуните и вкрапленных рудах, как правило, наблюдаются в виде кристаллов или округленной формы зерен. [1]

Изолированные зерна и кристаллы хромшпинелидов в оливиновых породах располагаются или внутри зерен оливина, или на границах между ними. Сперр в своей работе «Ore magmas», исходя из представления, что окислы при раскристаллизации магм выделяются после силикатов, считает, что хромшпинелиды, несмотря на свой идиоморфизм, все же выделяются после оливина в виде метакристаллов. Не отрицая этой способности у хромшпинелидов, однако нельзя объяснить всего разнообразия структурных особенностей, наблюдаемых как в рудах, так и во вмещающих породах. Значительная часть акцессорных включений хромшпинелидов в дунитах, повидимому, несколько более раннего возраста по сравнению с оливином. Особенно это относится к пойкилитовым включениям хромшпинелидов внутри зерен оливина.

Однако, любопытно, что в перидотитах, как показывают многочисленные наблюдения, очень часто можно видеть явный ксеноморфизм хромшпинелида по отношению к оливину и несомненный идиоморфизм по отношению к пироксенам. Широким распространением в них пользуются также совершенно неправильной формы зерна хромшпинелидов, хорошо просвечивающие в тонких шлифах под микроскопом. Объяснить это явление пока трудно. Типичных признаков коррозии или резорбции хромшпинелидовых зерен заметить не удается.

В рудных скоплениях более позднего возраста очень часто можно наблюдать несомненный, хотя бы и частично выраженный ксеноморфизм хромшпинелидов по отношению к оливиновым зернам. Форма зерен хромшпинелидов в этих случаях имеет обычно субгедральный характер. В одной из своих работ автор (1934) опубликовал наиболее эффектные случаи для Сарановского месторождения на Урале. Особенно хорошо это явление можно наблюдать во вкрапленных рудах этого месторождения.

Полный ксеноморфизм первичных хромшпинелидов, по отношению к силикатам с образованием так называемой «сидеронитовой структуры», свойственной рудам фузивных месторождений (титаномагнетитов), наблюдается крайне редко. Автор подобные структуры встречал лишь в рудах, хромшпинелиды которых были резко обогащены железом и титаном.

Наконец, нами были описаны случаи пойкилитовых включений мелких кристалликов оливина в отдельных зернах хромшпинелидов. Этот довольно распространенный и весьма интересный в генетическом отношении случай при тщательном анализе структурных особенностей показал, что захват пойкилитовых включений обусловлен большой линейной скоростью роста кристаллов хромшпинелидов. При этом кристаллизация их, по всем данным, началась после начала кристаллизации оливина и закончилась до окончания кристаллизации его.

9. В процессе формирования месторождений хромистого железняка образование таких минералов, как уваровит, хромдиопсид, хромовые

[1] Округленная форма, между прочим, как теперь склонны думать многие исследователи, отнюдь не обязательно может быть обусловлена только резорбцией.

хлориты, сульфиды, отчасти серпентин и др., произошло в пнеуматолито-гидротермальную фазу.

Указанные минералы, как уже упоминалось, составляют довольно тесную парагенетическую группу. Они встречаются не так часто, но зато очень характерно ведут себя по отношению к рудным массам: они выделяются либо в трещинах рудных тел в виде прожилков, или иногда наблюдаются в виде прекрасных друзовых образований в полых трещинах, или, наконец, заполняют миаролитовые пустоты в рудных аггрегатах и изредка во вмещающих породах. Находки этих минералов постоянно приурочены к хромшпинелидовым скоплениям. Отсюда нетрудно притти к заключению, что генетически они связаны с теми же остаточными растворами, из которых образовались и хромшпинелидовые скопления.

В одном из Н.-Тагильских месторождений, Госшахта, автору удалось констатировать, что эти минералы частично развились метасоматическим путем за счет дунитовых прожилков, секущих рудные тела. Этот факт определенно свидетельствует о том, что выделение их относится уже к тому моменту, когда собственно магматический процесс закончился. Таким образом, все перечисленные данные говорят за то, что образование этой парагенетической группы минералов представляет собой результат дальнейшего развития того же геологического процесса, выразившийся в наложении новой фазы минерализации на более ранние образования.

В количественном отношении эта фаза минералообразования обычно бывает выражена очень слабо. Во многих месторождениях только внимательное изучение может убедить в том, что мы имеем дело с скрытым наложением этой фазы. Более эффектно это наложение можно наблюдать в наиболее крупных наших уральских месторождениях: в Сарановском и Верблюжьегорском.

10. Процесс массовой серпентинизации ультраосновных пород, по всей вероятности, является самостоятельным эпимагматическим процессом.

Все данные исследований показывают, что этот процесс наступил после того, как совершенно закончился магматический процесс, завершившийся в большинстве случаев слабо выразившейся собственной гидротермальной фазой. С наибольшей убедительностью к этим выводам можно было притти при изучении Н.-Тагильского дунитового массива. Здесь, по данным В. М. Сергиевского, детально изучавшего петрографию и строение массива, наибольшая серпентинизация дунита проявилась вдоль определенных тектонических направлений. Эти направления часто не совпадают с первичными элементами структуры массива. Так, например, наблюдались случаи (в Александровском и Пушковом логах), когда одна часть рудного жило- или линзообразного тела залегала в довольно свежем дуните, тогда как другая часть его — в полосе сильносерпентинизированного дунита иной ориентировки, нежели элементы залегания рудного тела, отображающие, как мы уже указывали, первичные структурные особенности массива.

Микроскопическое изучение, кроме того, показывает, что при этом, химически активном, процессе на ряду с такими минералами, как оливин,

иногда хромшпинелиды, самородная платина, подвергаются изменению и минералы гидротермальной фазы собственно магматического процесса (хромовые хлориты, сульфиды меди, никеля, пирротин и др).

Большинство авторов серпентинизацию рассматривают как автометаморфический процесс, очевидно, подразумевая при этом, что вода могла содержаться в тех же ультраосновных магмах, из которых образовались перидотитовые массивы. Некоторые из исследователей процесс серпентинизации склонны связывать с «интрузией» габбровой магмы, что является совершенно маловероятным хотя бы потому, что в большинстве случаев породы габбрового состава представляют собой продукты отщепления той же магмы, а не результат самостоятельного интрузивного процесса. Наконец, существуют взгляды, согласно которым этот процесс является результатом наложения гидротермальной фазы позднейших кислых интрузий, проявившихся по соседству с ультраосновными массивами. Нет никакого смысла подвергать разбору эти различные гипотезы, так как они с исчерпывающей полнотой изложены в книге В. Н. Лодочникова (1936). Автор лишь считает возможным высказать вкратце те общие соображения по этому вопросу, которых он придерживается сам, на основе углубленного изучения условий проявления этого процесса.

Процесс серпентинизации ультраосновных пород по своей природе едва ли существенно отличается от аналогичных процессов, развивающихся в других изверженных породах (соссюритизации, хлоритизации и других явлений, наблюдаемых среди основных пород). Ультраосновные породы лишь гораздо легче поддаются вторичным процессам, носящим гидротермальный характер. Точно так же, как это мы имеем для других комплексов изверженных пород, ультраосновные породы могут встречаться как измененными, так и совершенно свежими. Мало того, серпентинизация, так же как и другие вторичные процессы, носит региональный характер распространения и во времени, повидимому, приурочена к моментам проявления позднейших тектонических процессов.

Автору кажется, что нет надобности видеть возможность содержания в ультраосновных магмах того огромного количества воды, которое мы наблюдаем в серпентинитах, возникших за счет гипербазитов. Источник воды, скорее, следует искать за пределами ультраосновных массивов. С одной стороны, вода могла выделяться при дифференциации и кристаллизации, скрытых на глубине магматических очагов и, может быть, даже тех очагов, магма которых (по первоначальному составу габброидная) послужила исходным материалом при формировании габбро-перидотитовых лакколитов в более верхних зонах земной коры.[1] С другой стороны, правда, с малой долей вероятности, серпентинизация наших пород могла быть обусловлена проникновением фреатических вод, действовавших в условиях повышенных температур на глубине.

[1] При этом автор не имеет в виду тех случаев, когда ультраосновные массивы прорываются кислыми интрузивными породами. Проявляющиеся при этом метаморфические процессы бесспорны, хотя носят несколько иной химический характер, нежели процессы серпентинизации, наблюдающиеся вне прямой связи с ними.

В связи с этим необходимо упомянуть, что отнюдь не исключена возможность того, что в гипербазитовых массивах наибольшей серпентинизации подверглись верхние их части, как на это в свое время совершенно резонно указывал еще А. Н. Заварицкий. В этом отношении очень интересен факт установления с помощью глубокой скважины в Н.-Тагильском дунитовом массиве совершенно свежих пород на глубине. Начиная с глубины 450—500 м и ниже здесь встречены лишь редкие тонкие прожилки полосчатой текстуры аморфного серпентина до нескольких миллиметров мощностью. Дунит же сохранился абсолютно свежим. К сожалению, этот факт может быть истолкован с обеих указанных выше точек зрения.

Прекращение с глубиной серпентинизации А. Н. Заварицкий [1] объясняет увеличением давления, препятствующего развитию этого процесса, сопровождающегося увеличением объема, подобно тому как это наблюдается в районах распространения ангидритовых осадочных толщ, где на глубинах свыше 100 м давление вышележащих толщ препятствует переходу ангидрита в гипс.

Против второго, упомянутого выше, представления об источнике воды при серпентинизации ультраосновных пород говорит до некоторой степени следующий факт. Детальное изучение условий проявления серпентинизации с полной убедительностью прежде всего показало, что этот довольно активный в химическом отношении процесс занимает сравнительно длительный промежуток времени, причем наиболее активные химические воздействия наступают в ранние моменты его проявления. Эти изменения происходят, повидимому, при более высоких температурах по сравнению с более поздними моментами процесса. Иными словами, создается впечатление, что растворы, произведшие серпентинизацию пород, по мере развития процесса, постепенно теряли и температуру, и химическую активность. Об этом свидетельствует последовательность развития фаз минерализации: процесс начался с энергично местами проявленного метаморфизма магматических минералов и закончился отложением кристаллических образований различных карбонатов, брусита и других минералов в трещинах в уже серпентинизированной массе.

Говоря о процессе серпентинизации ультраосновных пород, нельзя не остановиться на вопросе: происходит ли увеличение объема породы при ее серпентинизации? На поставленный вопрос автор должен ответить совершенно положительно.[2] К этому утверждению заставляют притти следующие наблюдения.

Прежде всего выше, при петрографическом описании троктолита, была уже отмечена связь с серпентинизацией радиальных трещинок в свежих плагиоклазах вокруг серпентинизированных зерен оливина (см. фиг. 12 и 13).

[1] Горный журнал, 1924, № 9—10, стр. 660.

[2] В. Н. Лодочников (1936), в своей работе выражает сомнение по этому поводу и даже склонен отрицать возможность расширения объема при серпентинизации.

Затем в сильносерпентинизированных участках перидотитов вокруг инородных геологических тел, не поддающихся серпентинизации хромитовых рудных тел или выходов габбро, нередко можно заметить следы динамических воздействий на эти тела. Они выражаются, с одной стороны, в образовании сильно смятых, иногда рассланцованных оторочек («липучек») серпентинита (частично оталькованного и карбонатизированного). О том, что эти оторочки не являются случайным продолжением какой-либо тектонической зоны, говорит тот факт, что за пределами рудных линз они исчезают. С другой стороны, сами руды при этом претерпевают сильный катаклаз.

Исследователям ультраосновных пород, кроме того, хорошо известно, что почти каждый кусок сильносерпентинизированной породы несет на себе многочисленные зеркала скольжения, имеющие самые различные ориентировки в пространстве. [1] Более близкое изучение этих зеркал скольжения показывает, что они по отношению друг к другу обнаруживают различные возрастные соотношения. Трудно объяснить их иначе, как постепенно увеличивающимся с течением времени внутренним напряжением растущей в своем объеме массы, обусловливающим растрескивание породы. Коллоидальный серпентин, выполнявший при этом образующиеся трещинки, уменьшал силы трения при передвижении обломков, играя как бы роль смазочного вещества. Таким же путем автор объясняет и те небольшие передвижки глыбового характера, которые часто наблюдаются в серпентинизированных участках и изучение пространственного положения которых не удается удовлетворительно объяснить внешними причинами.

Наконец, всем известны явления растрескивания зерен хромшпинелидов, наблюдающиеся под микроскопом в сильносерпентинизированных дунитах. В таких случаях невозможно найти ни одного шлифа, где они не были бы проявлены. Если появление трещин, выполненных серпентином, объяснять внешними причинами, то мы принуждены были бы представить сплошное растрескивание породы перед моментом серпентинизации с расстояниями трещинок друг от друга в десятые и сотые доли миллиметра, что едва ли может иметь место в больших масштабах.

В заключение автор хотел бы подчеркнуть, что принимая массовую серпентинизацию ультраосновных пород за самостоятельный эпимагматический процесс, он отнюдь не склонен отрицать явлений серпентинизации как результат автометаморфизма (в узком смысле этого слова). Автору удалось изучить своеобразные особенности серпентинизации, связанной с затуханием собственно магматической фазы формирования гипербазитовых массивов, вокруг скоплений хромистого железняка в свежих породах. Существование этого процесса образования серпентина не подлежит сомнению, однако количественное значение его, по сравнению с массовой серпентинизацей, не велико.

[1] Здесь автор не имеет в виду тех процессов рассланцевания серпентинитов и связанных с ними явлений образования зеркал скольжения, которые явно обязаны своим происхождением динамическим воздействиям экзокинетического порядка.

11. При процессах выветривания хромшпинелиды благодаря своей химической устойчивости переходят в россыпи (валунчатые и аллювиальные).

Однако, в условиях латеритного выветривания, как показало изучение Халиловских и Хабарнинских месторождений на Юж. Урале, можно наблюдать процессы химического разложения их. Особенно это касается тех случаев, когда в серпентинах развиваются экзогенные карбонаты и, в частности, магнезит. Хром как элемент при этом процессе в виде каких-то соединений выносится, и на месте скелетных остатков хромшпинелидов отлагается, кроме магнезита, также опал. Правда, не следует придавать большого количественного значения этому процессу. Он имеет скорее минералогический интерес, но зато любопытной становится геохимическая проблема миграции хрома в экзогенных условиях минералообразования.

Хром, освобождающийся из хромшпинелидов, повидимому, принимает участие в составе ферри-алюмокремневых кислот. По всей вероятности, образование хромовых нонтронитов, описанных Д. П. Сердюченко, связано с этим процессом в коре выветривания месторождений.

Таковы основные моменты в истории образования и последующего существования хромитовых месторождений.

III. Общие соображения по вопросам о генезисе хромитовых месторождений

Резюмируя все сказанное, мы можем сделать следующие краткие выводы.

Хром как элемент преимущественно связан с дунитами и гарцбургитами. Повидимому, как это допускает и Сперр, хром в ранний магматический период концентрируется в наиболее богатых магнезией расплавах, дающих при затвердевании именно дуниты.

При этом главная масса хрома выпадает в виде акцессорных выделений в дунитах или перидотитах, одновременно или немного ранее кристаллизации оливина. [1] Лишь некоторая, значительно меньшая, часть хрома связывается содержащимися в магме в том или ином количестве летучими компонентами, дававшими какие-то нелетучие или труднолетучие соединения, распадавшиеся в более поздние моменты собственно магматического периода с образованием промышленных месторождений.

Следовательно, с нашей точки зрения те минерализаторы, какие содержатся обычно в незначительных количествах в ультраосновных магмах, должны играть роль как бы аккумуляторов металлических соединений, первоначально растворенных в магме. В состав этих соединений из металлов, кроме хрома, в значительных количествах могли входить также Al, Mg, Fe, отчасти — Mn, Ca, щелочи и др. В составе же летучих компонентов

[1] Убедиться в том, что общее содержание хрома, заключающееся в рудных телах, несравненно меньше по количеству, нежели общее количество его в акцессорных включениях в дуните, очень нетрудно, если прибегнуть к простым арифметическим подсчетам количеств хрома в каком-нибудь хорошо обследованном массиве, включающем рудные тела.

участвовали в сравнительно ничтожных количествах S, C, Ti, P, может быть F, B, но преимущественно, повидимому, газы и, прежде всего, H, который в гидротермальную стадию отчасти входит в состав некоторых минералов в качестве гидроксильной группы и частью (а может быть и главным образом) выделился, в самородном состоянии, в миаролитовых пустотах и первичных порах среди самых рудных тел. [1] В местах сильного проявления серпентинизации эти поры оказались заполненными позднее аморфным серпентином.

При сопоставлении парагенетических ассоциаций минералов, выделившихся в различные стадии одного и того же процесса рудообразования, нетрудно видеть, что хром, а также железо при кристаллизации рудоносных расплавов в главной своей массе выделились в виде шпинелидов в более раннюю стадию.[2] При этом железо в составе хромшпинелидов в главной своей массе участвует в виде закиси. Лишь в наиболее богатых железом неизмененных рудах на ряду с закисью устанавливаются и значительные количества окисной формы. В виде изоморфной примеси к закисному железу всегда присутствует марганец (от десятых долей до 1—2%).

Что касается алюминия и магния, то эти элементы входят в состав минералов как собственно магматической (хромшпинелиды, а для магния также оливин), так и пнеумато-гидротермальной стадии (хромгранаты, диопсиды, везувиан, хлориты и др.).

Может быть, не лишен интереса тот факт, что большинство месторождений, залегающих в перидотитах (Сарановское, Верблюжьегорское, месторождение № 6 Халиловского района, Кочкоранское в Гокчинском районе, и др.) характеризуется резко повышенным содержанием глинозема (до 20—25%) по сравнению с месторождениями, залегающими в дунитах. Однако, это не является абсолютным правилом. Так, например, в жилообразном месторождении № 203 в Н.-Тагильском дунитовом массиве содержание глинозема в хромшпинелидах достигает 24%, тогда как в остальных многочисленных месторождениях этого массива оно колеблется в пределах от 0.30 до 11%, т. е. в тех же пределах, какие имеем и для месторождений, залегающих в дунитах других массивов.

Вообще говоря, хром, алюминий и железо (трехвалентное), как мы хорошо знаем, в природе способны изоморфно замещать друг друга как в соединениях типа шпинели, так и в соединениях типа ферри-хромалюмосиликатов (хромовые гранаты, хромовые хлориты, фуксит, хром-

---

[1] На одном из нижних горизонтов месторождения платиноносного хромита Госшахта (Н.Тагильский дунитовый массив на Урале) были замечены обильные выделения газов, загорающихся голубым пламенем. По всей видимости, он был представлен водородом. С совершенной несомненностью водород и метан, как известно, были констатированы буровой скважиной в Соловьевском логу Н.-Тагильского массива на глубине 600 м от поверхности среди массы совершенно свежего дунита.

[2] Однако в некоторых случаях железо может одновременно концентрироваться и в силикатных массах, возникших из остаточных расплавов. Таковы, например, гортонолитовые тела в Бушвельдском комплексе (Юж. Африка), бедные по содержанию окиси хрома, но зато обогащенные фтором и другими летучими компонентами.

диопсид, хромактинолит, хромвезувиан и др.). В дунитах среди минералов собственно магматической фазы все эти три элемента сосредоточены только в соединениях типа шпинели (оливин в своем составе хрома не содержит). В перидотитах и пироксенитах Al и Fe··· входят в небольшом количестве также в состав силикатов (пироксенов), а Cr — лишь в виде следов, причем главная масса его, фиксируясь в виде минералов в собственно магматическую фазу процесса, образует самостоятельные соединения типа шпинели.

В породах габбрового состава, в среде по существу алюмосиликатной, хром ведет себя также резко обособленно, образуя только соединения типа шпинели, причем хромшпинелиды здесь, как это прекрасно показано Сэмпсоном для Бушвельдского изверженного комплекса (Юж. Африка), в основной своей массе кристаллизуются после оливина, но раньше остальных силикатов.

Что же касается пнеуматолито-гидротермальной фазы, которая при процессе рудообразования проявилась довольно слабо, то здесь для геохимии хрома мы наблюдаем уже иную картину: хром фиксируется уже совместно с алюминием и трехвалентным железом в ряде силикатов (хромгранаты, хромхлориты и т. д.). Не мешает напомнить, что в типичных гидротермальных месторождениях, генетически связанных с кислыми магмами, хромсодержащие минералы до сих пор были констатированы только в виде силикатов (хромсодержащих слюд и хлоритов). Наиболее ярким примером может служить нахождение хромовой слюды в Вотербергской платиноносной кварцевой жиле в Юж. Африке.

Таким образом, можно думать, что в собственно магматическую фазу хром как элемент не склонен входить в качестве изоморфных примесей в силикаты, наоборот, образует соединения типа шпинели. При более же низких температурах, т. е. в момент наступления пнеуматолито-гидротермальной фазы, поведение хрома резко меняется: он входит в состав силикатов, и содержание его в них нередко выражается единицами весовых процентов.

Кальций и щелочи вместе с элементами-минерализаторами: водородом, серой, титаном, углеродом и др., при кристаллизации остаточных расплавов принимают участие в минералообразовании только в последние стадии процесса рудообразования.

Кальций в наибольших количествах фиксируется в силикатах: уваровитах, хромдиопсидах и редко встречающемся перовските. Имеются некоторые основания считать также, что часть выделений кальцита в виде мельчайших кристалликов и тонких жилочек принадлежит ранней гидротермальной фазе минералообразования, так как встречены находки этого минерала среди хромистых железняков, залегающих в почти совершенно свежем дуните.

Содержание щелочей (калия и натрия) в минералах изучено еще далеко не достаточно. Наибольшие их количества обнаружены в хромовых

хлоритах (до десятых долей и даже единиц процента). В ничтожных количествах они присутствуют, кажется, во всех силикатах.

Водород, как уже было указано, входит в состав водных силикатов, главным образом хлоритов и, кроме того, по всей вероятности, он в виде газа занимал в свое время пространство миаролитовых пустот.

Сера присутствует, повидимому, только в сульфидах: пирротине, пентландите и ближе не определенном пока сульфоферрите меди.

Титан в небольших количествах (до нескольких десятых долей процента) всегда участвует в составе хромшпинелидов и в ничтожном количестве входит в состав силикатов. Характерно увеличение его содержания в хромшпинелидах при резком повышении содержания железа. В виде следов в этих хромшпинелидах содержится и ванадий. Что же касается группы минералов пневматолито-гидротермальной фазы, то и среди них были встречены богатые титаном минералы: перовскит (в Сарановском месторождении) и гейкилит и рутил (в Верблюжьегорском месторождении). Наконец, в виде ильменита он был обнаружен автором в хромитовых рудах Онвервахтского месторождения (Юж. Африка), как продукт распада твердого раствора с хромомагнетитом (содержание TiO_2 в хромшпинелидах этого месторождения достигало 10%).

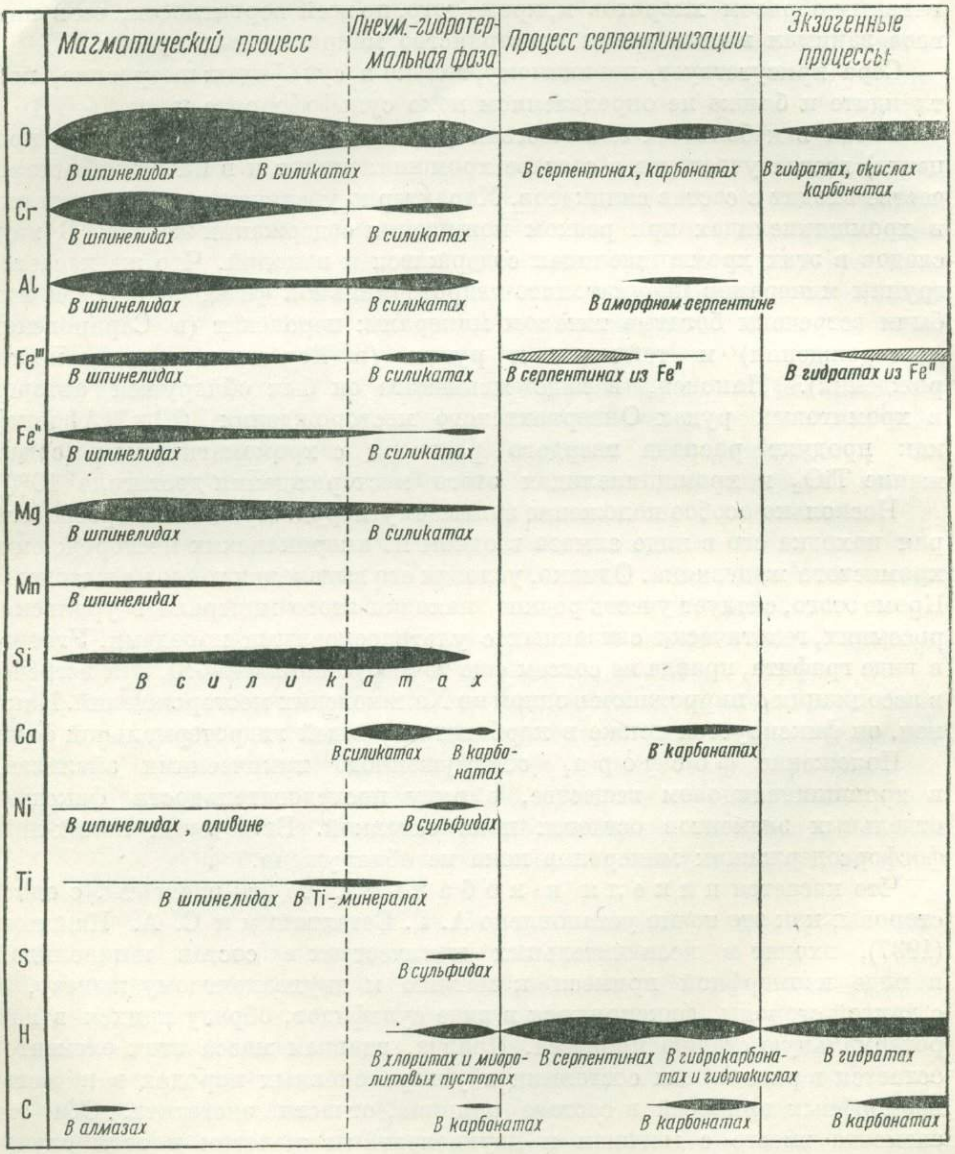
Несколько особое положение занимает углерод. Крайне интересна старая находка его в виде алмаза в одном из американских месторождений хромистого железняка. Однако, условия его выделения точно не выяснены. Кроме этого, следует учесть редкие находки этого минерала в уральских россыпях, генетически связанных с ультраосновными породами. Углерод в виде графита, правда не совсем еще точно установленного, был встречен в ассоциации с пирротином в одном из Халиловских месторождений. Наконец, он фиксируется также в карбонатах ранней гидротермальной фазы.

Положение ф о с ф о р а, обнаруженного химическими анализами в хромшпинелидовом веществе, в ряду последовательности фиксации отдельных элементов остается пока загадкой. Включений каких-либо фосфорсодержащих минералов пока не обнаружено.

Что касается н и к е л я и к о б а л ь т а, то эти элементы, с одной стороны, как это точно установлено А. Г. Бетехтиным и С. А. Кашиным (1937), входят в незначительных количествах в состав шпинелидов, в виде изоморфной примеси к магнию и двухвалентному железу, а, с другой стороны, фиксируются в виде сульфидов, образующихся в гидротермальную стадию процесса. Правда, главная масса этих элементов остается в рассеянном состоянии в ультраосновных породах в качестве изоморфных примесей в составе оливина, отчасти энстатита. Оба эти элемента вместе с магнием и двухвалентным железом в этом случае ведут себя, как петрогенные элементы.

Весьма любопытна геохимическая роль ц и н к а, устанавливаемого в хромшпинелидах иногда в количестве нескольких процентов. Его открытие в хромитовых рудах (в химическом составе самих хромшпинелидов) явилось несколько неожиданным. Этот элемент мы привыкли видеть в парагенетической ассоциации с типичными халькофильными

элементами. Если придерживаться идей Гольдшмидта об изоморфном замещении в минералах одних элементов другими, то парагенезис цинка с такими элементами, как Fe″, Mg, Mn, Ni″, Co″, должен был



Фиг. 57. Диаграмма моментов фиксации отдельных химических элементов в виде минералов в остаточных рудоносных расплавах

быть вполне возможным, так как его ионный радиус равен 0.83Å. Любопытно, что перечисленными элементами исчерпывается список двухвалентных элементов, имеющих, примерно, одинаковые ионные радиусы.

М е д ь как химический элемент, по всей вероятности, входит только в состав сульфидов, выделяющихся в гидротермальную фазу. Из минералов констатирован пока единственный сульфоферрит, по свойствам близкий к кубаниту. [1] Медь в виде халькопирита нередко удается наблюдать среди встречающихся иногда в перидотитах гнезд магнетита.

Из благородных металлов в хромитовых рудах чаще всего могут встречаться металлы платиновой группы: п л а т и н а, и р и д и й, р о д и й, о с м и й, р у т е н и й и п а л л а д и й. Правда, в большинстве случаев их содержание в так называемых «неплатиноносных хромитах» выражается в виде следов.

Минералы этой группы элементов обычно кристаллизуются после хромшпинелидов в пневматолитовую фазу до выделения таких минералов, как уваровит, хромвезувиан, хромовые хлориты и др.

З о л о т о при анализах пока что было констатировано в виде следов. Зато весьма интересным является более распространенный другой благородный элемент, с е р е б р о. Присутствие его подтверждается спектрографическим путем, а также химическими анализами (до нескольких граммов на тонну). Геохимия этого элемента в ультраосновных магмах пока является загадочной.

Остается сказать несколько слов о к р е м н и и. Этот элемент в химическом составе самих хромшпинелидов, повидимому, не участвует совершенно. Что же касается силикатов, то следует отметить, что в большинстве их содержание этого элемента в виде SiO_2 относительно невелико (от 27—30% в хлоритах до 42% в оливинах). Лишь в хромдиопсидах оно повышается до 52%.

Такова в основном геохимическая характеристика хромитовых месторождений. Общая картина фиксации отдельных химических элементов в виде минералов в остаточных рудоносных расплавах изображена на прилагаемой диаграмме (фиг. 57), где показан геохимический анализ всех процессов, начиная с момента их раскристаллизации остаточных расплавов и кончая процессами выветривания.

Чтобы не повторяться, мы не будем здесь приводить общей схемы порядка выделений минералов, образующихся в ультраосновных магмах. Интересующихся этим вопросом автор отсылает к своей работе: «Платина» (1935), где приведена схема выделений минералов, характеризующих весь процесс кристаллизации ультраосновных магм, и к работе, написанной совместно с С. А. Кашиным, «Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка» (1937), где показана последовательность выеделения минералов в остаточных рудоносных расплавах.

Здесь следовало бы подчеркнуть лишь то положение, что состав парагенетической группировки минералов, выделяющихся в пневматолито-гидротермальную стадию, в разных месторождениях бывает различным и, как теперь выясняется, до некоторой степени гармонирует с химическим составом хромшпинелидов, составляющих рудное тело. Совершенно

[1] При разложении этого минерала в процессе серпентинизации пород образуется самородная медь.

не случайно, например, что в Сарановском, Верблюжьегорском и других им подобных месторождениях среди интересующей нас парагенетической группировки минералов развиты преимущественно хлориты, уваровит и другие, богатые глиноземом, минералы, тогда как во многих Халиловских месторождениях, в закавказском месторождении Гей-Дара и др. вместо них часто изобилует хромдиопсид. В первых из указанных месторождений сами хромшпинелиды богаты глиноземом, тогда как в последних содержание этого компонента обычно не превышает 10—11%. Таким образом, уже по составу этих парагенетических группировок мы часто можем догадываться о примерном составе минеральных видов хромшпинелидов.

Разведчики, например, давно заметили, что руды тех месторождений, где присутствует уваровит, отличаются невысоким содержанием окиси хрома. Это объясняется тем, что в остаточном расплаве, из которого образовалось месторождение, находилось повышенное содержание глинозема, которое сказалось как на химическом составе хромшпинелидов (благодаря значительному количеству изоморфной примеси Al_2O_3, содержание окиси хрома, естественно, ниже, чем в других случаях), так и на минералогическом составе поздних выделений. Наоборот, руды упоминаемых Халиловских месторождений характеризуются весьма высоким содержанием окиси хрома.

К этому следует добавить, что минералы пневматолито-гидротермальной фазы даже в месторождениях позднемагматического типа не всегда бывают богато представлены. По всей вероятности, это зависит от качественной характеристики состава минерализаторов, участвующих в процессе рудообразования.

Исходя из различия минералогического состава месторождений, располагающихся в разных участках одного и того же массива, можно допустить, что содержание минерализаторов в ультраосновной магме было не везде одинаково. В связи с этим не исключена возможность и того, что часть обособлений, в которых скопилось большее количество летучих компонентов, до момента распада соединений была способна к некоторым перемещениям в силикатном расплаве еще в жидкую магматическую стадию. Автор именно этим обстоятельством склонен объяснять нахождение почти рядом или невдалеке друг от друга различных по составу и морфологическим особенностям рудных тел. Если принять это допущение, то станет понятным и то отсутствие явных закономерностей в пространственном распределении рудных тел среди вмещающих массивов. Рудные тела не обязательно должны находиться у постели лакколитовых массивов; они могут встречаться и в центральной, и в апикальной их части.

В подавляющем большинстве массивов ультраосновных пород мы наблюдаем обычно многочисленные рудные тела сравнительно небольших размеров и различных по минералогическому и химическому составу руд. Однако, встречаются массивы, где общее число месторождений невелико, но зато они отличаются большими размерами. Таковы, например, месторождения: Сарановское, Гологорское, Алапаевское, Верблюжьегорское и др. Приходится допускать, что при образовании таких крупных месторождений

имели место особо благоприятные условия для концентрации рудных компонентов.

При образовании рудных залежей с густовкрапленными или почти сплошными рудами летучие компоненты не только сыграли роль в концентрации металлических соединений в остаточных расплавах, но способствовали также образованию более крупнокристаллических аггрегатов этих расплавов. Мало того, в момент распада остаточного расплава они сообщили ему интрузивную силу, значительно повысив внутреннее их напряжение, что, несомненно, сказалось и на морфологии рудных тел. Было указано, что главная масса подобных тел имеет форму линз, иногда жил и рудных столбов, не имеющих корней, но проявляющих эпигенетические признаки по отношению к материнским породам. Тем не менее, как показывают геологические наблюдения, рудные тела залегают на месте или вблизи мест распада остаточных расплавов, не выходя за пределы материнских пород.

По своей природе рудные расплавы, из которых возникли месторождения сплошных руд, должны были представлять собой по существу шпинелевую магму, способную растворять некоторое количество силикатных компонентов. Н. С. Курнаков, исходя из опытных данных металлургии, вполне допускает возможность существования подобной магмы, сравнивая ее с так называемыми «сварочными шлаками», состоящими почти из одного магнитного железняка с несколькими процентами силикатных составных частей.

Участие летучих компонентов в образовании подобных рудных расплавов в условиях магматического процесса до некоторой степени, казалось бы, сближает эти расплавы с пегматитовыми остаточными магмами. Однако, их нельзя рассматривать как пегматиты прежде всего потому, что они по своему химическому составу весьма существенно отличаются от материнских пород. Также резко различны и количественные соотношения минералов в тех и других рассматриваемых нами образованиях. Они представляют собой результат особого процесса накопления остаточных рудных расплавов.

Нужно отметить еще раз, что роль пегматитов в ультраосновных породах играют жилы часто весьма крупнокристаллических пироксенитов, а для некоторых районов Урала также габбро, в которых полевые шпаты и роговые обманки имеют нередко гигантские размеры (например, в районе Соколинской горы в Исовском округе). Возраст хромитовых месторождений по отношению к подобным жилам, как это неоднократно доказано, безусловно, является более старшим.

С другой стороны, рудные тела не похожи и на типичные пневматолитовые образования. Было уже указано выше, что минералы пневматолитовой фазы выделяются позже, либо в трещинах в затвердевшем рудном теле, либо в миаролитовых пустотах, первоначально занятых газовой фазой, обособившейся, очевидно, из остаточного расплава в момент распада входивших в его состав соединений. Лишь в тех рудных телах, которые образовались в более поздние моменты, мы можем подозревать явное

участие оставшихся при распаде летучих составных частей в образовании крупнозернистых аггрегатов. Но, как вообще известно из учения о рудных месторождениях, одна крупнокристалличность аггрегата еще не решает вопроса в пользу пнеуматолитового способа образования месторождения.

Некоторые исследователи месторождений хромистых железняков с генетической точки зрения пытаются идентифицировать с титаномагнетитовыми месторождениями в пироксенитах и породах габбрового состава. К этому их побуждает, с одной стороны, то обстоятельство, что наши месторождения (например, Сарановское) по форме иногда сильно приближаются к титаномагнетитовым,[1] а, с другой стороны, встречаются такие типы хромитовых руд, которые характеризуются интерстициальным расположением кристалликов хромшпинелидов между идиоморфными зернами оливина (примером являются руды того же Сарановского месторождения).

Однако, несмотря на значительное, иногда внешнее, сходство в морфологии рудных тел, скопления хромшпинелидов не могут быть отождествлены с типичными фузивными месторождениями титаномагнетитов. Наиболее типичные титаномагнетитовые месторождения в интрузивных породах представлены рудами с характерной для них сидеронитовой структурой, свидетельствующей о том, что рудное вещество является самым последним продуктом кристаллизации силикатового расплава. Структуры же подавляющей массы хромовых руд говорят все же о более раннем выделении хромшпинелидов по отношению к большинству оливиновых зерен. С определенностью можно утверждать, что из остаточных расплавов хромшпинелиды кристаллизуются в основном первыми или, во вяком случае, заканчивают свою кристаллизацию до окончания или одновременно с кристаллизацией оливина.

Далее, если еще по отношению к оливиновым зернам можно встретить частичный ксеноморфизм хромшпинелидов, то по отношению к пироксенам, принимающим иногда участие в рудах, они являются всегда идиоморфными,[2] тогда как титаномагнетит в глубинных основных породах обычно ксеноморфен по отношению ко всем ранним силикатам: оливину, пироксенам и плагиоклазам.[3]

Эти факты заставляют считать, что температуры образования хромшпинелидов и титаномагнетитов в глубинных условиях далеко не совсем одинаковы.

[1] Полного тождества в морфологии обеих групп месторождений мы не имеем. Так, например, типичных столбообразных рудных тел для титаномагнетитов мы пока не знаем. Да и линзообразной формы титаномагнетитовые рудные тела, если и встречаются, то, вероятно, редко.

[2] Здесь, конечно, не принимаются во внимание вторичные образования хромшпинелидов, возникшие при серпентинизации.

[3] Интересно отметить, между прочим, что в эффузивных разностях основных пород, как показывает детальное изучение Пудожгорского месторождения титаномагнетита в диабазовых породах, рудные минералы могут выделяться в более ранние моменты, обладая способностью аккумулироваться еще в фазу жидкого состояния магмы. Точно так же в Бушвельдском изверженном комплексе (Юж. Африка) Вагнер, Рейнинг и др. пластообразные скопления магнетита в норитах считают образовавшимися в результате кристаллизационной дифференциации.

Уже один тот факт, что почти все случаи нахождения титаномагнетитовых месторождений связаны с пироксенитами и породами габбрового состава, а месторождения хромистых железняков почти исключительно приурочены к ультраосновным породам, говорит о том, что генезис их (т. е. история процессов рудообразования) не может быть одинаковым. Особенно это подчеркивается тем, что материнские породы для тех и других месторождений являются нередко дифференциатами одной и той же магмы.

Можно было бы говорить скорее об одинаковом механизме формирования рудных тел. Однако, и это положение далеко не всегда имеет место.

Автору в связи с этим хотелось бы остановиться еще на одном интересном обстоятельстве. Ему удалось в своей практике встретить такие месторождения, которые по всем их особенностям являются как бы промежуточными между рассматриваемыми генетическими типами месторождений. Прежде всего в Н.-Тагильском, хорошо дифференцированном габбро-гипербазитовом массиве подмечена зависимость вещественного состава и структурных особенностей руд от пространственного расположения их в массиве (А. Г. Бетехтин, 1934). Здесь хромшпинелидовые скопления, богатые хромом, располагались только среди выходов дунитового массива, титаномагнетитовые же — только среди выходов пироксенита, но в переходной между этими породами зоне, представленной перидотитами, посчастливилось встретить рудные тела, значительно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 50—55%) при содержании окиси хрома до 28% и с явно повышенным содержанием окиси титана. Структура руды подобных месторождений в значительной мере приближается к типичной сидеронитовой.

Кроме того, в распоряжении автора имеется полный анализ типичного хромотитаномагнетита из Онверхватского месторождения платины (в Юж. Африке) с содержанием Cr_2O_3 18.61%; TiO_2 10.33%; Fe_2O_3 27.99% и FeO 26.66%. Структура руды под микроскопом имеет также переходный к сидеронитовой структуре характер.

Эти факты показывают, что между типичными месторождениями хромистых железняков и типичными титаномагнетитовыми скоплениями существуют переходы. Однако, автор убедился в том, что не следует переоценивать количественного значения этих образований переходного характера. Общее число таких месторождений крайне не велико. В главной массе мы все же имеем две явно выраженных полярных группировки магматических месторождений: 1) хромистых железняков и 2) титаномагнетитов. Это не является случайным, и потому мы не имеем оснований по генезису их объединять в одну группу. [1]

Наконец, нам остается сравнить наши месторождения с ликвационным типом магматических месторождений. С этой точки зрения нас дол-

[1] Если бы мы попытались представить себе такую диаграмму, где по оси абсцисс были бы условно показаны все типы месторождений, начиная от хромистых железняков и кончая титаномагнетитовыми, а по оси ординат — количественные значения каждого из встречающихся типов, тогда наша кривая имела бы д в а максимума: один над типичными месторождениями хромистых железняков, другой — над месторождениями титаномагнетитов.

жны интересовать прежде всего месторождения так называемого нодулярного хромистого железняка. Как было приведено выше, автор при изучении условий нахождения подобных руд пришел к выводу, что сфероидальные формы выделений представляют собой не что иное, как обособления хромитового вещества из расплава, первоначально в жидком виде.

К числу собственно ликвационных месторождений А. Н. Заварицкий (1926) относит такие, рудное вещество которых отделилось от материнской магмы еще до начала кристаллизационной дифференциации или, во всяком случае, до начала кристаллизации материнской магмы. При этом формирование рудных тел (т. е. кристаллизация рудной магмы) обычно происходило уже не на том месте, где произошло обособление ее от силикатной магмы. В месторождениях типа Седбери, например, сульфидные залежи располагаются у постели интрузивного тела.

Наши же рудные тела с нодулярными текстурами по условиям залегания и по своей внешней форме не отличаются чем-либо существенным от обычных хромитовых рудных тел. Следовательно, образование сферических телец руды происходило из подобных же остаточных расплавов, из которых образовывались и вообще хромшпинелидовые скопления. По всей вероятности, возникновение их обусловливалось спокойным распадом хромовых соединений, первоначально находившихся в растворенном состоянии в остаточном расплаве. Кристаллизация выделившихся каплеобразных скоплений рудного вещества происходила или одновременно или, как это установлено автором в некоторых других месторождениях нодулярного хромита, несколько позже, чем кристаллизация остаточной силикатной части.

Таким образом, если сравнивать наши образования с собственно ликвационными месторождениями, то мы должны будем признать несомненную разницу между ними. Если для ликвационных месторождений мы имеем отделение рудной магмы в ранний магматический период, то для месторождений с нодулярными хромитовыми рудами аналогичное обособление, правда, несравненно в меньшем масштабе, происходило из остаточных расплавов, т. е. в более позднюю магматическую стадию. Иными словами, в наших условиях мы не можем говорить о ликвации как о главенствующем процессе при образовании рудных тел, мы можем говорить лишь об явлениях ликвации, имевших место при распаде остаточных расплавов.

Подводя итог сказанному, мы должны признать, что промышленные скопления хромистых железняков обладают всеми признаками м а г м а т и ч е с к и х м е с т о р о ж д е н и й. Хотя относительный возраст отдельных месторождений может вариировать довольно широко даже в пределах одного и того же массива, все же главная масса крупных месторождений, как на это автор указал еще в своей ранней работе (1934), сформировалась в более поздние моменты магматического процесса из остаточных рудоносных расплавов. [1]

[1] Необходимо заметить, что вопрос о возможности образования вообще остаточных расплавов в ультраосновных магмах возникал у ряда других исследователей. В частности Фогт сове ршенно определенно высказывался в этом направлении.

Эти поздние рудные образования по их относительному возрасту напоминают титаномагнетитовые месторождения, однако структурные особенности руд тех и других месторождений различны. Чтобы не создавать специального названия для нашего типа месторождений, автор счел наиболее целесообразным объединить его вместе с фузивными месторождениями в более общий тип гистеромагматических месторождений. В противоположность этому месторождения хромистого железняка, образовавшиеся из остаточных расплавов в более ранние моменты застывания материнских пород, лучше называть ортомагматическими.

На основе всего изложенного фактического материала, автор предлагает следующую классификацию процессов концентрации хрома в ультраосновных породах и в связи с ними морфологических особенностей рудных тел.

IV. Классификация процессов концентрации хрома в ультраосновных породах

I. Процессы сегрегации хромшпинелидов.

А. Акцессорные хромшпинелиды в ультраосновных породах.

Б. Обогащенные хромшпинелидами шлиры пород.

В. Пластообразные залежи как результат гравитационной дифференциации (тип месторождений Бушвельдского комплекса).

II. Процессы образования месторождений хрома из остаточных расплавов.

А. Ортомагматическая стадия процессов.

1. Гнездообразные тела с расплывчатыми границами рудных тел.

2. Линзообразные тела с полосчатыми и такситовыми текстурами вкрапленников.

3. Рудные тела с нодулярными текстурами.

Б. Гистеромагматическая стадия процессов.

1. Линзо-столбо-и жилообразные тела с резкими границами и массивной текстурой сплошных руд.

2. Гнездо-и столбообразные тела с брекчиевидными текстурами.

3. Рудные тела с признаками фузивного типа месторождений.

III. Процессы миграции хрома при серпентинизации пород.

А. Явления метаморфизма хромшпинелидов.

Б. Явления переотложения хромшпинелидового вещества в местах сильного проявления серпентинизации.

IV. Процессы выветривания месторождений.

А. Образование валунчатых и аллювиальных россыпей.

Б. Разложение хромшпинелидов в условиях латеритного выветривания с образованием алюмо-ферри-хромокремневых кислот (нонтронита и др.).

Приведенная таблица не требует каких-либо дополнительных пояснений. Может быть, не лишним будет подчеркнуть еще раз, что с промышлен-

ной точки зрения для нас интересны процессы образования месторождений хрома из остаточных расплавов в ультраосновных магмах. При этом наибольший интерес представляют гистеромагматические месторождения. Можно без преувеличения сказать, что главная масса эксплоатирующихся месторождений принадлежит именно к этому типу. Особенное значение, вполне естественно, придается месторождениям с линзо- и жилообразными формами рудных тел, представляющими значительные удобства как в отношении разведки, так и эксплоатации их.

Что же касается ортомагматических месторождений, представленных в большинстве случаев вкрапленниками, то их промышленное значение мыслимо только в том случае, если запасы руд достаточно велики, чтобы при прочих экономических условиях обеспечить работу стационарной, или хотя бы передвижной обогатительной фабрики на определенный амортизационный срок.

Явления метаморфизма и переотложения хромшпинелидового вещества в местах сильного проявления серпентинизации в большинстве случаев имеют ничтожные размеры, и сколько-нибудь значительных концентраций хрома мы не наблюдаем. По этому вопросу мнение автора коренным образом расходится с мнением Э. Сэмпсона.

В заключение автор считает необходимым сказать, что сравнительное изучение месторождений платиноносных и неплатиноносных хромистых железняков показало, что в геологической природе между ними нет сколько-нибудь существенной разницы ни в отношении морфологических особенностей и внутреннего строения рудных тел, ни во взаимоотношениях рудных тел с вмещающими породами. То же самое следует заметить про минералогический и химический состав руд, если исключить из рассмотрения содержание металлов платиновой группы.

Нужно сказать, что буквально все морфологические типы рудных тел, которые считались специфическими для месторождений платины, встречены и среди неплатиноносных массивов ультраосновных пород. В Н.-Тагильском платиноносном дунитовом массиве представлены как бы в миниатюре все генетические особенности большинства хромитовых месторождений Урала.

ЛИТЕРАТУРА

Русская

Бетехтин А. Г. К вопросу о платиноносности Гокчинских перидотитовых массивов. Цветные металлы, № 3, 1932.

Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. Зап. Ленинградского горного инст., 8, 1934.

Бетехтин А. Г. Платина. Изд. ЛИГЕМ Академии Наук, 1935.

Бетехтин А. Г. и Никшич И. И. Халиловский и Хабардинский хромитоносные массивы. Мин. сыр., № 3, 1935.

Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия месторождений хромистого железняка Халиловского района. Напечатано в этом сборнике, 1937.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии, ч. 3, 1935.
Вахромеев С. А. Хромиты Урала и их классификация, Свердлгиз, 1935.
Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов. Труды Геол. ком., н. с., вып. 62, 1913.
Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Ч. 1—5. Изд. КЕПС, Л., 1923—1933.
Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Гокча. Бассейн оз. Севан (Гокча), т. I, Л., 1929.
Гинзберг А. С. Петрография республики Армении. Петрография СССР. Серия 1, вып. 2. Изд. Академии Наук, Л., 1934.
Заварицкий А. Н. Хром. Сб. КЕПС, т. IV, вып. 4, Пг., 1917.
Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. Изв. Геол. ком., № 2, 1926.
Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 108, 1928.
Идкин П. М. Хром. Сб. Нерудные ископаемые, т. III. Изд. Академии Наук Л., 1927.
Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины Уральского типа. Изв. Академии Наук, 1926.
Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Юж. Урале). Напечатано в этом же сборнике, 1937.
Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Труды Казанск. об-ва ест. Казанск. универс., 47, вып. 1, 1915.
Лебедев П. И. Петрографический очерк Шорджинского месторождения хромистого железняка (оз. Гокча, Армения). Изв. Ленингр. политехн. инст., 1928.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и вообще. Труды ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
Никитин В. В. Геологические исследования центральной группы дач В.-Исетского завода. Труды Геол. ком., н. с., вып. 22, 1907.
Пафенгольц К. Н. Основные черты геологического строения Ганджинского района. Изв. Геол. ком., 18, № 3, 1929.

Иностранная

Arzruni. Sur quelques minéreaux des gîtes de chromite du district de Syssertsk Oural. Bull. Soc. geol. Franc., 1882, 5, 94.
Baumgärtel B. Das Nebengestein der Chromeisenerzlagerstatten bei Dubostica, in Bosnien und das Auftreten von secundär gebildetem Chromit in denselben. Min. Mitt., 1904, 23, H. 5, 393—400.
Bowen N. The evolution of the igneous rocks. Princeton, 1928, 334.
Cossa u. Arzruni. Ein Chromturmalin aus den Chromeisenlagern des Urals. Z. Krist., 1883, 7, 4.
De Launey L. Ttaité de metallogénie. Gîtes minéraux et metalliferes ,t. II, Paris, 191, 257.
Diller S. Recent studies of domestic chromite deposits in the Klamath Mountains. Tkans. Am. Jnst. Min. a. Met. Eng., 1920, 63, 105—149.
Donath M. Geologisch-mineralogische Studien an serbischen Chromitlagerstätten, Freiberg, 1930.
Duparc L. et Tichonovitsch. Le platin et les gîtes platinifères de l'Oural et du Monde, Genève, 1920.
Groddeck. Die Lehre von Lagerstätten der Erze, Leipzig, 1879, 146.

Fisher L. Origin of chromite rocks. Econ. Geol., 1929, **24**, № 7.
Hall A. L. The Bushveld igneoux complex with special reference to the Eastern Transvaal XV Internat. Geol. Congr. in South. Africa, 1929, Guide book.
Johnston W. D. Nodular orbicular and banded chromite in Northern California. Econ. Geol., 1934, **31**, № 4.
Keep F. Origin of chromite. Econ. Geol., 1930, **25**, № 2.
Keep F. Origin of chromite deposits. Econ. Geol., 1930, **25**, № 4.
Ross C. Is chromite always a magmatic segregation product. Econ. Geol., 1929, **24**, № 6.
Ross C. The origin of chromite. Econ. Geol., 1931, **26**, № 5.
Ryba F. Beitrag zur Genesis der Chomeisenerzlagerstätten bei Kraubat in Obersteirmark. Z. prakt. Geol., 1900, 337.
Sampson E. May chromite crystallize later. Econ. Geol., 1929, **24**, № 6.
Sampson E. Magmatic chromite deposits in Southern Africa. Econ. Geol., 1932, **26**.
Singewald I. Magmatic segregation and ore genesis. Min. a. Sc.Press, 1917, **114**, 733—736.
Vogt. Beiträge zur genetischen Classifikation der durch magmatische Differentiation und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. Z. prakt. Geol., 1894, **10**, 389.
Vogt. Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Min. Mitt., 1908.
Vogt. Ueber anchi-monomineralische und anchi-eutektische Eruptivgesteine. Skrifter Vidensk. Selsk. i Christiania, 1908.
Vogt I. Geology of platinum metals. Econ. Geol., 1927, **22**, № 4, 326—328.
Wagner P. The chromite of the Bushweld igneous complex. South. Afric. Journ. Sci., 1923, **20**, 223—235.

A. G. BETEKHTIN

THE SHORDZHA CHROMITE-BEARING PERIDOTITE MASSIF AND THE ORIGIN OF CHROMITE DEPOSITS IN GENERAL

SUMMARY

I. The Shordzha peridotite massif is one of the components of the petrogenetic province of ultrabasic rocks which begins near the village of Ak-Baba in the Leninakan region and stretches in a belt along the northeastern coast of Lake Sevan in a south-easterly direction, extending to the territory of Azerbaijan and Mountainous (Nagorny) Karabakh.

2. The Shordzha massif is composed mainly of saxonites (harzburgites), verlites, partly lerzolites, pyroxenites and troctolites. Among the peridotite rocks small outcrops of dunite are occured in the form of elongated lens-shaped bodies or in irregular forms.

An analysis of detailed large-scale geological maps has shown that the bedding of occurrence of the dunite bodies is in the main concordant with the general outlines and structure of the peridotite massif, and no age differences between these rocks have established.

From the aforesaid the author makes the assumption that the consolidation of dunites and peridotites approached a simultaneous one, and that the differences in the outlines of the bodies of these rocks for individual areas of the massif are due either to the state of rest, or to the move-

ment of the magma, partly differentiated previous to the moment of its intrusion into the Eocene limestones.

3. The chromite deposits are confined solely to dunite parts, representing the product of formations mainly during the final moments of the cooling of dunite bodies.

4. The chief hypogene minerals in chromite ores are: chromspinelides, serpentine (both antigorite and chrysotile formed in the place of olivine). In subordinate amounts the following are present: chromegarnets, chromchlorites (kämmerite), chromdiopside, rarely isolated grains of iron, nickel and copper sulphides (pyrrhotite, pentlandite and some sulphoferrite of copper not identified more closely). To the minerals formed during the serpentinization, the following minerals, in addition to serpentine, should be referred: magnetite in the form of ore dust, occasionally secondary chlorite, millerite, magnesium and calcium carbonates, native copper, brucite, etc.

5. The latest metamorphic alterations of chromspinelides are of particular interest. Such alterations, as it has been established by the author, are confined to the moment of serpentinization of peridotite massifs and are manifested not only in a mechanical crushing of separate grains, but also in the alteration of their chemical composition.

A comparison of complete chemical analyses of chrome-spinelides with the data of a mineragraphic study has shown that in the initial stages of metamorphism the ferrous iron in chromspinelides passes into ferric iron. That is, a process takes place which is quite analogous to the martitization of magnetite.

6. All the facts available on the geology and mineralogy of chromite deposits lead the author to the following fundamental conclusions and inferences derived from the former:

a) Chromium, as an element, is primarily associated with dunites. It seems probable following the assumption of Spurr, that in the early magmatic period chromium is concentrated in the melts richer in magnesia, producing dunites upon consolidation. The bulk of chromium is precipitated in the form of accessory grains in dunites and peridotites simultaneously with or a little previous to the crystallization of olivine. Only a certain, considerably lesser part of chromium is combined by the volatile components contained in the magma in some quantity, producing some non-volatile or difficulty volatile compounds, which were decomposed during the later moments of the magmatic period proper.

b) The process of ore formation is mainly confined to the later stages of the cooling of magma. This statement is supported first by a sharp separation from the wall rock of the greatest part of lens-shaped ore bodies, occuring in the dunite. It is further emphasized by the presence of typical ore veinlets, as well as of breccia-like structures of some ores, in which the role of cement between the fragments of dunite is played by the ore mass.

c) Residual ore-bearing melts localized amidst the dunite magma, were non-uniform in composition in different parts of the massif.

The close paragenesis of chromspinelides with such minerals as chromchlorites, chromdiopsides, uvarovites, sometimes sulphydes and gases, is an evidence in favour of the fact that volatile components took part in the composition of the melts as mineralizers.

d) The fact that along with ore bodies showing epigenetical features with respect to the enclosing rock, locally there occur also earlier bodies with indistinct boundaries and even typical segregation, represented by disseminated ores, is an evidence of the crystallization of residual melts having proceeded at different periods, depending probably on the amount of mineralizers previously contained in them, which lowered the temperature of the decomposition of the compounds.

e) The outlines of the chromite ore body and its relations with the enclosing rocks depend on the moment at which the decomposition of the combinations in the residual magma occured.

The segregations, which contained a considerable amount of mineralizers retaining the compounds in a fluid or, strictly speaking, dissolved state, when being decomposed had to assume the shape made possible by the physical condition and structural peculiarities of the enclosing medium.

An unquestionably important role was played by the internal pressure which is generally produced by volatile components with a fall of temperature and is directly dependent on their quantitative importance.

f) Since all the ore bodies are located within ultrabasic rocks (in the Shordzha massif they do not even extend beyond the parent dunite areas), the mobility of the ore fluids should not be overestimated. The chromite bodies in the main were formed in place or near the place of decomposition of the chromium compounds.

Only the larger segregations, produced by the action of volatile compounds, seem to have been capable of a considerably greater mobility when passing to the stage of chromspinelide crystallization.

g) The structural and textural peculiarities of the ores depend on the moment in the process of cooling of the magmatic massif, at which the formation of ores takes place.

Disseminated ores are formed mainly at the early moments of the formation of the deposit. Vein, reticulate and breccia-like structures are peculiar to deposits of a late magmatic origin.

Early ore segregations, as a rule, have finegrained textures. On the contrary, massive ores of vein-like and lens-shaped ore bodies, especially rich in chromchlorite inclusions, have more coarsegrained aggregates.

h) In the process of the formation of deposits of chromite ores the separation of such minerals as uvarovite, chromdiopside, chromchlorites, sulphides ets., happened during the pneumatolytic-hydrothermal phase.

The above named minerals form a rather close paragenetic group. They do not occur frequently, but their behaviour towards ore bodies is very characteristic: they form either veinlets in fissures of the ore bodies, or occasionally well developed druses or, finally, fill miarolitic cavities in ore aggregates and rarely in the enclosing rocks.

i) The process of serpentinization of ultrabasic rocks en masse was probably an independent epimagmatic process.

Although in the process of serpentinization the chromspinelides by metamorphism are capable of being redeposited, no considerable accumulations formed as a result of redeposition during serpentinization, have been anywhere established.

k) In the processes of weathering the chromspinelides, due to their chemical resistivity, pass to placers. However, under conditions of a lateritic weathering, as shown by a study of the Khalilovo deposits, processes of their decomposition and of a removal of chromium may be observed, accompanied by a deposition of opal and sometimes magnesite.

7. On the basis offacts actually observed the author proposes the following classification of the processes of chromium concentration in ultrabasic rocks and in connection with these, of the morphological features of the ore bodies:

Classification of processes of chromium concentration in ultrabasic rocks

I. Processes of segregation of chromspinelides.

A. Accessory chromspinelides in ultrabasic rocks.

B. Rock sharply enriched in chromspinelides.

C. Sheet-like deposits as a result of gravity differentiation (the «chromitite» type of deposits in the Bushveld complex).

II. Processes of formation of chromium deposits from residual magma.

A. Orthomagmatic stage of processes.

1. Pocket-like bodies with indistinct boundaries of ore bodies.

2. Lens-shaped bodies with banded and taxitic structures of the disseminated ores.

3. Ore bodies with nodular structures.

B. Hysteromagmatic stage of processes.

1. Lens-,pipe- and vein-shaped bodies with sharp boundaries and a massive structure of ores.

2. Pocket - and pipe-like bodies with breccia-like structures.

3. Ore bodies with features of the fusive type of deposits (titaniferous magnetite).

III. Processes of chromium migration during serpentinization of rocks.

A. Phenomena of metamorphism of chromspinelides.

B. Phenomena of redeposition of chromspinelide substance at the places of intense development of serpentinization.

IV. Processes of weathering of deposits.

A. Formation of boulder and alluvial placers.

B. Decomposition of chromspinelides under conditions of a lateritic weathering with the formation of alumino-ferrochrome-silica acids (nontronite etc.)

It should be emphasized that from the economic standpoint of view we are interested in the processes of chromium deposits formation from residual melts in ultrabasic magmas, hysteromagmatic deposits being of the greatest interest.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТ ТУТ

А. Г. БЕТЕХТИН И С. А. КАШИН

МИНЕРАЛОГИЯ ХАЛИЛОВСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время, начиная со второго пятилетия, наступил новый этап в развитии хромовой промышленности на Урале. Резкий рост потребления хромовых руд в металлургической промышленности для целей изготовления высококачественных сталей, естественно, побудил к систематическим разведкам месторождений хромистого железняка. На ряду с этим возникла прямая необходимость изучения качественной характеристики руд.

Многочисленными химическими анализами хромистых железняков различных месторождений Урала и за границей в данный момент твердо установлено, что так называемый хромит, являющийся главным рудообразующим минералом, отнюдь не отвечает по составу своей теоретической формуле: $FeCr_2O_4$, как это предполагают еще многие из работников мест и работников металлургической промышленности, основываясь на старых химических формулах, опубликованных в литературе. В качестве изоморфных примесей к двухвалентному железу входит в значительном, иногда в преобладающем, количестве магний, отчасти марганец, а к трехвалентному хрому — алюминий и трехвалентное железо. Установлена целая группа минеральных разновидностей типа шпинели, объединенная под общим названием «хромшпинелидов».[1]

Совершенно ясно, что для целей успешного проведения плавки руд на феррохром колебания в химическом составе хромшпинелидов, безусловно, должны как-то учитываться. Пока что металлургами обращается внимание на соотношение в руде между окисью хрома и закисью железа. Однако, несомненно, что значительное содержание в некоторых рудах глинозема, а также магнезии должно сказываться на ходе плавок на феррохром, а, следовательно, должно отражаться и на подборе шихты при плавках.

[1] С. А. Вахромеев в своей работе «Хромиты Урала» предлагает в качестве собирательного термина «хромшпинель». Однако, это название неудачно лишь потому, что оно уже узаконено за одним из минеральных видов хромшпинелидов. За термином «хромистый железняк» мы оставляем понятие, относимое рудокопами к руде как к ископаемому сырью.

Кроме того, в наших уральских рудах совершенно не изучены до сих пор содержания других химических элементов, которые могут находиться в виде изоморфной примеси к основным окислам, характеризующим хромшпинелиды. Так, например, не так давно в хромшпинелидах одного из югославских месторождений неожиданно было открыто довольно значительное (до 6%) содержание цинка. Отнюдь не исключено, конечно, содержание и других металлов в этих рудах.

В связи с этим Ломоносовский институт Академии Наук в 1935 г. поставил одной из своих задач детальное изучение химического состава хромшпинелидов. Внимание было обращено на район Халиловских месторождений, которые известны своими высококачественными рудами. С другой стороны, халиловские руды в подавляющей своей массе химически почти не метаморфизованы или метаморфические явления выражены очень слабо, тогда как во многих уральских месторождениях мы имеем иногда существенные изменения в химическом составе руд, обязанные своим происхождением эпимагматическим, в частности гидротермальным, процессам, широко проявляющимся в массивах ультраосновных пород. Одним из нас [1] недавно были произведены детальные исследования весьма оригинальных и мощно проявленных изменений химического состава хромшпинелидов месторождений Верблюжьих гор на Юж. Урале. Там не оказалось почти ни одного месторождения, где явления химического метаморфизма не были бы проявлены в той или иной мере. В этом отношении руды Халиловских месторождений имеют особый интерес, так как здесь представляется возможность точнее изучить химический состав первичных хромшпинелидов. Наконец, в Халиловском районе мы имеем довольно многочисленные рудные тела, широко отличающиеся друг от друга как по морфологическим признакам, так и по текстурным особенностям и парагенезису минералов.

Все это делает поставленную задачу интересной не только с чисто практической, но также и с научной точки зрения. Вообще нужно сказать, что углубленные научно-исследовательские работы для отдельных хромитовых месторождений если и производились, то обычно с большим опозданием. В частности, это относится к Халиловскому району, где, несмотря на 10-летнюю эксплоатацию и разведку месторождений, до сих пор не было уделено внимания серьезной научной обработке материалов по этим месторождениям.

Средства на выполнение нашей задачи были отпущены Оренбургским облисполкомом. Полевые исследования под консультацией А. Г. Бетехтина производились С. А. Кашиным. Последним производилась и предварительная камеральная обработка собранных материалов. Окончательная обработка их проведена совместно.

Главное внимание нами было обращено на месторождения эксплоатирующиеся и разведываемые в настоящее время. Но в то же время, насколько удавалось, мы собирали материал и по остальным месторожде-

[1] С. А. Кашиным.

ниям, поскольку это необходимо было для решения основных вопросов нашей задачи.

Технический руководитель Халиловской хромитовой геолого-разведочной партии К. К. Станкевич любезно предоставил в наше распоряжение некоторые характерные разрезы рудных тел, выявленных в последние годы. С. И. Кокарев, производитель работ партии, располагающий небольшой, но интересной минералогической коллекцией по Халиловским хромитовым месторождениям, поделился с нами ценными сведениями по минералогии уже выработанных к настоящему времени месторождений, а также любезно передал часть образцов для микроскопического исследования. Обоим им выражаем искреннюю благодарность.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

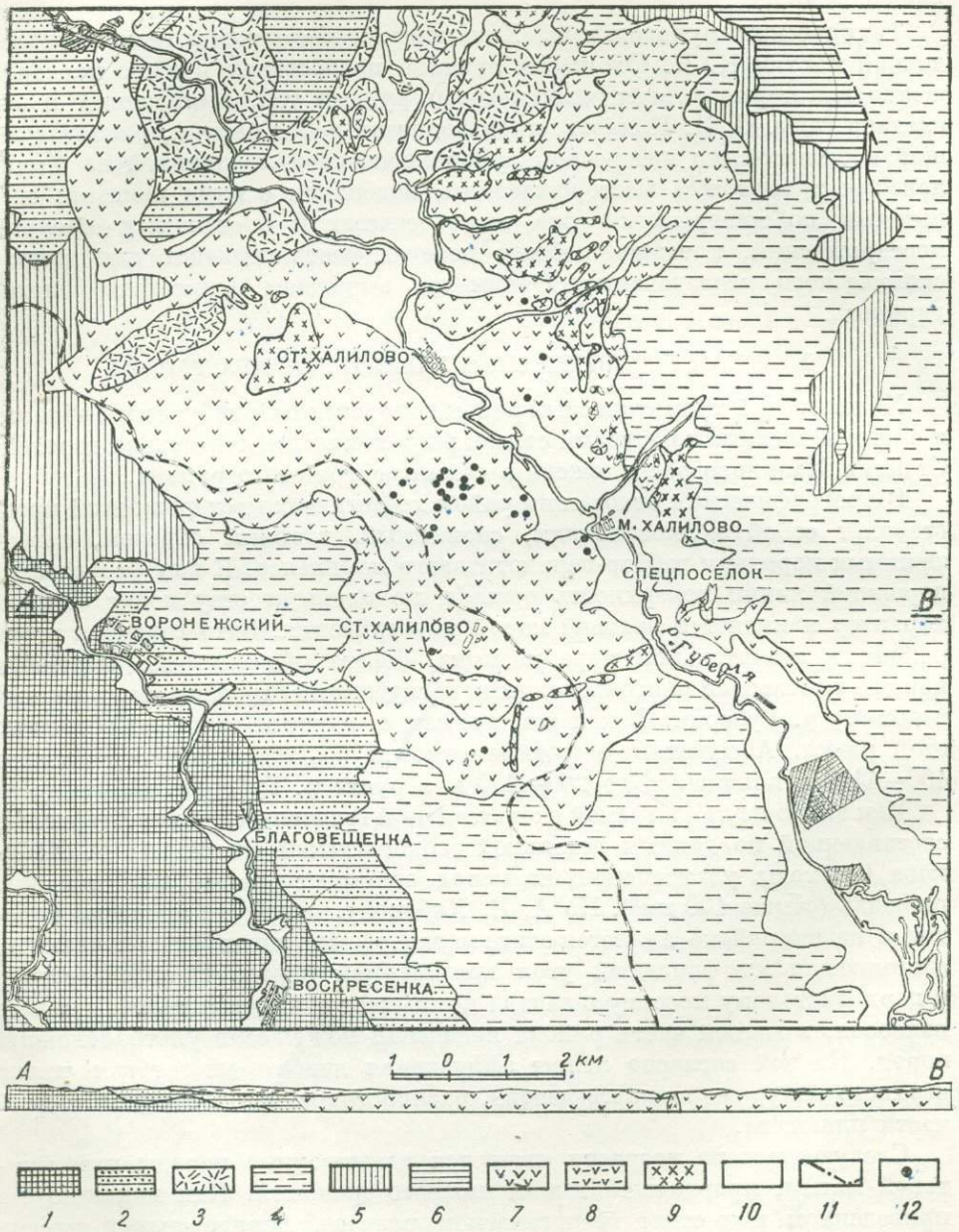
Халиловский хромитоносный район находится в Оренбургской области и с промышленными центрами связан ширококолейной железной дорогой. Станция Халилово расположена в самом центре этого района.

В орографическом отношении район хромитовых месторождений представляет собой мелкосопочник, сложенный, главным образом, изверженными породами габбро-перидотитового комплекса. К югу от железнодорожной линии поверхность рельефа по преимуществу носит степной характер и является древней корой выветривания. Зато северная часть района в значительной мере размыта, богата обнажениями коренных пород и расчленена многочисленными неглубокими оврагами, впадающими в долину р. Губерли. Такая же, примерно, картина и по левобережью этой речки. Абсолютные высотные отметки возвышенностей достигают 400—410 м, понижаясь до 260—280 м в русле р. Губерли.

Как видно из прилагаемой схематической геологической карты (фиг. 1), составленной по данным детальной геологической съемки А. В. Хабакова,[1] выходы ультраосновных пород занимают весьма значительную площадь (свыше 100 км²). По А. В. Хабакову, наиболее древнею породою в нашем районе является свита метаморфизованных зеленых сланцев, занимающая юго-западный угол прилагаемой карты. Непосредственно к перидотитовому массиву с запада примыкает сланцевая толща нижнего палеозоя, в южной части района падающая под массив ультраосновных пород. На ней согласно лежит эффузивная диабазо-спилитовая толща верхнего силура — нижнего девона, распространенная в северо-западной части планшета.

Следующими по возрасту являются изверженные породы перидотитовой магмы, прорвавшей толщи нижнего палеозоя. Как показано на приведенном широтном геологическом разрезе, перидотитовый массив имеет огромные размеры. Будучи прикрыт осадками позднейшего времени, он продолжается за пределы заснятого А. В. Хабаковым планшета как на восток, так и на юг, и на север. Лишь с западной стороны он

[1] А. В. Хабаков. Геологический очерк Халиловского района, 1935.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Халиловского хромитоносного района

1 — древняя метаморфическая толща; 2 — песчанико-сланцевая толща нижнего палеозоя; 3 — эффузивная диабазо-спилитовая толща; 4 — юрские песчано-глинистые отложения; 5 — отложения мелового возраста; 6 — третичные отложения; 7 — перидотиты и дуниты; 8 — остатки древней коры выветривания массива ультраосновных пород; 9 — габбро и габбродиабазы; 10 — четвертичные отложения; 11 — сброс; 12 — месторождения хромита

ограничивается толщей нижнего палеозоя. Находящиеся на востоке ишкининские выходы перидотитов, вероятно, составляют с ним одно целое.

В петрологическом отношении здесь имеем единую габбро-перидотитовую формацию. Тот факт, что всюду выходы пород габбрового состава пространственно тесно связаны с выходами перидотитов не только в пределах Халиловского района, а также в Ишкининском, Сухо-Губерлинском, Хабарнинском и других местах, говорит за то, что породы габбрового состава скорее всего являются дериватами той же перидотитовой формации. За это же говорит их в большинстве случаев согласное с перидотитами залегание. Несмотря на то что тела габбрового состава имеют нередко крутые контакты с перидотитами, иногда даже производят впечатление явно секущих тел, все же невозможно допустить самостоятельной интрузии габбровой магмы, образовавшей под перидотитами обособленный массив, как это предполагают многие местные работники. Геологическое строение ряда хорошо изученных габбро-перидотитовых массивов как на Урале, так в Закавказье и в других местах совершенно определенно говорит за то, что породы габбрового состава являются не чем иным, как производными перидотитовой магмы и располагаются обычно в апикальных частях массивов ультраосновных пород.

В этом отношении мы вполне присоединяемся к выводам А. В. Хабакова, детально изучавшего геологическое строение Халиловского массива и приводящего ряд других совершенно резонных соображений в пользу высказанного положения.

С петрографической точки зрения среди перидотитовых пород подавляющее распространение имеют гарцбургиты, и лишь местами встречаются породы типа лерцолитов. Резко подчиненное значение имеют дуниты. Все эти породы большей частью нацело серпентинизированы и местами сильно смяты. Породы габбрового состава обнажены, главным образом, в северной части нашего района в виде небольших по размерам выходов. Среди них преимущественно развиты габбро-диориты и габбро-диабазы. Кроме того, встречаются иногда габбро-пегматиты, габбро-нориты, оливиновые габбро и микродиориты.

На эродированную поверхность габбро-перидотитового массива и нижнепалеозойских толщ налегают песчано-галечные отложения континентальной юры, сменяющиеся вверх по разрезу глинами. Эти отложения, как видно из карты, занимают значительную площадь нашего района и имеют наибольшую мощность 60 м.

Юрские отложения далее по восходящему разрезу сменяются верхнемеловыми морскими осадками, залегающими в западной части района на песках и галечниках континентального мела. Верхнемеловые отложения при современной эрозии уцелели лишь в немногих местах, достигая мощности 30—35 м.

Еще в меньшей степени сохранились небольшой мощности (до 10—15 м) третичные отложения, представленные кварцитами и красноцветными глинами.

Четвертичные отложения представлены современными речными наносами в долинах рек Губерли и Каялы. На водораздельных плато распространены лёссовидные суглинки и глинистые пески.

В тектоническом отношении район изучен еще недостаточно. Более определенное суждение мы можем иметь о тектонических проявлениях позднейшего времени.

А. В. Хабаков в своем отчете обращает внимание на дуговое изменение простирания дислоцированных толщ, выразившееся в постепенном изменении его по направлению с юга на север. В то время как на юго-западном участке района развито преимущественно северо-западное простирание толщ, севернее оно сменяется меридиональным и далее к северу — северо-восточным. Этим основным структурным элементам вмещающих толщ до некоторой степени отвечает и ориентировка полосчатых текстур пород в габбро-перидотитовом массиве. Исходя из расположения отдельных складчатых полос древнего палеозоя, А. В. Хабаков приходит к выводу о том, что «центральная часть халиловской перидотитовой интрузии была внедрена в синклинальной области эффузивов, располагающейся на сгибе простираний».

Сам перидотитовый массив испытал позднейшие динамические воздействия, выразившиеся в обильном развитии отдельностей, небольших передвижек, а местами в смятии и рассланцевании. В главной массе случаев ориентировка плоскостей, по которым произошли передвижки, имеет близкое к меридиональному простирание. На ряду с ними встречаются разрывы и широтного направления. Как на одну из деталей, можно указать на довольно часто наблюдающееся рассланцевание узких зон серпентинизированных пород в контакте с хромитовыми телами, а иногда и на границах габбровых штокообразных тел. Детальные полевые наблюдения, проверенные многочисленными буровыми скважинами, убеждают в том, что эти узкие зоны рассланцевания, приуроченные к рудным телам, возникли во время серпентинизации перидотитовых пород и обусловлены динамическими воздействиями на инородные тела, вызванными расширением объема при переходе в серпентиниты.

Из позднейших дизъюнктивных нарушений в Халиловском районе А. В. Хабаков отмечает сброс небольшой амплитуды в северо-восточном углу планшета на границе между третичными и юрскими отложениями.

Таким образом, интересующий нас габбро-перидотитовый массив, как и большинство подобных массивов Урала, возник в до-юрское (повидимому, в каменноугольное) время. В пермское время, вероятно эрозионными процессами, он был обнажен на дневной поверхности и подвергся усиленному поверхностному разрушению, о чем свидетельствуют остатки древней латеритовой коры выветривания с месторождениями никеля и магнезита. В мезозойское время массив был покрыт осадками юры и мела, сменившимися затем отложениями третичного времени. Современная эрозия вновь отпрепарировала северо-западную часть этого огромного, повидимому, по размерам массива.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

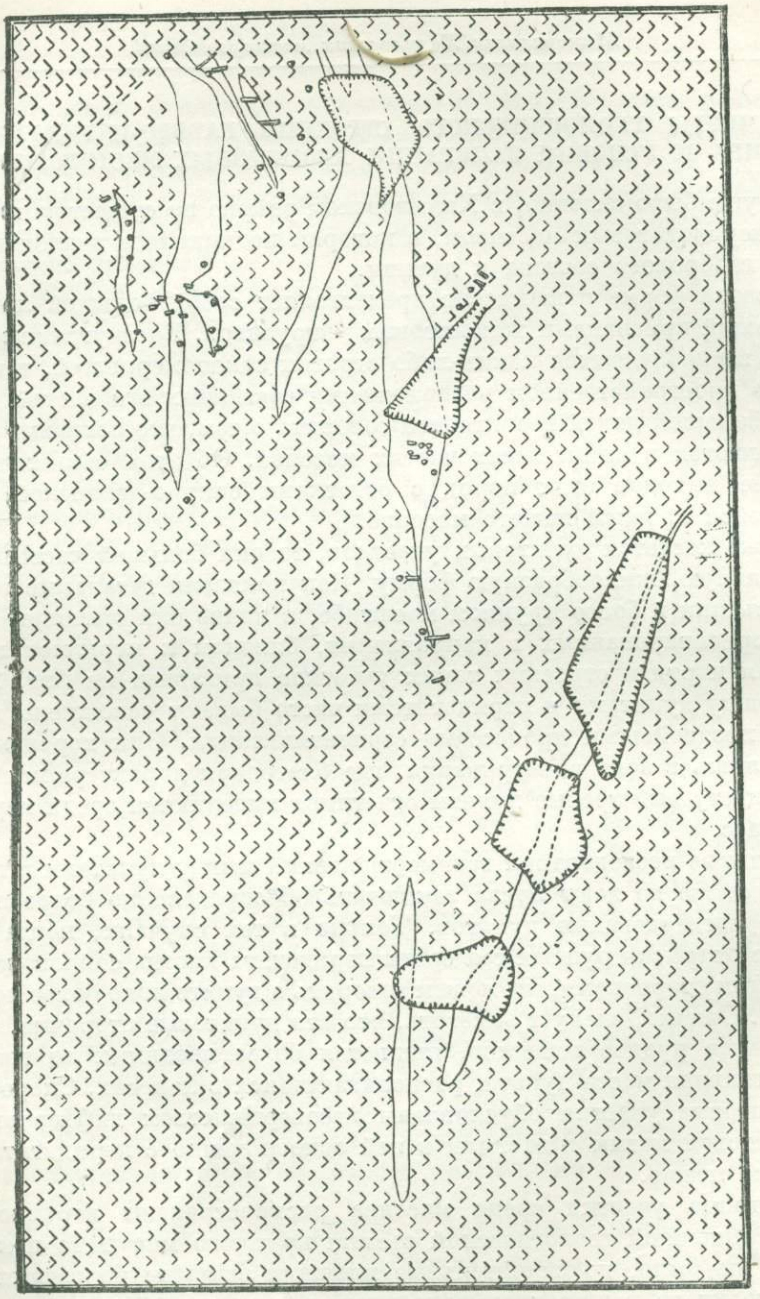
Как уже было сказано, в Халиловском районе по существу мы имеем дело с перидотитовым массивом, в котором подчиненное значение имеют породы габбрового состава и дуниты.

По своей форме наш массив представляет собой большой лакколит, обладающий признаками хонолитовых интрузивов. Во внутреннем строении его не наблюдается каких-либо строгих закономерностей, выражающихся в пространственном расположении составных его частей. Можно лишь с большой долей вероятности говорить о том, что основные породы располагаются в апикальных частях массива. Об этом свидетельствует сочетание выходов этих пород с остатками силуро-девонской толщи, являющейся кровлей нашего массива.

Что же касается дунитовых участков, то они большей частью имеют неправильную, жилообразную форму. Как показали детальные геологические съемки в более крупном масштабе, в плане они выглядят в виде полос, ориентированных в направлении, близком к меридиональному. Типичная картина строения таких участков приведена на фиг. 2. Границы между дунитами и перидотитами часто бывают осложнены и затушеваны позднейшими процессами серпентинизации. Они хорошо видны бывают лишь в зоне выветривания, где благодаря характерному желтобурому цвету выветрелые дуниты отчетливо выделяются среди перидотитовых масс.

Детальные исследования взаимоотношений между дунитами и перидотитами все же не дают права заключать об определенно более позднем возрасте затвердевания дунитов. Только в тех случаях, когда жилообразные отпрыски рудных тел среди перидотита иногда сопровождаются дунитовыми оторочками, мы можем говорить о дуните явно более позднего возраста. Однако, следует заметить, что эти дунитовые оторочки, так же как и самое рудное вещество, являются более поздними по возрасту, нежели главная масса дунита, располагающаяся в полосах. Скорее всего эти дунитовые участки обусловлены несовершенством дифференциации перидотитовой магмы и застыли в ней одновременно с перидотитом или несколько позже.

Дунитовые участки среди массива распространены неравномерно. Правда, сплошной геологической съемки крупного масштаба пока произведено не было, но значительные площади вскрыты бороздами с помощью трактора в широтном направлении (с расстоянием между бороздами в 10 м). Эти борозды проводились с поисковыми целями и, главным образом, на тех участках, где коренные выходы были покрыты тонким слоем элювия. Исследование щебенки, полученной в результате такого распахивания, показывает, что местами на значительных площадях, занятых выходами гарцбургитов, дунитовые участки отсутствуют, местами же, наоборот, встречаются довольно часто. В значительном числе они вытягиваются в северо-восточном или северо-западном направлении, близком

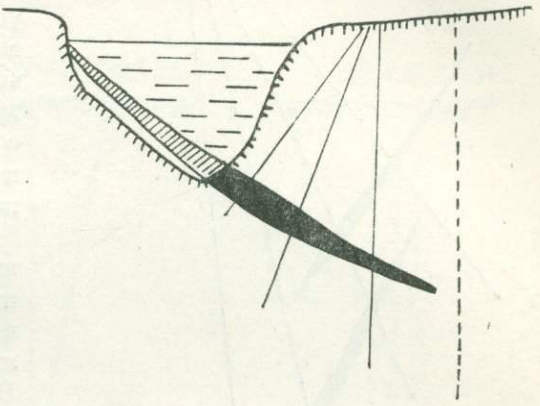


Фиг. 2. Детальная геологическая карта одного из участков Халиловского перидотитового массива

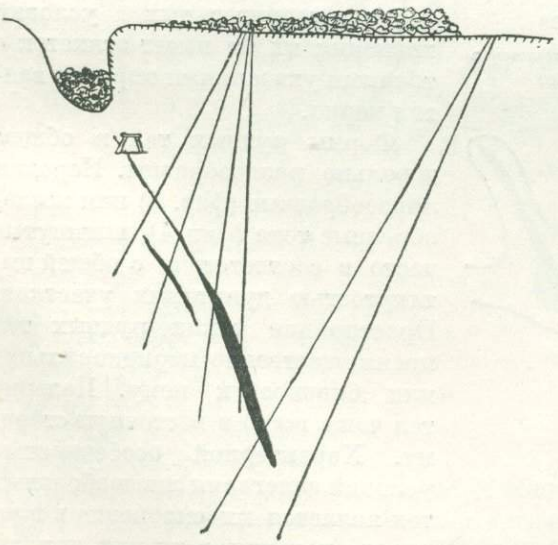
Ориентирована по магнитному меридиану

к меридиональному, но на ряду с ними можно встретить участки неправильной формы, не имеющие каких-либо определенных элементов залегания.

Хромитовые месторождения, как показало детальное геологическое изучение районов их распространения, преимущественно связаны с выходами дунитовых участков. Это, например, хорошо видно на приведенной уже нами геологической карте (фиг. 2). Карьеры, которыми вырабатывались месторождения, располагаются как раз на протяжении выходов дунита. Однако, отсюда отнюдь не следует, что каждый дунитовый участок обязательно включает в себя хромитовые месторождения. В ряде хорошо обследованных мест с выходами дунитовых участков встречались лишь единичные гнезда или вовсе не удавалось найти ни одного сколько-нибудь значительного месторождения, выходящего на дневную поверхность. Хромитовые месторождения локализовались в определенных частях массива. Наиболее рудоносной частью перидотитового массива является, правда, не совсем отчетливо вырисовывающаяся, широкая полоса месторождений, протягивающаяся в меридиональном направлении ближе к западной части массива. В других частях его разбросаны единичные месторождения, выходящие на дневную поверхность.

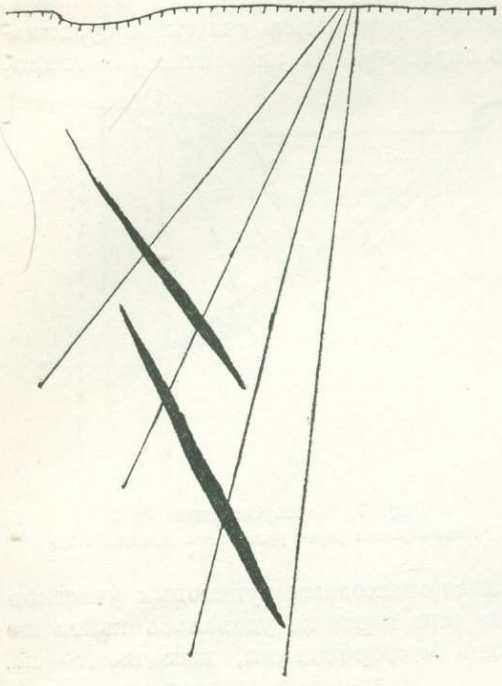


Фиг. 3. Месторождение № 2
Линзообразной формы рудное тело. Масштаб 1:100



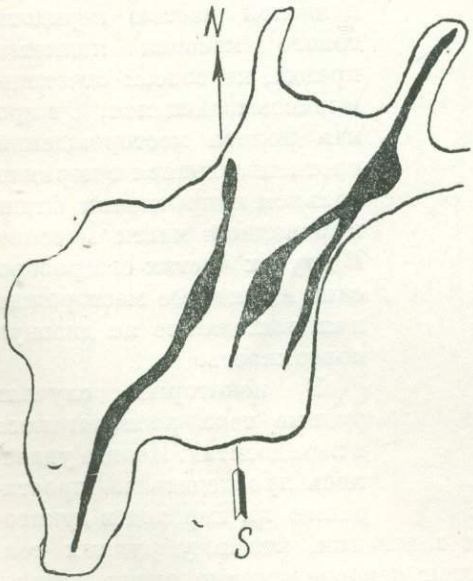
Фиг. 4. Месторождение № 30
Жилообразное рудное тело. Масштаб 1:1000

В некоторых случаях рудные тела располагаются в перидотитах. Иногда удавалось проследить по простиранию их переход в дунитовые участки с теми же элементами залегания, что и у рудных тел. Иногда же рудныеа тела встречаются непосредственно среди перидотита вне связи с дунитами или дунит лишь частично его сопровождает.



Фиг. 5. Месторождение № 28

Заходящие друг за друга линзы хромистого железняка (в вертикальном разрезе). Масштаб 1:100



Фиг. 6. Месторождение № 8

Ветвящиеся четковидные линзы (в плане). Масштаб 1:100

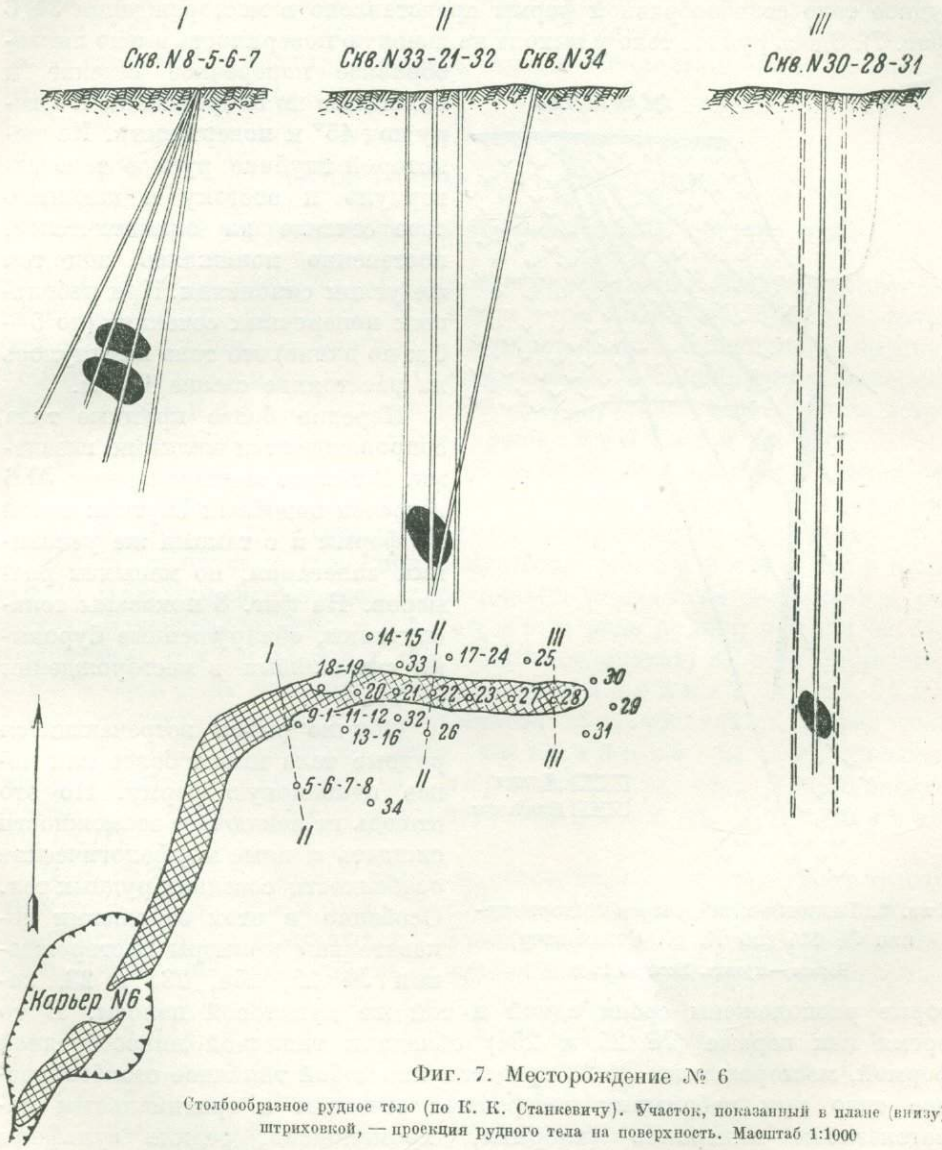
Условия залегания хромитовых тел в дунитовых полосах часто бывают в общем конкордантным условиям залегания дунитовых тел, но нередко наблюдаются случаи, особенно в более мощных дунитовых телах, когда мы не в состоянии подметить идентичности в условиях залегания тех и других.

Нужно сказать, что наблюдения над условиями залегания рудных тел в связи с вмещающими породами стали производиться лишь в самое последнее время. Восстановить картину геологических разрезов месторождений, разбуривавшихся до 1934 г., т. е. до начала консультации разведок, А. Г. Бетехтиным, не удалось, так как значительная часть кернов буровых скважин вследствие неудовлетворительных условий хранения их не имеет этикеток с точными указаниями порядка взятия керна.

Формы рудных тел в общем довольно разнообразны. Нередки линзообразные (фиг. 3) или жилообразные тела (фиг. 4), вытянутые часто в соответствии с общей вытянутостью дунитовых участков. Простирание таких рудных тел преимущественно меридиональное или близкое к нему. Падение тел чаще всего в восточную сторону. Характерной особенностью условий залегания линзообразных тел является их склонение в плоскости падения в ту или другую сторону от линии падения. Для Халиловских месторождений очень часто наблюдается склонение рудных тел в северном направлении.

В линзообразных телах нередко можно наблюдать раздувы и пере-

жимы, придающие рудному телу четковидный характер. В отдельных дунитовых полосах можно встретить ряд линзообразных тел, простирание которых хотя и одинаковое, но не приходится на одну прямую линию,



Фиг. 7. Месторождение № 6

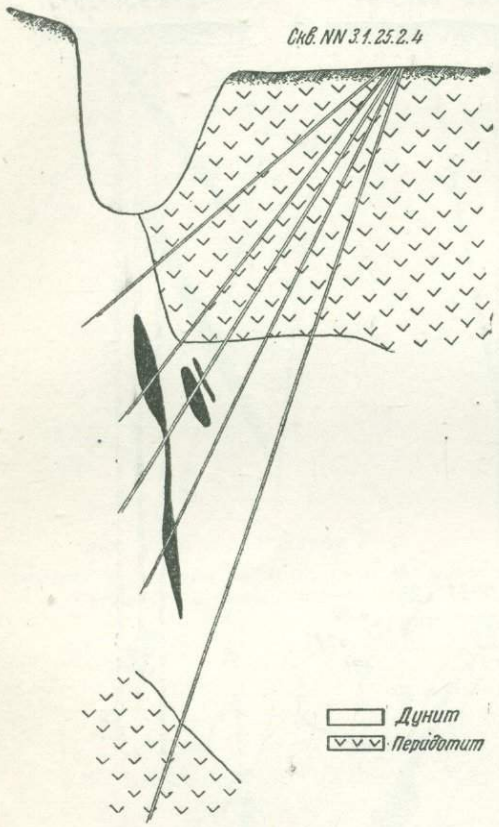
Столбообразное рудное тело (по К. К. Станкевичу). Участок, показанный в плане (внизу) штриховкой, — проекция рудного тела на поверхность. Масштаб 1:1000

т. е. рудные тела как бы располагаются наподобие «заходящих линз». Подобную же картину для некоторых месторождений можно наблюдать и в вертикальном разрезе (фиг. 5).

Довольно широко распространены и более неправильные формы рудных тел: ветвящиеся линзы (фиг. 6), часто с большими раздувами, меняю-

щие не только простирание, но и падение; нередки гнезда с прихотливыми очертаниями рудных тел.

Столбообразная форма рудных тел встречается реже. Наиболее крупное рудное тело столбообразной формы представлено в месторождении № 6 (фиг. 7). Здесь рудное тело у выхода на дневную поверхность имело линзообразное поперечное сечение и склонение по направлению к северу под 45° к поверхности. На некоторой глубине рудное тело завернуло к востоку и изменило свое сечение на эллиптическое, постепенно понижаясь под тем же углом склонения. При небольших поперечных сечениях (до 5—6 м по длине) это тело вытянулось на расстояние свыше 100 м.



Фиг. 8. Геологический разрез месторождения № 114 (по К. К. Станкевичу)

Черное — хромит. Масштаб 1:500

Нередко более крупные тела сопровождаются мелкими гнездами. В том же месторождении № 6 встречен подобный спутник такой же формы и с такими же условиями залегания, но меньших размеров. На фиг. 8 показаны тела-спутники, обнаруженные буровыми скважинами в месторождении № 114.

Обычно рядом встречающиеся рудные тела имеют более или менее одинаковую форму. Но это отнюдь не исключает возможности ожидать и иные морфологические особенности соседних рудных тел. Особенно в этом отношении показательны примеры месторождений № 25, 25а, 23а и 23, которые расположены среди одной и той же дунитовой полосы. В то время как первые (№ 25 и 25а) обладали типичной линзообразной формой, месторождение № 23 представляло собой типичное столбообразное тело при небольших поперечных сечениях с оригинальным парагенезисом минералов (хлориты, хромдиопсид, редкие сульфиды и др.).

Всего в Халиловском районе зарегистрировано 127 эксплоатировавшихся месторождений, не считая большого количества мелких гнезд, встреченных при канавных разведках, при распахивании редкими поисковыми бороздами участков, покрытых небольшими наносами. Кроме того, было встречено несколько слепых рудных тел при так называемом

проспекторском разбуривании в районах наиболее благонадежных в этом отношении карьеров, которыми вырабатывались рудные тела с поверхности. Однако, размеры этих рудных тел в огромном своем большинстве невелики и не позволяют организовать крупного по добыче предприятия в этом районе. И лишь высокое качество руд заставляет продолжать хотя бы и небольшого масштаба разведочные и эксплоатационные работы на этих месторождениях.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общая характеристика минералогического состава руд

Главнейшими, наиболее ранними, минералами, как и всюду в хромитовых месторождениях, являются хромшпинелиды. Изредка встречается оливин. В некоторых месторождениях бывает обильно представлен хромдиопсид. С ним нередко ассоциируются минералы группы хлорита. Уваровит сравнительно редок. Иногда встречаются сульфиды: пирротин, реже пентландит.

При процессе серпентинизации обильно за счет оливина и некоторой части пироксена развивается хризотил, иногда на ряду с ним антигорит, в псевдоморфозах по ромбическому пироксену бастит и, наконец, в трещинах и пустотах аморфный серпентин. При серпентинизации в ничтожном количестве возникает и ряд других новообразований: магнетит в виде рудной пыли и за счет пирротина, бисульфид железа (марказит) за счет пирротина, миллерит за счет пентландита, самородная медь, хлорит за счет хромшпинелидов, иногда хромдиопсида и, кроме того, отлагается самостоятельно, затем актинолит за счет хромдиопсида, иногда самостоятельно, карбонаты за счет хромдиопсида, оливина и также самостоятельно, брусит и бругнателлит (?).

При процессах выветривания и особенно в условиях латеритового выветривания мы имеем очень богатую минералогию, изучением которой в настоящее время занимаются Г. Грицаенко и др. В рудных месторождениях в зоне выветривания нами встречены были следующие минералы: опал, халцедон, кальцит, аморфный магнезит, минералы группы бурого железняка, окислы марганца, никелевые и магнезиальные гидросиликаты, гипс, нонтронит.

В дальнейшем изложении мы попытаемся дать более подробную характеристику каждого из перечисленных выше минералов, сделав особый упор на хромшпинелиды, так как главной нашей задачей являлось детальное химико-минералогическое изучение именно этой группы минералов на фоне парагенетических ассоциаций с другими минералами. Этой группе принадлежит и наибольшее число полных химических анализов.

Хромшпинелиды

При изучении химического состава хромшпинелидов преследовалась возможность открытия в них более редких металлов, исходя из парагенетических ассоциаций химических элементов на основе идей, данных В. М. Гольдшмидтом. С этой точки зрения весьма заманчивой являлась мысль проверки содержания в хромшпинелидах никеля, ионный радиус которого равен ионному радиусу магния. Последний, как известно, в хромшпинелидах почти постоянно присутствует в довольно значительных количествах (MgO в хромшпинелидах колеблется нередко от 8 до 16% вес.).

В связи с этим, естественно, интересовал вопрос и о содержании кобальта в хромшпинелидах. Небезинтересно было проверить также содержание цинка в них.

Затем весьма важно было выяснить содержание в хромшпинелидах окиси титана, а в связи с ним и содержание ванадия.

Наконец, имелись основания проверить содержание в хромшпинелидах таких элементов, как марганец, фосфор, олово и металлы платиновой группы.

При анализах на железо особое внимание было обращено на соотношения между закисной и окисной формой нахождения его в хромшпинелидах.

Химические исследования сопровождались спектральным и рентгенометрическим анализом.

Вопросами изучения состава и классификации хромитов занимались многие исследователи: Плат (Platt, 1899), Симпсон и Ниггли (Simpson u. Niggli, 1924), Зингевальд, Фишер (Fischer, 1929), Дельтер (Doelter, 1927), Болдырев (1935), Бетехтин (1934), Идкин (1934), Вахромеев (1935). Наиболее совершенной минералогической классификацией хромшпинелидов следует пока признать классификацию, предложенную А. К. Болдыревым, тем более что она имеет несомненное практическое значение. Что касается методики пересчета данных химических анализов хромшпинелидов и сравнения их химического состава между собой, то здесь у отдельных исследователей существуют некоторые разногласия. Поэтому мы позволим себе вкратце остановиться предварительно на этом вопросе, прежде чем перейти к химико-минералогической характеристике хромшпинелидов Халиловских месторождений.

Общие замечания по вопросу о пересчете данных химического состава хромшпинелидов

Первая более обстоятельная попытка классификации этих минералов была сделана Е. Симпсоном еще в 1920 г. Он считал, что лишь следующие четыре главных окисла характеризуют хромшпинелиды: FeO, MgO, Cr_2O_3 и Al_2O_3. Окисное железо им совершенно не учитывалось, так как в то время многие аналитики определяли железо в хромшпинелидах

в окисной форме, а затем целиком пересчитывали на закись. Соотношения между окислами R_2O_3 и RO в анализах не учитывалось. Предложенная им диаграмма для сравнения составов хромшпинелидов, если учитывать окисное железо, оказывается неприменимой.

На необходимость обязательного выявления соотношений между закисной и окисной формой в хромшпинелидах впервые обратил внимание А. Г. Бетехтин при изучении состава хромшпинелидов из платиноносных месторождений Урала. В Химической лаборатории ЦНИГРИ был разработан Л. Э. Шарловым метод определения закисного железа в хромшпинелидах, путем разложения их под давлением в серной кислоте в трубчатой электрической печи (типа печей Кариуса) при температуре 250° С. Разложение хромшпинелидов происходит в запаянной стеклянной трубке, наполненной углекислотой.

Этот метод многократно проверен на данных микроскопического изучения руд. В тех случаях, когда хромшпинелиды не носили никаких следов метаморфизма и в проходящем свете казались хорошо просвечивающими на всех участках, составляющих аггрегат зерен, в результате пересчета данных химических анализов на молекулярные количества и затем на минеральный вид в большинстве случаев получались совершенно точно отвечающие формуле шпинели отношения между окислами: R_2O_3 и RO. Лишь в метаморфизованных рудах получалось превышение суммы окислов R_2O_3 над RO, обусловленное переходом закисного железа в окисное, о чем подробно будет сказано ниже. Детально изучавший явления метаморфизма хромшпинелидов на месторождениях массива Верблюжьих гор С. А. Кашин (1937) показал, насколько важное значение может иметь раздельное определение закисной и окисной формы железа в хромшпинелидах при изучении вещественного состава хромитовых руд.

С. А. Вахромеев в своей работе «Хромиты Урала и их классификация» придерживаясь старой классификации и диаграммы Е. Симпсона, пытается доказать, что «классификация уральских хромшпинелей по диаграмме Е. Симпсона, где не учитывается окисное железо, вполне обоснована».[1] В качестве одного из существенных доказательств автор приводил данные сравнения ионных радиусов Al, Cr и Fe''',[2] причем сравнивал эти радиусы только для двух пар: Al — Cr и Al — Fe''' (подчеркивая, что последняя пара дает расхождение в ионных радиусах 17.5%, благодаря чему существование Fe_2O_3 в виде изоморфной примеси маловероятно), а самая главная пара Cr — Fe''' в его разборе опущена. Однако, известно, что главным элементом из трехвалентной группы является Cr с ионным радиусом 0.64 Å, по отношению к которому ионные радиусы Al и Fe''' составляют разницу, не превышающую 15%.

[1] В последнее время на конференции по хромитам при Ломоносовском институте Академии Наук в 1936 г. С. А. Вахромеев в своем докладе о Сарановском месторождении хромитового железняка вполне согласился с противопоставляемой точкой зрения о существовании окисной формы железа в хромшпинелидах.

[2] См. его работу (1935), стр. 56.

Наиболее существенным вопросом для изображения состава хромшпинелидов на диаграммах с целью их сравнения между собой является вопрос о том, на какие компоненты следует перечислять данные химических анализов хромшпинелидов.

Платт в свое время предполагал, что хромит представляет изоморфную смесь трех молекул: $FeCr_2O_4$, $MgCr_2O_4$ и $MgAl_2O_4$. Е. Симпсон перечисляет состав хромшпинелидов на $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$, $MgAl_2O_4$ и $FeAl_2O_4$. Зингевальд пересчитывает анализы на $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $FeCr_2O_4$ и $FeFe_2O_4$. У двух последних авторов фигурирует в качестве одного из компонентов $MgFe_2O_4$ (герцинит). Участие этого компонента в хромшпинелидах, повидимому, маловероятно. Пока неизвестно, чтобы при пересчете данных анализов можно было получить какое-либо количество молекулярных группировок, отвечающее составу герцинита. Составленная С. А. Вахромеевым диаграмма, по Е. Симпсону, по многочисленным анализам (см. его работу, стр. 23) не показала ни одной точки, падающей на область герцинита. То же самое показывают все новейшие пересчеты по данным точных химических анализов (с учетом Fe_2O_3). Тогда как, наоборот, молекулярная группировка, отвечающая составу магнетита, довольно часто получается при пересчетах (особенно хромшпинелидов, богатых железом).

В соответствии с этим А. Г. Бетехтин при своих пересчетах хромшпинелидов остановился на следующих основных компонентах: $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$ и $FeFe_2O_4$.[1]

Пересчет производится следующим образом.[2] Весовые данные химического анализа перечисляются на молекулярные количества с помощью таблиц (см. в конце сборника). Вслед за этим необходимо пересчитать анализ за вычетом компонентов, входящих в состав серпентина.[3] Если состав серпентина данного месторождения неизвестен, можно пересчитать по составу, отвечающему теоретической формуле. Для пересчетов анализов Халиловских месторождений был принят состав серпентинита боковых пород. Соответственно этому данные молекулярных количеств были уменьшены, исходя из следующих соотношений: на 1 часть SiO_2 вычиталось 1.6 части MgO, 0.05 части Fe_2O_3 и 0.05 части FeO.

Суммы молекулярных количеств окислов R_2O_3 и RO показывают при этом, насколько наш минерал отвечает химической формуле группы шпинели. Если отношение R_2O_3 : RO не превышает 1.2 (предел этот взят условно), то можно допустить дальнейший пересчет на молекулярные

[1] Эти же группировки были приняты еще Н. К. Высоцким в его труде «Платина и районы ее добычи», ч. II, 1923, стр. 177, правда, без нанесения на диаграмму. При этом SiO_2 Н. К. Высоцкий пересчитывал на оливин по упрощенной формуле: Mg_2SiO_4.

[2] Весьма желательно при этом, чтобы в образце, предназначаемом для химического анализа, было минимальное количество силикатных минералов. В противном случае перед сдачей в анализ необходимо легкую силикатную фракцию выделить из раздробленного образца с помощью тяжелых жидкостей. После ее отделения обычно остается лишь серпентин, выполняющий тонкие трещинки в зернах хромшпинелидов.

[3] Или хлорита, если таковой присутствует в качестве нерудного минерала, как это, например, имело место в рудах Верблюжьих гор.

группировки: $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$ и $FeFe_2O_4$.[1] Для этой цели все молекулярное количество Al_2O_3 связывается с таким же количеством MgO для образования $MgAl_2O_4$; весь остаток магнезии соединяется с таким же количеством Cr_2O_3 для образования $MgCr_2O_4$; из остатка Cr_2O_3 и соответствующего количества FeO [2] образуется $FeCr_2O_4$; остальные компоненты FeO и Fe_2O_3 увязываются в $FeFe_2O_4$.

Покажем на примере предлагаемый нами пересчет химического состава хромшпинелидов. Допустим, что мы имеем следующие данные химического анализа.

Таблица 1

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчитанные молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.38	0 06	—	
TiO_2	0.18	001	—	
Cr_2O_3	59.04	388	388	534
Al_2O_3	11.95	117	117	
Fe_2O_3	6.67	029	029	
FeO	8.58	119	118	480
MnO	0.11	002	002	
MgO	14.90	370	360	
Сумма . .	99.81	—	—	—
R_2O_3:RO .	—	—	1.1:1	—

[1] Если же отношение R_2O_3 : RO превышает 1.2, то это будет указывать на то, что мы имеем дело уже с сильнометаморфизованной рудой, пересчет которой нецелесообразен.

[2] Если же окажется, что FeO в хромшпинелиде окислено в Fe_2O_3 и для образования $FeCr_2O_4$ нехватает закиси железа (вместе с MnO), то в этом случае недостающее молекулярное количество FeO необходимо изъять из Fe_2O_3, но предварительно разделив недостающее количество FeO на 2 (так как в молекуле Fe_2O_3 железо находится в удвоенном количестве). Остаток Fe_2O_3 в этом случае на молекулярную группировку магнетита ($FeFe_2O_4$) пересчитать легко, умножив остаточное количество на $^4/_3$.

Чтобы показать, откуда берется коэффициент $^4/_3$, приведем теоретический состав магнетита:

	Вес. %	Молек. колич.	
Fe_2O_3	69.0	431	862
FeO	31.0	431	

Допустим, что все закисное железо в магнетите переведено в окисное. Тогда весовое количество FeO нам необходимо умножить на $^{10}/_9$ (так как Fe_2O_3 : FeO $= \frac{160}{2} : 72$ или 10 : 9). Общее весовое количество Fe_2O_3 в этом случае будет равно 103.4%, что при пересчете на молекулярное количество даст цифру 646 (эта цифра, как видим, меньше суммарного молекулярного количества, отвечающего нормальному магнетиту).

Таким образом, если по данным какого-либо анализа все железо представлено в окисной форме и мы хотим узнать, какому количеству первоначальной магнетитовой группировки оно отвечает, то мы должны имеющееся молекулярное количество окисного железа умножить на $\frac{862}{642}$ или, примерно, на $^4/_3$.

Пересчет этих данных на молекулярные группировки приводит к следующему:

$$Al_2O_3 \cdot MgO - 117 + 117 = 234.$$

Остаток $MgO = 360 - 117 = 243$; увязываем его в группировку:

$$MgO \cdot Cr_2O_3 - 243 + 243 = 486.$$

Остаток $Cr_2O_3 = 388 - 243 = 145$; этот остаток необходимо увязать в молекулярную группировку $Cr_2O_3 \cdot FeO$, для чего, как видим из данных анализа, нехватает молекулярного количества закисного железа (вместе с закисным марганцем) в виду того, что, как это будет показано ниже, часть его перешла в окисное состояние.

Недостающее количество FeO выражается цифрой (145 — 118 — 2 = = 25. Разделив ее на 2, получаем округленную цифру 13, которую мы должны заимствовать из молекулярного количества Fe_2O_3.

Таким образом, для молекулярной группировки $Cr_2O_3 \cdot FeO$ будем иметь следующее цифровое выражение:

$$145 + 145 = 290.$$

Остаток окисного железа (29 — 13 =) 16. Умножив эту цифру на $^4/_3$, получим для $FeO \cdot Fe_2O_3$ цифру 21.

Итак, мы получили следующие цифры для молекулярных группировок:

$MgAl_2O_4$	234
$MgCr_2O_4$	486
$FeCr_2O_4$	290
$FeFe_2O_4$	21

Полученные данные молекулярных группировок с помощью таблиц [1] необходимо в сумме пересчитать на 100 и тогда, получив определенные числовые характеристики s, p, c, m,[2] их можно наносить на диаграмму.

Наиболее рациональной диаграммой для четырех чисел является пространственная барицентрическая диаграмма, принцип которой был предложен еще Е. С. Федоровым. Она особенно удобна в том виде, как ее применил А. Н. Заварицкий, т. е. с преобразованием тетраэдра, у которого три сходящиеся ребра являются тремя взаимно перпендикулярными осями координат. Построение этой диаграммы описано А. Н. Заварицким как в его курсе «Описательной» петрографии, так и в книге «Физико-химические основы петрографии изверженных пород». Здесь мы ограничимся самыми необходимыми для построения диаграммы замечаниями.

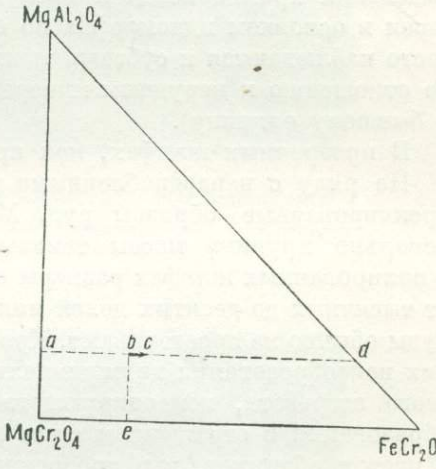
Допустим, что мы получили следующие, пересчитанные на 100, цифры:

$MgAl_2O_4$	17
$MgCr_2O_4$	55
$FeCr_2O_4$	23
$FeFe_2O_4$	5

[1] См. Приложения в конце сборника.

[2] По начальным латинским буквам названий минералов.

Строим тетраэдр, одна грань которого с двумя осями координат совпадает с плоскостью чертежа (фиг. 9). Третья, перпендикулярная к плоскости чертежа, ось координаты совпадает с точкой вершины $MgCr_2O_4$ прямоугольного треугольника. Перпендикулярные стороны треугольника равны 100 единицам каждая. Откладываем вначале 17 единиц, отвечающих $MgAl_2O_4$ от вершины по направлению вверх, т. е. навстречу к точке $MgAl_2O_4$ (так как диаграмма обладает свойствами барицентрических координат). Получаем точку *a*. Таким же путем откладываем количество $FeCr_2O_4$, равное 23 единицам, и получаем точку *e*. Восстанавливая перпендикуляры, получим точку *d* — проекцию искомой фигуративной точки на плоскости чертежа. Теперь для отыскания самой фигуративной точки нам надо было бы восстановить в точке перпендикуляр к плоскости чертежа и отложить 5 единиц, отвечающих компоненту, и мы получили бы точку *c*. Опрокинем мысленно вектор *bc* направо. Этот вектор и должен наноситься на диаграмму как фигуративный вектор. Остающийся до пересечения с диагональю отрезок *cd*, как раз будет отвечать 55 единицам $MgCr_2O_4$. Все четыре отрезка (*ab*, *bc*, *cd* и *be*) в сумме будут составлять 100. Таковы свойства диаграммы.



Фиг. 9. Диаграмма для сравнения химических составов хромшпинелидов

Из ее рассмотрения нетрудно убедиться в том, что проекция фигуративной точки будет ближе лежать к узловой точке того компонента (из трех лежащих в плоскости чертежа), которого больше всего в составе минерала (в нашем случае $MgCr_2O_4$). Длина вектора *bc* дает представление о количественном значении четвертого компонента, т. е. $FeFe_2O_4$.

После приведенных выше замечаний по вопросу о пересчете данных химического состава хромшпинелидов вообще, перейдем к конкретной химико-минералогической характеристике хромшпинелидов Халиловских месторождений. При этом описание этих минералов будем проводить в связи с общей геологической обстановкой каждого месторождения.

Минералогическая характеристика хромшпинелидов по отдельным месторождениям

Месторождение № 59 (на левобережье р. Губерли). Рудное тело этого месторождения в плане представляет собою длинную четковидную маломощную жилу с частыми выклиниваниями по простиранию. Любопытно, что в глубину раздувы протягивались иногда на десятки метров. Это месторождение вырабатывалось до глубины 90 м.

Здесь преимущественно встречались сплошные руды. Следует отметить, что руды часто обращали на себя внимание своей свежестью и смоляновидным блеском. Кроме того, весьма характерны и для этого месторождения были рыхлые зернистые «пороховидные» руды.

Исследования плотных образцов руд под микроскопом показывают почти нераздробленный зернистый аггрегат (фиг. 10). Размеры зерен колеблются обычно в пределах 2—3 мм. Включения нерудных минералов редки. Лишь иногда можно было встретить редкие включения мельчайших зернышек свежего или серпентинизированного оливина. Между зернами хромшпинелидов в некоторых образцах наблюдаются обильные выделения хромдиопсида и продуктов его разложения. Форма рудных зерен в основном идиоморфна по отношению к силикатам (фиг. 11), но часто наблюдаются и субгедральные зерна (с частичным ксеноморфизмом по отношению к нерудным минералам, главным образом по отношению к бывшему оливину).

В прозрачных шлифах, как правило, зерна хорошо просвечивают.

На ряду с нераздробленными рудами встречаются местами и тонко брекчированные образцы руд. Местами они обращены в перетертые, довольно хрупкие массы темнокоричневого цвета. Под микроскопом в полированных шлифах размеры отдельных обломков сильно вариируют от тысячных до десятых долей миллиметра. В прозрачных шлифах такие руды обычно не просвечивают. Кроме того, иногда можно встретить среди них новообразования хромшпинелидов в виде разрозненного тонкозернистого аггрегата, цементирующего обломки. Интересно, что эти новообразования в отраженном свете кажутся более темными по сравнению с цветом обломков, и в прозрачных шлифах просвечивают коричневым цветом.

Образец сплошной руды, отличавшийся ярким смоляновидным блеском и полным отсутствием следов метаморфизма, был отдан в химический анализ. Результаты химического анализа приведены в табл. 2 (см. стр. 179).

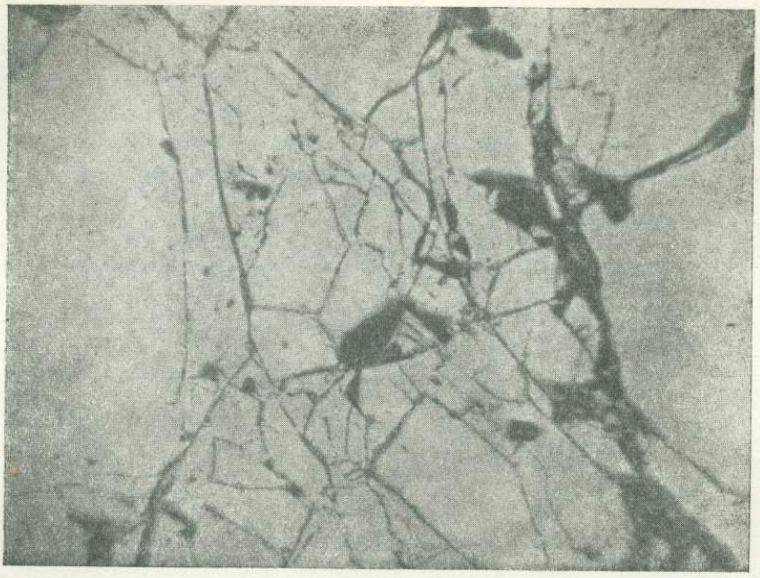
Анализ произведен в Химической лаборатории ЦНИГРИ Ю. Н. Книпович.

Как видим из данных пересчета на молекулярные количества, мы имеем хромшпинелид с идеальным отношением $R_2O_3 : RO$.

Согласно классификации А. К. Болдырева, этот минерал по химическому составу должен быть отнесен к магнохромиту $(Mg, Fe)\,Cr_2O_4$ с содержанием глинозема 8.47%.

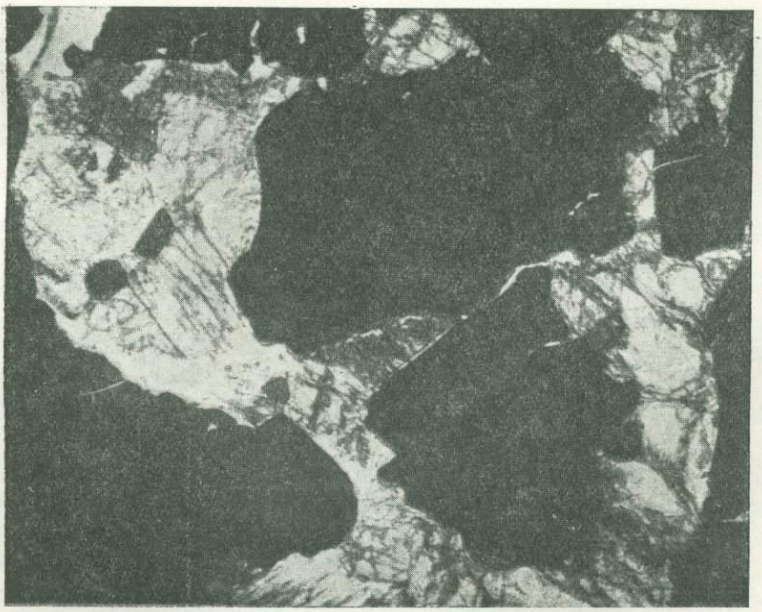
Интересными данными этого минерального вида являются: повышенное содержание NiO (0.29%), несомненно связанное с хромшпинелидовым веществом, затем — ZnO (0.12%) и, наконец, что особенно любопытно, сравнительно высокое содержание P_2O_5 (0.52%). С чем могло быть связано содержание в минерале фосфора, сказать трудно. Нахождение его в виде апатита исключено потому, что кальция в нем не оказалось.

Следы ванадия парагенетически, повидимому, связаны с титаном. Олова в минерале не обнаружено.



Фиг. 10. Слегка трещиноватый зернистый аггрегат хромшпинелидов

Черное — трещины и пустоты, частично заполненные серпентином. Снято в отраженном свете. Месторождение № 59. Увелич. 40



Фиг. 11. Гипидиоморфнозернистая структура руды

Черное — хромшпинелид; рельефные зерна со спайностью — хромдиопсид; белое — хлорит и серпентин. Снято в проходящем свете. Месторождение № 59. Увелич. 16

Спектральный анализ, кроме «сильных» линий никеля, показал также «слабые» линии кобальта.

Проанализированный образец в виду его исключительной свежести был подвергнут рентгенометрическому анализу в Рентгеновской лаборатории ЛИГЕМ Академии Наук СССР Б. К. Бруновским. Была получена дебаеграмма, расшифровка которой показала, что длина ребра элементарной ячейки кристаллической решетки равна 8.19 Å, т. е. является более близкой к таковой нормальной шпинели (8.10 Å), чем магнетита (8.40 Å).

Таблица 2

Месторождение № 59, образец № 35

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчитанные молек. колич.	Сумма молек. колич.
SiO_2	0.22	004	—	
TiO_2	0.14	001	—	
Cr_2O_3	61.10	402	402	
Al_2O_3	8.47	083	083	509
Fe_2O_3	3.91	024	024	
FeO	10.23	142	141	
MnO	0.13	001	001	
MgO	14.88	369	363	510
NiO	0.29	004	004	
ZnO	0.12	001	001	
CaO	Нет	—	—	
P_2O_5	0.52	003	—	
V_2O_5	Следы	—	—	
SnO_2	Нет	—	—	
Сумма	100.01	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	1:1

Месторождение № 41. Это месторождение находится несколько южнее предыдущего. Оно было представлено также жилообразным, но более мощным рудным телом.

В отвалах шахты встречаются как сплошные, так и вкрапленные руды.

Сплошные руды под микроскопом обнаруживают сильный катаклаз. Часто наблюдаются тонкие зоны микробрекчий. Однако, несмотря на это реликтовая структура руды все же сохранилась. Между раздробленными зернами располагается серпентин (хризотил-антигорит) и местами хлорит. В прозрачных шлифах можно видеть, что среди серпентина выделилось много рудной пыли. В хлоритовых зернах она располагается вдоль спайности. На месте бывших пироксенов также образуется значительное количество пылеобразного рудного минерала. В проходящем свете зерна хромшпинелидов просвечивают лишь в более крупных обломках. Это указывает на процессы метаморфизма хромшпинелидов.

Совсем иную картину мы наблюдаем во вкрапленных рудах. Отдельные зерна хромшпинелидов разбиты редкими параллельными трещинами и в проходящем свете хорошо просвечивают. Явлений метаморфизма хромшпинелидов почти нигде незаметно.

Весьма интересными оказались структурные особенности вкрапленных руд. Как можно видеть на микрофотографиях (фиг. 12 и 13), часть хромшпинелидовых зерен имеет явно идиоморфные формы, часть же, несмотря на общую изометричность, по периферии обнаруживает частичный ксеноморфизм по отношению к бывшим оливиновым зернам, причем это отнюдь не является результатом метаморфизма.

Особенно отчетливо это можно видеть на фиг. 13, где среди нерудной части шлифа прекрасно сохранилась реликтовая структура оливинового аггрегата.

Небезинтересно отметить, что встречающиеся внутри бывших оливиновых зерен редкие акцессорные кристаллики хромшпинелидов несравненно меньше по размерам, нежели рудные зерна, составляющие вкрапленную руду. Если размеры акцессорных зернышек еле достигают десятых долей миллиметра, то вкрапленниковые зерна хромшпинелидов измеряются уже единицами, доходя до 3—4 мм в поперечнике.

Нередко наблюдаются среди крупных зерен хромшпинелидов мелкие, округленной формы и в виде типичных кристалликов, включения оливина, большей частью серпентинизированного. Между зернами хромшпинелидов, как можно судить по типичной петельчатой микротекстуре, также располагался оливин, но зерна его гораздо крупнее по своим размерам, нежели включения внутри хромшпинелидов. Кроме того, довольно часто можно встретить пироксен (повидимому, хромдиопсид), а иногда хлорит.

Указанные структурные особенности этих вкрапленных руд говорят об одновременной или близкой к ней кристаллизации оливина и хромшпинелидов.

Из одного образца этих руд был получен на лабораторном столе Вильфлея концентрат для химического анализа, результаты которого приводим в табл. 3 (см. стр. 183).

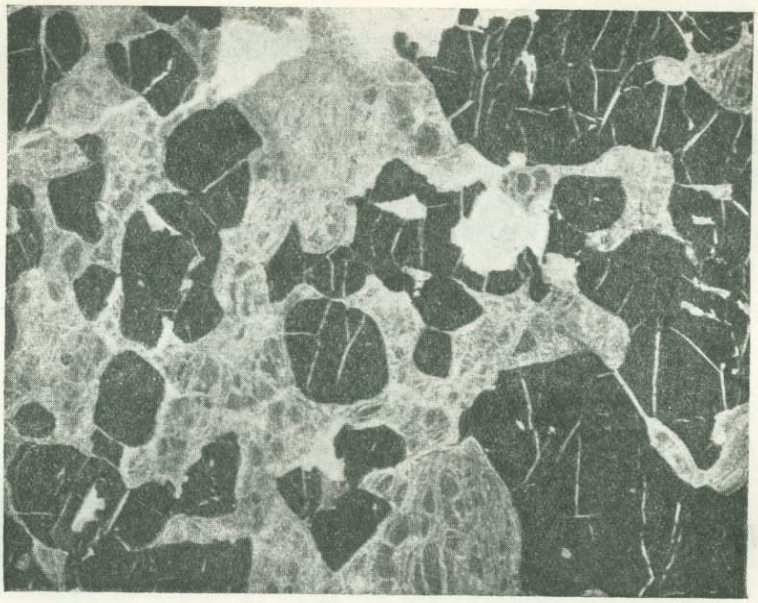
Анализ произведен в Химической лаборатории ЦНИГРИ П. Н. Мамонтовым.

Данные пересчета подтвердили микроскопические данные.

Отношение $R_2O_3 : RO$ в точности равно 1 : 1.

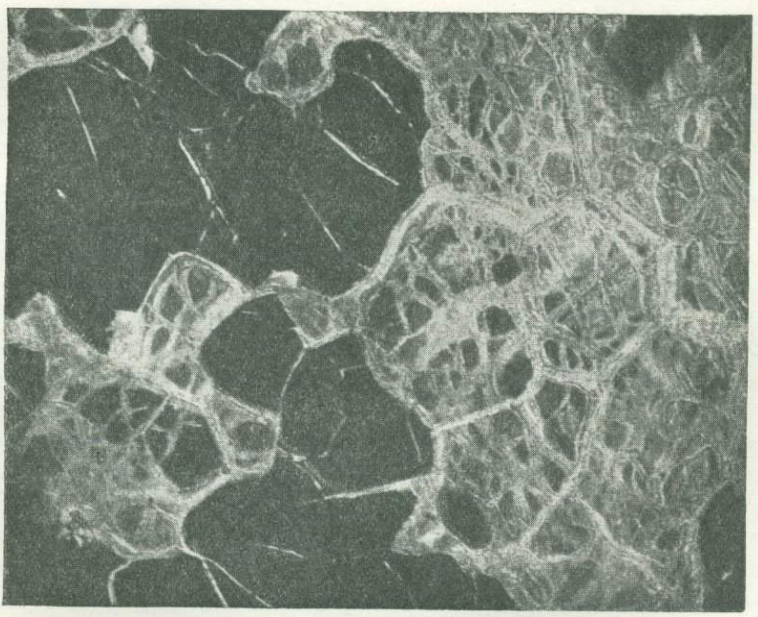
По своему составу хромшпинелид отвечает хромпикотиту $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$ с изоморфной примесью Fe_2O_3 (4.41%).

Месторождение № 30 (на правобережье р. Губерли), в данный момент уже законченное эксплоатацией, хорошо разведано буровыми скважинами. По своей форме оно представляло небольшой мощности (1—2 м) жилообразное тело близкого к меридиональному простиранию с падением на восток. Определенно установлено его северное склонение. В вертикальных разрезах, составленных по скважинам, оно имело пережимы до полного выклинивания. Залегало оно



Фиг. 12. Структура вкрапленной руды из месторождения № 41

Хромшпинелидовые зерна (черное) местами явно идиоморфны, местами же обнаруживают частичный ксеноморфизм по отношению к бывшим оливиновым зернам. В промежутках между хромшпинелидовыми зернами располагаются бывшие зерна оливина с петельчатой микротекстурой замещения. Белое — пустоты от выкрашивания. Увелич. 16



Фиг. 13. Та же структура при большем увеличении

Хорошо видны очертания бывших зерен оливина, замещенных хризотил-серпентином. Внутри одного из этих зерен наблюдается маленький кристаллик акцессорного хромшпинелида. Форма и размеры крупных хромшпинелидовых зерен и зерен бывшего оливина одинаковы. Увелич. 32

в основном среди перидотитов. Каково его пространственное положение к встречающимся здесь дунитовым участкам, выяснить не удалось.

Руды в этом месторождении преимущественно сплошные, довольно крупнозернистые и сильно перебиты трещинами, местами тонко брекчированы. Каких-либо смещений или нарушений в общих условиях залегания не констатировано.

Таблица 3

Месторождение № 41, образец № 30

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчитанные молек. колич.	Сумма молек. колич.
SiO_2	0.36	006	—	
TiO_2	0.14	001	—	
Cr_2O_3	55.08	362	362	} 519
Al_2O_3	13.19	129	129	
Fe_2O_3	4.41	028	028	
FeO	11.42	158	157	} 519
MgO	14.95	371	362	
CaO	Нет	—	—	
Сумма . . .	99.55	—	—	—
R_2O_3 : RO . .	—	—	—	1:1

Микроскопическое изучение полностью подтверждает картину, наблюдающуюся макроскопически. Почти не встречено ни одного шлифа, где бы динамические воздействия на руду не нашли того или иного отражения.

Тонко брекчированные руды макроскопически обладают коричневобурым цветом (т. е. цветом порошка хромшпинелидов). Под микроскопом в отраженном свете мы имеем типичные катакластические структуры, чаще всего гранокластическую и порфирокластическую (фиг. 14), местами же типичную брекчию, более крупные обломки в которой сцементированы микробрекчией (фиг. 15). На ряду с этим наблюдаются новообразования, очень похожие по своим признакам на магнетит, цементирующие кое-где микробрекчию.

В прозрачных шлифах местами отдельные обломки хорошо просвечивают, за исключением участков вдоль трещин. Местами же просвечиваемость почти исчезает, но при сильном пучке света ее все же удается обнаружить. Весьма любопытно, что вдоль черных, непросвечивающих «жилочек» в хромшпинелидах наблюдается более интенсивное окрашивание их в густой красный цвет наподобие реакционных кайм.

Размеры отдельных обломков сильно варируют от тысячных долей до нескольких миллиметров в поперечнике. Но катакластические явления в месторождении проявлены очень неравномерно.

Особенно резко катаклаз проявлен у контакта с вмещающими породами, которые претерпели рассланцевание. Мощность зоны рассланце-

вания небольшая: 10—20 см. Вдоль этого контакта наблюдается карбонатизация, порода светлеет, становится несколько жирной наощупь. У рудокопов она приобрела специальное название «липучка». Образование этой рассланцованной зоны связано, повидимому, с процессом серпентинизации пород, о чем была уже речь выше.

В центральных участках рудного тела руды менее катаклазированы. В отдельных шлифах хорошо сохранилась гипидиоморфнозернистая структура руды. В промежутках между зернами хромшпинелидов часто располагаются, кроме серпентина (хризотила и нередко антигорита), хромдиопсид, иногда хлориты, занимающие миаролитовые пустоты (фиг. 16). Размеры отдельных хромшпинелидовых зерен иногда достигают 6—8 мм в поперечнике. Они содержат включения нерудных минералов, в частности, совершенно свежего оливина (фиг. 17).

В некоторых участках рудного тела мы наблюдаем довольно значительное количество силикатов, главным образом серпентинхризотила по оливину. Границы зерен хромшпинелидов в этих случаях не всегда бывают правильными. Они носят субгедральный характер. Иногда даже встречаются ксеноморфные зерна по отношению к оливину. Однако, границы с хромдиопсидом более правильные, и хромшпинелиды по отношению к нему бывают явно идиоморфны.

Акцессорные хромшпинелиды во вмещающих породах (главным образом в перидотитах) также часто бывают ксеноморфны по отношению к оливину, насколько это удается судить по реликтовым очертаниям зерен.

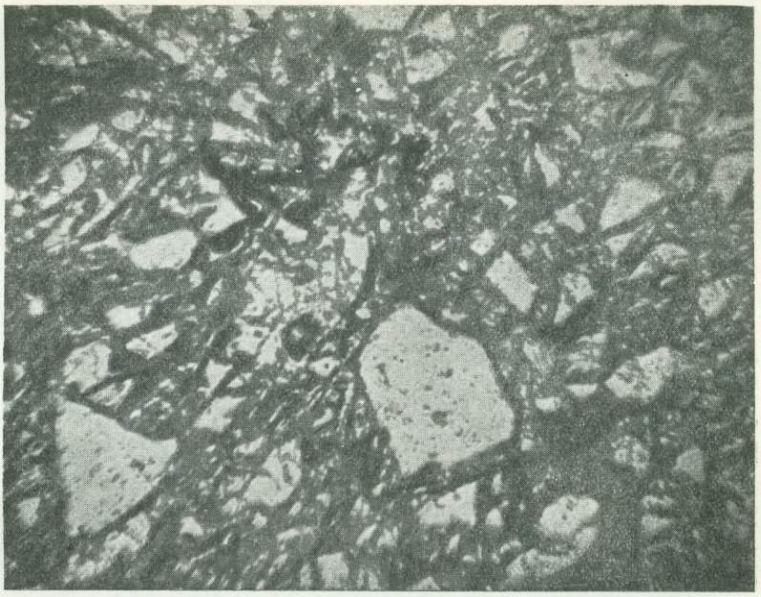
Для этого месторождения мы имеем три полных химических анализа: для образца № 3, взятого из рудного отвала, выданного с глубины 43 м; № 58, представлявшего собой «рассыпчатую руду» на той же глубине (примерно, с середины забоя), и № 63, взятого у западного контакта с боковой породой.

Результаты этих анализов сведены в табл. 4 (см. стр. 189).

Анализы выполнены в Химической лаборатории ЦНИГРИ Ю. Н. Книпович (образец № 3) и Э. В. Книпович (образцы № 58 и 63).

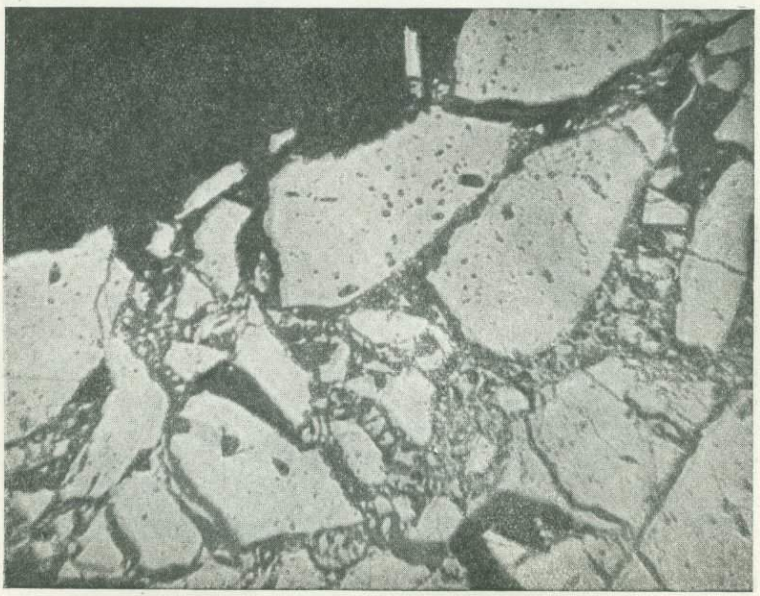
Как видим из данных пересчетов этих анализов, здесь отношение $R_2O_3 : RO$ не сохраняется. Заметно отличается последний анализ от предыдущих (образцы № 3 и 58). Микроскопические наблюдения показывают, что если в образцах № 3 и 58 мы наблюдаем в прозрачных шлифах темные, не просвечивающие или просвечивающие густым красным цветом, каймы вдоль трещин и по периферии отдельных зерен и обломков, то в отраженном свете в полированных шлифах не заметно никаких изменений, и только при применении иммерзионного масла удается заметить облачные просветления среди этих кайм. Резких границ между слабо измененными и неизмененными участками в хромшпинелидах не заметно.

Таким образом, в основном, существенных изменений в физических свойствах хромшпинелидового вещества при той степени метаморфизма руд, какую мы наблюдаем в образцах месторождения № 30, не происходит. Мы имеем лишь как бы пигментацию хромшпинелидового вещества какими-то соединениями в тонкодисперсном состоянии, подобно тому как



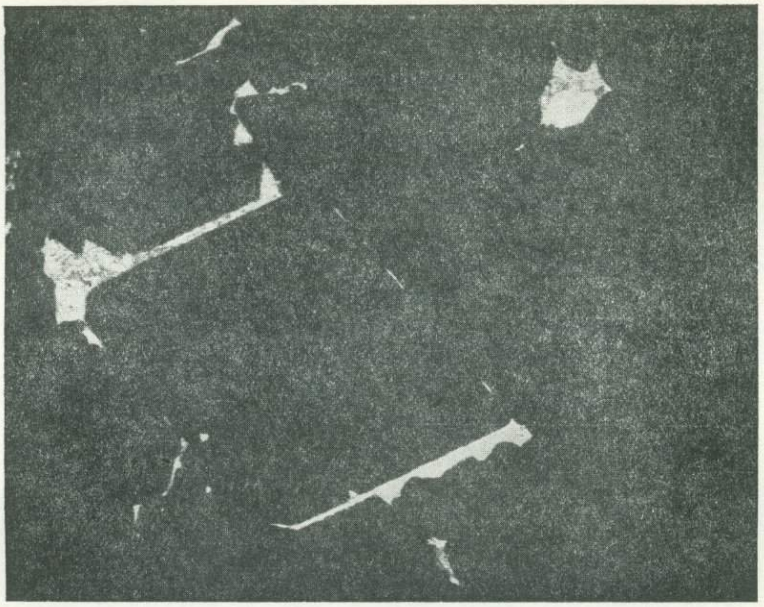
Фиг. 14. Порфирокластическая структура брекчированной руды месторождения № 30

Снято в отраженном свете. Увелич. 40



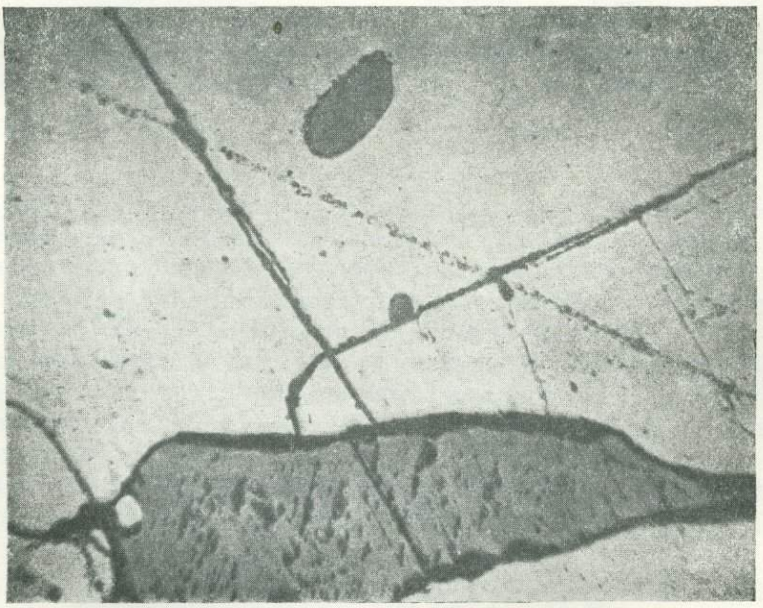
Фиг. 15. Брекчиевая микротекстура руды месторождения № 30

Снято в отраженном свете. Увелич. 40



Фиг. 16. Мелкие миаролитовые пустоты в сплошном хромшпинелидовом аггрегате, занятые хлоритом (белое)

Снято в проходящем свете. Месторождение № 30. Увелич. 20



Фиг. 17. Округленной формы зерно (вверху снимка) — оливин в хромшпинелиде; большое вытянутое зерно со спайностью — хромдиопсид

Снято в отраженном свете. Месторождение № 30. Увелич. 40

железосодержащие силикаты при процессах выветривания постепенно окрашиваются хлопьями гидроокислов железа.

Однако, в полированных шлифах образца № 63 эти изменения значительно отчетливее при рассматривании с иммерзионным маслом, и даже в воздушной среде при внимательном наблюдении местами их удается заметить.

Таблица 4

Месторождение № 30

Компоненты	Образец № 3				Образец № 58				Образец № 63			
	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молекул. колич.	Вес %.	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молекул. колич.	Вес %.	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молекул. колич.
SiO_2	0.38	006	—		0.22	004	—		0.68	011	—	
TiO_2	0.18	001	—		0.18	001	—		0.20	001	—	
Cr_2O_3	59.04	388	388	} 534	58.82	387	387	} 531	58.51	385	385	} 533
Al_2O_3	11.95	117	117		11.50	113	113		8.75	086	086	
Fe_2O_3	4.67	029	029		4.94	031	031		9.93	062	062	
FeO	8.58	119	118	} 480	9.18	128	127	} 489	6.52	090	089	} 446
MnO	0.11	002	002		—	—	—		—	—	—	
MgO	14.90	370	360		14.82	368	362		15.09	374	357	
ZnO	Следы	—	—		—	—	—		—	—	—	
CaO	Нет	—	—		Нет	—	—		Нет	—	—	
V_2O_5	Следы	—	—		—	—	—		—	—	—	
SnO_2	Нет	—	—		—	—	—		—	—	—	
Сумма . .	99.81	—	—	—	99.66	—	—	—	99.68	—	—	—
R_2O_3:RO .	—	—	—	1.1:1	—	—	—	1.08:1	—	—	—	1.2:1

Следует указать, что этот образец взят вблизи контакта рудного тела с боковыми породами на глубине 43 м. Здесь рудное тело претерпело сильные динамические воздействия, выразившиеся в образовании в руде тонких микробрекчий. Повидимому, это обстоятельство в значительной мере и способствовало химическому метаморфизму руд.

Как показывают данные пересчета химических анализов (образцы № 3 и 58), сумма полуторных окислов здесь несколько больше суммы двухвалентных окислов. Нетрудно притти к выводу, что здесь происходит окисление двухвалентного железа. Сопоставляя эти данные (FeO и Fe_2O_3) с данными анализа образца № 63, более сильно метаморфизованного по сравнению с образцами № 3 и 58, мы еще более убедимся в этом.

При примерно одинаковых содержаниях всех остальных компонентов анализа содержание окиси железа в образце № 63 почти удваивается и, наоборот, резко падает содержание закиси железа и глинозема.

Иными словами, при метаморфизме хромшпинелидов происходит химический процесс, аналогичный мартитизации магнетита и титаномагнетита,

совершающийся при эндогенных процессах. Если сравнить данные химических анализов и данные микроскопии месторождения № 30 с данными, полученными С. А. Кашиным при исследовании сильнометаморфизованных руд месторождений Верблюжьих гор (7), то мы должны признать, что в нашем случае имеем самые начальные стадии окисления вещества.

Непросвечиваемость окисленных участков хромшпинелидов свидетельствует о том, что происходят нарушения в кристаллической структуре хромшпинелидов, как это эффектно удалось показать С. А. Кашину с помощью рентгенограмм для руд Верблюжьих гор. Полуторных окислов становится больше и часть из них уже не связывается в кристаллическую решетку шпинели или связывается очень слабо. Может быть, этим следует объяснить некоторое уменьшение содержания глинозема в образце № 63 по сравнению с образцами № 3 и 58 и наблюдавшееся местами образование вторичного тонкоаггрегатного хлорита в виде узких кайм на границе с хромдиопсидовыми зернами. Более мощное развитие вторичных хлоритов, метасоматически развившихся за счет хромшпинелидов и серпентина, описано С. А. Кашиным (1937) в его работе о метаморфизме хромшпинелидов.

По своей природе этот процесс, как уже указывал в одной из своих работ А. Г. Бетехтин (1934), носит типичный характер цементации (в понимании этого термина металлургами). С одной стороны, здесь мы имеем диффузию кислорода в среду хромшпинелидового вещества с образованием новых веществ, а, с другой стороны, частичный вынос глинозема. Кроме этого, при сильном метаморфизме хромшпинелидов может происходить привнос в среду хромшпинелидового вещества железа и частичный вынос даже хрома. Минеральное вещество при этом приобретает магнитные свойства.

Согласно многочисленным наблюдениям, проведенным ранее, этот процесс метаморфизма хромшпинелидов во времени, безусловно, приурочен к процессу серпентинизации. При этом следует подчеркнуть, что изменения хромшпинелидов связаны с химически активными растворами более ранней стадии серпентинизации.

Обращаясь к минеральным видам хромшпинелидов месторождения № 30, мы в результате пересчета данных химических анализов на молекулярные количества должны признать, что мы здесь имеем для всех образцов магнохромит $(Mg, Fe)\,Cr_2O_4$, очень близкий по составу к хромпикотиту $(Mg, Fe)\,(Cr, Al)_2O_4$. В отступление методики определения минерального вида, по А. К. Болдыреву, для наших образцов мы соотношения между R_2O_3 и RO вычисляли не по данным химических анализов, как они есть, а по реставрированным цифрам, ближе отвечающим истинному положению вещей и практическим целям. Само собой понятно, что для сильнометаморфизованных разностей этой реставрации производить совершенно нельзя. Нельзя определять и минерального вида, поскольку при метаморфизме у нас получается уже новое по существу минеральное вещество.

Спектральным анализом в образце № 3 обнаружено содержание никеля, следы кальция и натрия. Кобальта не оказалось.

Месторождение № 114. Рудное тело этого месторождения представлено сравнительно большой плоской линзой, залегающей среди неправильной формы дунитового тела. Плотные руды этого месторождения привлекают к себе внимание смоляновидным блеском, иногда похожим на блеск антрацита, особенно в плотных, так называемых «сливных» рудах с параллельно развитой отдельностью.

Микроскопическое исследование показало довольно большое однообразие в рудах. По большей части мы имеем сравнительно крупнозернистый сплошной аггрегат хромшпинелидов аллотриоморфной структуры. Размеры отдельных зерен колеблются от 2 до 4 мм, а иногда наблюдаются зерна до 8 мм в поперечнике. Довольно часто можно наблюдать параллельно развитые трещинки иногда в двух направлениях, как бы отражающих направления спайности в хромшпинелидовых индивидах. Нередко в сплошных аггрегатах можно наблюдать хорошо образованные кристаллы (фиг. 18). В некоторых участках месторождения встречаются и брекчированные руды. В прозрачных шлифах хромшпинелиды часто не вполне просвечивают при обыкновенной 50-свечной лампе. Особенно это касается брекчированных участков образцов.

Нерудные минералы большей частью представлены хризотилом в псевдоморфозах по оливину. Часто можно встретить хлорит, а также тонкочешуйчатые аггрегаты талькоподобного минерала в псевдоморфозах по хлориту, с образованием карбонатовой пыли. В шлифах, где количество нерудных минералов значительно, мы имеем типичную гипидиоморфнозернистую структуру с идиоморфными зернами хромшпинелидов. Часто в таких случаях можно наблюдать среди нерудных минералов мелкие кристаллики хромшпинелидов второй генерации. Пироксены в рудах не встречаются.

Для этого месторождения мы имеем три полных химических анализа, произведенные П. Н. Мамонтовым (см. табл. 5, стр. 192).

Как показывают данные пересчета анализов, хромшпинелиды этого месторождения почти не метаморфизованы. По своему химическому составу хромшпинелиды различных участков месторождения не совсем одинаковы. Образец хромшпинелида № 57, взятый из карьера, по своему составу отвечает магнохромиту $(Mg, Fe)\,Cr_2O_4$, с содержанием глинозема 9.29%. Остальные же два образца хромшпинелидов, взятые из скважин (образец № 82 из скважины № 11 с глубины 42 м и образец № 85 из скважины № 15 с глубины 35 м), по химическому составу отвечают хромпикотиту $(Mg, Fe)\,(Cr, Al)_2O_4$ с незначительным содержанием окиси железа.

Спектральный анализ, кроме приведенных в таблице элементов для образца № 57, показал «очень слабые» линии для кобальта и «слабые» линии для натрия и кальция.

Месторождение № 90. Это единственное для Халиловского района, очень оригинальное по текстуре руды, месторождение находится

в той же дунитовой полосе, что и месторождение № 114, располагаясь несколько к северу от него.

Руды этого месторождения характеризуются нодулярной текстурой (фиг. 19). Размеры отдельных сферической формы хромшпинелидовых образований невелики. Как правило, они не превышают размера гороховых зерен. Распределены по всему рудному телу довольно равномерно. Лишь местами наблюдаются сгущения их, создающие впечатление пятнистой текстуры руды.

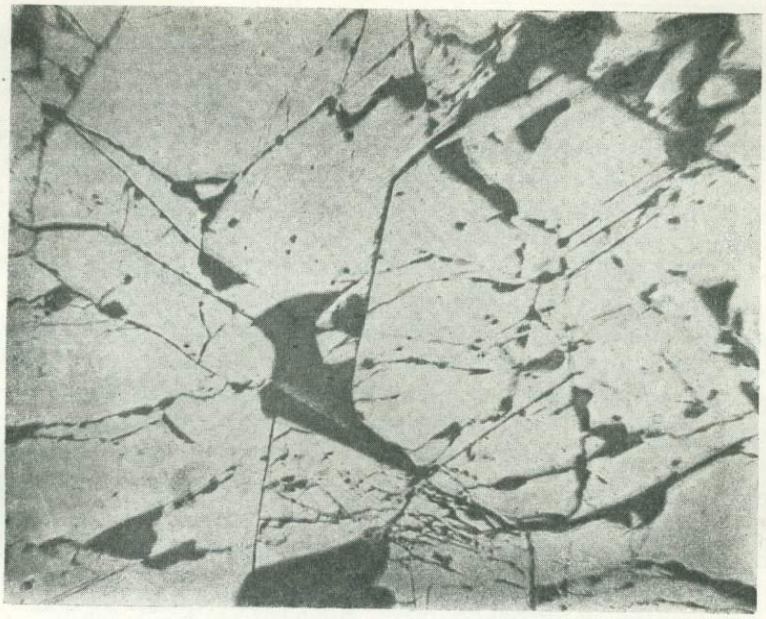
Таблица 5

Месторождение № 114

Компоненты	Образец № 57				Образец № 82				Образец № 85			
	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.72	012	—		0.53	009	—		0.24	004	—	
TiO_2	0.13	—	—		0.09	—	—		0.12	—	—	
Cr_2O_3	59.96	394	394	514	54.95	361	361	523	55.63	365	365	524
Al_2O_3	9.29	091	091		14.22	139	139		13.84	136	136	
Fe_2O_3	4.62	029	029		3.64	023	023		3.73	023	023	
FeO	8.77	122	121	502	10.40	148	148	515	10.40	144	144	524
MnO	0.14	001	001		—	—	—		—	—	—	
MgO	16.10	399	380		15.37	381	367		15.34	386	380	
NiO	0.11	001	—		—	—	—		—	—	—	
CaO	Нет	—	—		Нет	—	—		Нет	—	—	
V_2O_5	Нет	—	—		—	—	—		—	—	—	
Сумма	99.84	—	—		99.54	—	—	—	99.30	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	1.01:1	—	—	—	1:1	—	—	—	1:1

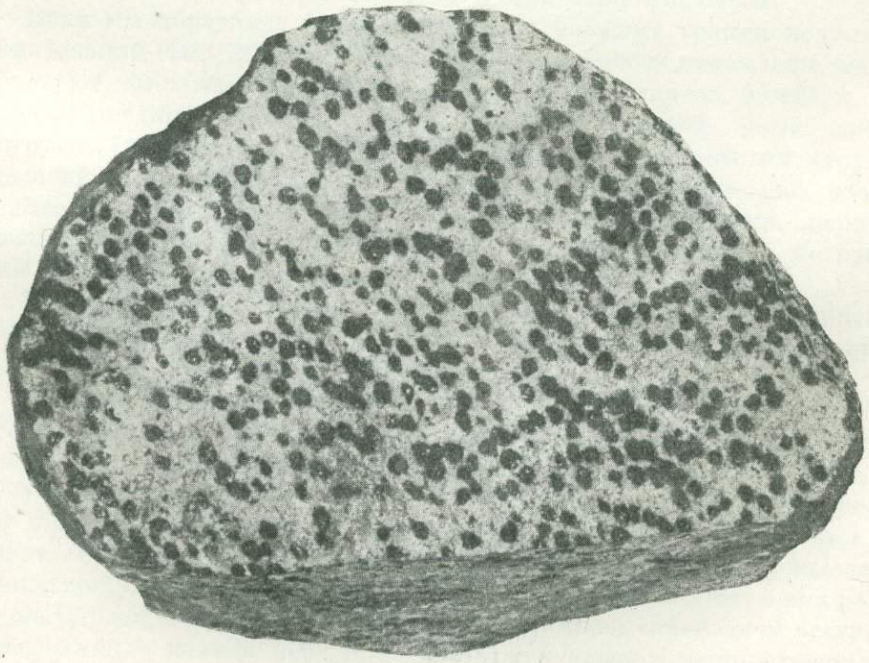
Наблюдения над условиями залегания рудного тела показали, что оно, имея не совсем правильную гнездообразную форму, располагается исключительно среди дунита. Контакт с примыкающим со стороны висячего бока перидотитом резкий, причем граница с ним является общей для всей дунитовой полосы. По периферии тела местами нодули постепенно становятся более редкими.

Характерной особенностью нодулярных выделений хромшпинелида из этого месторождения является наличие каемок плотного темнозеленого серпентина, совершенно аналогичных каймам серпентина, описанным А. Г. Бетехтиным (1935) для месторождений платиноносных хромистых железняков Н.-Тагильского района. Образование их связывается с заключительным моментом проявления гидротермальной фазы, являющейся последним этапом собственно магматического процесса (но отнюдь не с процессом общей серпентинизации, наступившей позднее, в постмагматический период). При выветривании этот серпентин точно так же ведет



Фиг. 18. Зернистый аггрегат руды

Видны хорошо образованные кристаллы. Снято в отраженном свете. Месторождение № 114. Увелич. 20



Фиг. 19. Нодулярная текстура руды

Месторождение № 90. 1/2 натуральной величины

себя более устойчиво по сравнению с остальной серпентиновой массой, располагающейся за пределами этой каймы и приобретающей при выветривании желто-бурый цвет.

В том, что природа образования обоих этих серпентинов неодинаковая, несмотря, может быть, на одинаковый их химический состав, можно убедиться и под микроскопом (фиг. 20). В то время как окружающая масса серпентина покрыта хлопьями гидроокислов железа, кольцо каймы совершенно прозрачно и свободно от гидроокислов железа.

Очень интересна структура этих нодулей. В полированных шлифах при применении метода несовершенной полировки можно отчетливо рассмотреть структурные особенности их. Во всех нодулях мы имеем аггрегатное строение выделений хромшпинелидов. Размеры отдельных, различно ориентированных, зерен субгедрального облика более или менее одинаковы. Они колеблются в пределах 0.5—0.7 мм. Никаких следов метаморфизма под микроскопом в них обнаружить не удалось. Внутри отдельных зерен иногда наблюдаются округленной формы включения хризотила в повседоморфозах по оливиновым зернам. Между зернами хромшпинелидов располагается либо ксеноморфный по отношению к ним хлорит в сопровождении мелких зерен сульфидов, либо хризотил в псевдоморфозах по идиоморфным зернам оливина.

Прозрачные серпентиновые оторочки вокруг нодулей при скрещенных николях обнаруживают типичную петельчатую микротекстуру, мало отличающуюся от текстуры остальной серпентиновой массы.

Если мы обратимся к характеристике внешних границ нодулярных образований (фиг. 20), то увидим, что они не совсем правильны, местами образуют выступающие острые углы. Присматриваясь ближе к очертаниям внешних границ (особенно в верхней левой части снимка), нетрудно заметить по хорошо сохранившейся реликтовой структуре внешней серпентиновой зоны, что эти клинообразные выступы располагаются на стыке между зернами оливина. Иными словами, периферические хромшпинелидовые зерна являются ксеноморфными по отношению к когда-то их окружавшим зернам оливина.

В общем, анализ структурных особенностей этих оригинальных выделений приводит к тому, что хромшпинелидовое вещество кристаллизовалось после оливина.

Один из соавторов этой работы, А. Г. Бетехтин, детально изучая нодулярные руды Гокчинских перидотитовых массивов, давшие большое количество нового фактического материала, пришел к выводу, что нодулярные образования представляют собой не что иное, как результат ликвации остаточного, обогащенного рудными компонентами, расплава, в котором хромсодержащие соединения выделились первоначально в виде жидких капель и под влиянием летучих компонентов, в них растворенных, раскристаллизовались позже вмещающей силикатной части. Эти объяснения в полной мере приложимы и к нашему месторождению.

С целью убедиться, не отличается ли хромшпинелид этого месторождения особым химическим составом, был получен после раздробления

руды концентрат на столе Вильфлея и сдан в химический анализ. Результаты анализа, произведенного Ю. Н. Книпович, оказались следующие.

Таблица 6

Месторождение № 90, образец № 17

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	1.07	018	—	
TiO_2	0.16	001	—	
Cr_2O_3	57.67	379	379	508
Al_2O_3	11.15	109	109	
Fe_2O_3	3.43	021	020	
FeO	11.06	153	152	509
MgO	15.57	386	357	
NiO	0.02	—	—	
CaO	Нет	—	—	
Сумма	100.13	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	1:1

Данные анализа показывают, что здесь мы имеем дело с магнохромитом (Mg, Fe) Cr_2O_4, с сравнительно высоким содержанием глинозема. Как видим, никаких особенностей в химическом составе хромшпинелида не наблюдается.

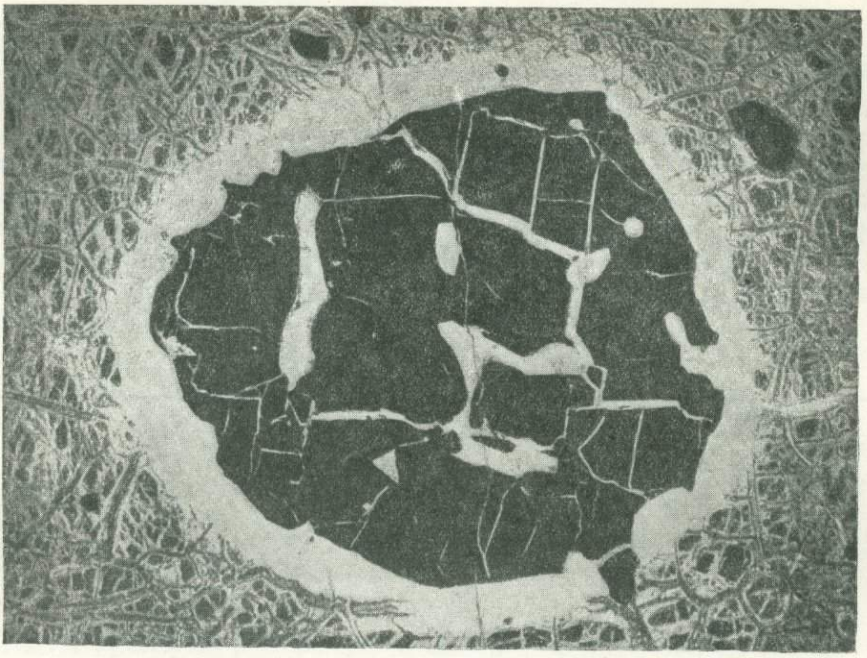
Отношение R_2O_3 : RO точно отвечает структурной формуле шпинели.

Месторождение № 6. Морфология этого не менее оригинального столбообразного месторождения была уже описана выше (фиг. 7).

Руды этого месторождения характеризуются способностью благодаря рыхлости рассыпаться в порошок. Рыхлость их обусловлена, с одной стороны, позднейшими динамическими воздействиями, обусловившими катакластические структуры в них, а, с другой, — несомненной пористостью самых руд и обилием мелких миаролитовых пустот, не заполненных твердым минеральным веществом, насколько это удается судить по микроскопическим данным.

Хромшпинелиды в большинстве образцов хорошо просвечивают. Лишь сильно брекчированные руды в проходящем свете обнаруживают явления метаморфизма и не просвечивают. В этих случаях нередко приходится наблюдать новообразования, очень похожие по своим признакам (цвету в отраженном свете и магнитности) на магнетит, но, повидимому, все же представляющие собой хромшпинелид, обогащенный железом.

Из нерудных минералов в этом месторождении наиболее развит хлорит, занимающий межзерновое пространство в хромшпинелидовых аггрегатах (фиг. 21), нередок пироксен (диопсид), встречается также уваровит, иногда антигорит и хризотил.



Фиг. 20. Светлый ореол серпентина ранней генерации вокруг нодулярного образования хромшпинелидов

Месторождение № 90. Снято в проходящем свете. Увелич. 16

Фиг. 21. Структура руды

Черное — хромшпинелид; белое — хлорит; светлосерое с темными пятнами — пироксен. Снято в проходящем свете. Увелич. 40

В некоторых шлифах удается наблюдать типичную аллотриоморфнозернистую структуру руды (фиг. 22). Неправильной формы зерна хромшпинелидов, иногда явно ксеноморфные, местами идиоморфные по отношению к силикатам (оливину и пироксену), говорят о том, что они кристаллизовались одновременно или заканчивали свою кристаллизацию после силикатов. В основном же для всего месторождения в рудах мы имеем картину, подобную той, которая изображена на фиг. 21.

Для этого месторождения мы имеем три полных анализа, произведенные Э. В. Книпович и сведенные в табл. 7.

Таблица 7

Месторождение № 6

Компоненты	Образец № 89				Образец № 90				Образец № 92			
	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.81	013	—		0.68	011	—		0.86	014	—	
TiO_2	0.16	001	—		0.14	001	—		0.21	001	—	
Cr_2O_3	45.16	297	297	} 529	46.60	306	306	} 594	44.54	293	293	} 546
Al_2O_3	18.32	180	180		20.86	204	204		19.98	196	196	
Fe_2O_3	8.98	052	052		13.59	085	084		9.32	058	057	
FeO	10.08	140	138	} 532	1.01	014	013	} 430	8.96	124	123	} 490
MgO	16.74	415	394		17.51	434	417		15.69	389	367	
CaO	Нет	—	—		Нет	—	—		Нет	—	—	
Сумма . .	99.65	—	—	—	100.39	—	—	—	99.56	—	—	—
R_2O_3:RO . .	—	—	—	1:1	—	—	—	1.38:1	—	—	—	1.1:1

Данные этой таблицы показывают, что мы здесь имеем дело с хромпикотитом (Mg, Fe) (Cr, Al)$_2$O$_4$.

Образец № 89 взят из керна скважины № 35 с глубины 76 м (т. е. у лежащего бока рудного тела). Образец № 90 взят из той же скважины, но с висячего бока (с глубины 72 м). Образец № 92 представляет собой «сыпучку», т. е. рассыпающуюся рыхлую руду.

Характерным для химического состава хромшпинелидов этого месторождения является высокое содержание глинозема (18—20%). Ни в одном из изученных нами других месторождений Халиловского массива, за исключением месторождения № 2, таких количеств глинозема не было встречено.

Как видим из соотношений R_2O_3 : RO, наиболее резкое отклонение от нормального отношения мы имеем для образца № 90. Микроскопическое изучение шлифов из этого образца показывает сильно проявленный катаклаз в руде, приведший к сплошной микробрекчии. Из нерудных минералов присутствуют хлорит, антигорит и талькоподобный минерал, метасоматически развивающийся за счет серпентина.

Спектроскопического анализа руды этого месторождения произведено не было.

Месторождение № 79. Рудное тело этого месторождения залегает в дуните в виде неправильной формы линзообразной залежи, продолжающейся на небольшую глубину, как показали разведки.

Руды здесь представлены преимущественно сплошными разностями. Включения нерудных минералов наблюдаются в небольшом количестве, причем довольно часто они представлены здесь магнезитом. Вообще следует заметить, что боковые породы также карбонатизированы и содержат прожилки магнезита, что свидетельствует о близости выходов этого месторождения в древней коре выветривания.

Микроскопическое изучение руд показывает, что явления катаклаза не свойственны этим рудам. В полированных шлифах мы имеем обычно типичный зернистый аггрегат аллотриоморфной структуры. Размеры отдельных зерен хромшпинелидов колеблются в пределах от 0.5 до 2.5 мм в поперечнике. Рудные зерна разбиты единичными широкими трещинами, выполненными серпентином (фиг. 23).

Из нерудных минералов чаще всего присутствует антигорит, реже хризотил. Местами участки между рудными зернами выполнены хлоритом.

В прозрачных шлифах хромшпинелиды большей частью хорошо просвечивают. Темные, непросвечивающие каймы приурочены, как правило, к трещинам. Явлений сильного метаморфизма руд, заметных обычно в полированных шлифах в отраженном свете, мы здесь не наблюдаем.

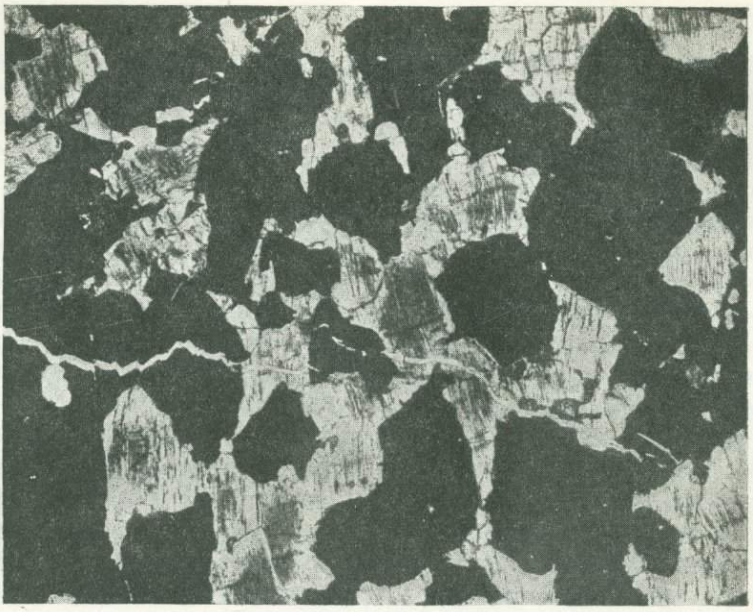
В нашем распоряжении имеется один полный химический анализ руды из этого месторождения, выполненный Ю. Н. Книпович (табл. 8).

Таблица 8

Месторождение № 79, образец № 10

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.38	006	—	
TiO_2	0.18	001	—	
Cr_2O_3	60.19	396	396	525
Al_2O_3	10.86	106	106	
Fe_2O_3	3.69	023	023	
FeO	9.93	138	138	488
MgO	14.54	360	350	
NiO	0.01	—	—	
CaO	Нет	—	—	
Сумма	99.78	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	1.08:1

Как показывает анализ, хромшпинелиды этого месторождения очень богаты окисью хрома. По своему химическому составу они должны быть



Фиг. 22. Аллотриоморфнозернистая структура руды

Хромшпинелидовые зерна частично разъедены выделениями хлорита. Снято в проходящем свете. Увелич. 16

Фиг. 23. Крупнозернистый аггрегат руды, перебитый трещинами

Различно ориентированные зерна содержат различное количество мелких выбоин, вследствие незаконченной полировки шлифа. Снято в отраженном свете. Месторождение № 79. Увелич. 40

отнесены к магнохромиту (Mg, Fe) Cr_2O_4 с значительным содержанием глинозема. Отношение R_2O_3 : RO показывает, что хромшпинелиды частично окислены.

Спектроскопического анализа этих руд не производилось.

Месторождение № 112. В настоящее время от этого месторождения остался лишь небольшой прожилок среди перидотита в северном забое карьера. По словам К. К. Станкевича, рудное тело представляло собой небольшой мощности линзу сплошного хромистого железняка с высоким содержанием окиси хрома. Взятый для микроскопического и химического исследования образец в полированных шлифах под микроскопом показал, что мы здесь имеем руду, испытавшую сильные динамические воздействия. Зерна хромшпинелидов сильно катаклазированы, однако внешние очертания их сохранились. Реликтовая структура руды— типичная гипидиоморфнозернистая. Размеры хромшпинелидовых зерен невелики и колеблются в пределах от 1 до 3 мм в поперечнике. Нерудные минералы представлены хризотилом и хлоритом, местами разложенным в тонкочешуйчатый аггрегат какого-то минерала с высокими цветами поляризации (ближе определить не удалось). Местами наблюдаются более крупные рудные зерна неправильной формы (до сотых долей миллиметра в поперечнике), просвечивающие необычным для первичных хромшпинелидов буровато-коричневым цветом. Эти образования, несомненно, принадлежат к группе хромшпинелидов, но возникших, повидимому, не в магматическую стадию, а при процессе серпентинизации.

Химический анализ хромшпинелида из этого месторождения, выполненный П. Н. Мамонтовым, показал следующее.

Таблица 9

Месторождение № 112, образец № 20

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.66	010	—	
TiO_2	0.14	001	—	
Cr_2O_3	57.10	375	375	507
Al_2O_3	12.13	118	118	
Fe_2O_3	2.36	015	014	
FeO	12.40	172	171	516
MgO	14.57	361	345	
NiO	Нет	—	—	
CaO	»	—	—	
Сумма	99.36	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	0.98:1

Данные пересчета на молекулярные количества показали не совсем обычные соотношения между R_2O_3 и RO. Полуторных окислов оказалось

меньше, чем двухвалентных, тогда как на основании микроскопического анализа можно было ожидать обратного. По всей вероятности, вкралась какая-то ошибка в данные химического анализа. Проверить эти данные, к сожалению, не удалось.

По химическому составу хромшпинелид относится к минеральному виду магнохромита (Mg, Fe) Cr_2O_4, но благодаря высокому содержанию Al_2O_3 очень близок к хромпикотиту.

Месторождение № 7. Это небольшое месторождение располагается к югу от железной дороги. Оно обратило на себя внимание матовым блеском руд.

Под микроскопом мы имеем типичное для хромитовых руд аггрегатное строение. Между зернами хромшпинелидов располагаются неправильной формы участки хризотил-серпентина.

Хромшпинелидовые зерна характеризуются неправильными разъеденными границами. При рассмотрении с иммерзионным маслом легко удается установить сильно проявленный метаморфизм, выразившийся в появлении по периферии и вдоль трещин более светлых в отраженном свете каемок.

Химический анализ хромшпинелида из этого месторождения, произведенный Ю. Н. Книпович, показал следующее.

Таблица 10

Месторождение № 7, образец № 52

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.62	010	—	
TiO_2	0.12	—	—	
Cr_2O_3	55.30	364	364	572
Al_2O_3	12.94	127	127	
Fe_2O_3	13.03	082	081	382
FeO	3.14	044	044	
MgO	14.25	354	338	
CaO	Нет	—	—	
Сумма	99.40	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	1.5:1

Резкое преобладание окисного железа над закисным, при отношении $R_2O_3 : RO = 1.5 : 1$, указывает на сильное окисление хромшпинелидовых зерен.

По химическому составу хромшпинелид до метаморфизма отвечал хромпикотиту.

Месторождение № 2. Это месторождение находится в южном участке Халиловского массива, в районе магнезитового рудника. Оно

представляло интерес в том отношении, что частично подверглось древнему выветриванию.

Среди руд в значительном количестве развиты магнезит и опал. Являлось весьма интересным проверить степень устойчивости хромшпинелидов в условиях латеритового выветривания.

По своей форме рудное тело представляет типичную линзу, полого падающую на восток (фиг. 3).

Опробование кернов буровых скважин показало довольно резкое колебание окиси хрома в рудах.

Макроскопически руды представлены сплошными аггрегатами хромшпинелидов с включениями различных минералов.

Под микроскопом в полированных шлифах мы наблюдаем самые различные картины. В одних случаях руды сильно катаклазированы с образованием грано- и порфирокластических структур, в других наблюдаем хорошо сохранившиеся зернистые аггрегаты, разбитые лишь редкой сетью пересекающихся трещинок. В некоторых шлифах значительно проявлены разъедания рудных зерен супергенными минералами (главным образом магнезитом в сопровождении опала, халцедона, лимонита и других минералов).

Особенно интересны явления разъедания хромшпинелидовых зерен. Легче всего они проявлены в раздробленных рудах. Часть этих разъеданий относится к эндогенным процессам. Фиг. 24 представляет картину разъедания хромшпинелидовых зерен антигоритом и хлоритом. При этом рудные зерна являются совершенно непрозрачными. На другом рисунке (фиг. 25) показана картина развития колломорфных новообразований рудного вещества за счет разрушения первичных хромшпинелидов. Поскольку нерудные минералы здесь представлены карбонатами (магнезитом и кальцитом), опалом и халцедоном, можно определенно допускать, что подобное разложение связано с поверхностными процессами выветривания и, в частности, с процессами латеритового выветривания. Хромшпинелиды в этих условиях способны поддаваться разложению и замещению, что отчетливо подтверждается наблюдаемым фактом развития метасоматическим путем гельмагнезита в виде почек среди сплошных хромшпинелидовых аггрегатов. Приходилось видеть среди таких образований неправильной формы остатки рудных аггрегатов, располагающихся между почкообразными стяжениями плотного белого магнезита и создающих с первого взгляда впечатление позднейшего заполнения межпочечного пространства. Любопытно, что в прозрачных шлифах в таких участках можно встретить даже просвечивающие зерна первичных хромшпинелидов.

Для руд месторождения № 2 в нашем распоряжении имеется всего лишь один полный анализ хромшпинелидов, конечно, ни в коей мере не отображающий средний состав рудных минералов этого месторождения (см. табл. 11, стр. 206).

Как показывает анализ, несмотря на то что легкая фракция руды была удалена с помощью обогатительных устройств, все же содержание

кремнезема оказалось очень высоким (5.60%). Структура этой руды изображена на фиг. 24, и она показывает, что высокое содержание кремнезема обусловлено сравнительно обильными включениями силикатных минералов в хромшпинелидовую массу.

Отношение R_2O_3 : RO по данным анализа 1.4 : 1.

Таблица 11

Месторождение № 2, образец № 46

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	5.60	093	—	
TiO_2	0.12	—	—	
Cr_2O_3	40.39	266	266	518
Al_2O_3	18.54	182	182	
Fe_2O_3	12.63	079	070	
FeO	3.67	060	060	367
MgO	18.37	456	307	
CaO	Нет	—	—	
Сумма	99.32	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	1.4:1

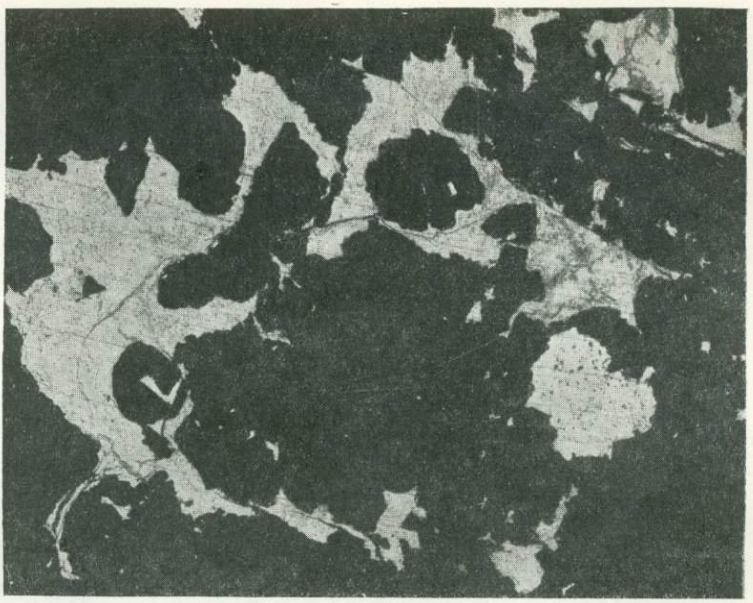
Месторождение к северо-востоку от № 59. Во время одной из геологических рекогносцировок в районе северо-восточного участка Халиловского перидотитового массива было встречено среди перидотитовых выходов небольшое рудное гнездо. Руда по внешнему виду очень сильно напоминала магнетитовую руду, однако не обладала магнитными свойствами и давала черно-бурый порошок.

Микроскопическое изучение шлифов из взятых кусков руды показало, что, несмотря на полную непрозрачность рудных минералов в проходящем свете, все же явления метаморфизма рудных зерен наблюдаются очень редко, насколько можно было убедиться по полированным шлифам с помощью иммерзионного масла. Размеры отдельных зерен, составляющих рудный аггрегат, не превышали 0.2—0.3 мм.

Химический анализ одного из образцов приводим в табл. 12 (стр. 209).

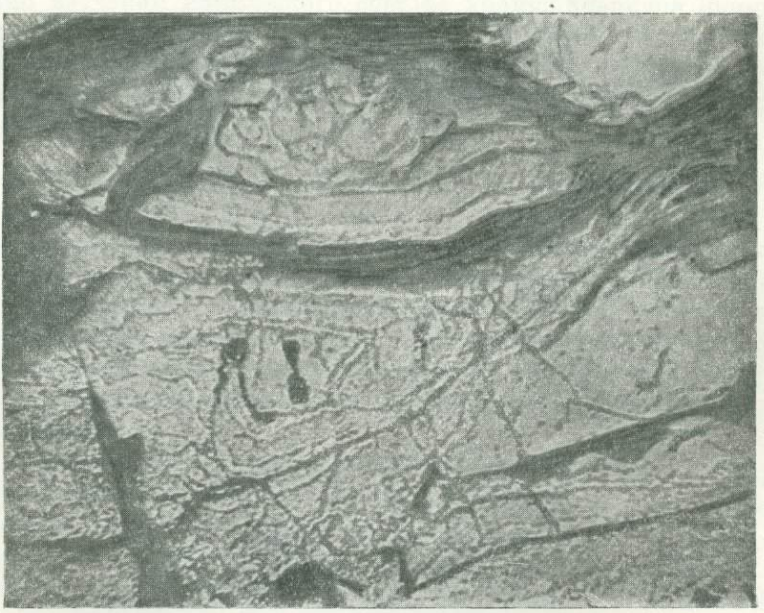
Анализ показал очень высокое содержание в нем закисного и окисного железа и резко пониженное, необычное для Халиловского района, содержание окиси хрома. Содержание окиси титана сильно повышено (0.90%).

Пересчет на молекулярные количества убеждает в том, что хромшпинелид не метаморфизован (R_2O_3 : RO = 1 : 1). Согласно классификации



Фиг. 24. Явления разъедания хромшпинелидовых зерен (черное) антигорито-хлоритовым аггрегатом (белое)

Хлорит большей частью развивается в виде тонких кайм вокруг рудных зерен. Месторождение № 2. Снято в проходящем свете. Увелич. 20.



Фиг. 25. Колломорфная текстура новообразований хромшпинелидов

В центрах новообразований сохранились остатки зерен первичных хромшпинелидов. Нерудные минералы (темносерое) представлены карбонатами и опалом. Снято в отраженном свете. Увелич. 40

А. К. Болдырева, этот хромшпинелид должен быть отнесен к ферри-хромпикотиту (Mg, Fe) (Cr, Al, Fe)$_2$O$_4$.

Таблица

Образец № 73

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Сумма молек. колич.
SiO_2	2.78	046	—	
TiO_2	0.90	004	—	
Cr_2O_3	37.01	243	243	458
Al_2O_3	10.50	102	102	
Fe_2O_3	18.51	115	113	
FeO	19.24	267	261	457
MnO	0.29	004	004	
MgO	10.81	168	191	
NiO	0.08	001	001	
CaO	Нет	—	—	
V_2O_5	»	—	—	
Сумма	100.12	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	1:1

Помимо изучения химического состава хромшпинелидов промышленных месторождений хрома, нас интересовала также задача изучения химического состава хромшпинелидов, являющихся акцессорными минералами в дунитах и перидотитах как вмещающих породах для промышленных скоплений хромшпинелидов.

Химический состав акцессорных хромшпинелидов из перидотита и дунита

Постановкой вопроса о химическом составе акцессорных хромшпинелидовых зерен в дунитах и перидотитах нами преследовалась цель сравнения их с составом хромшпинелидов промышленных хромитовых руд. Как известно, некоторыми исследователями высказывались предположения о том, что акцессорные хромшпинелиды по химическому составу должны резко отличаться от сплошных скоплений, образующих промышленные месторождения.

Этот вопрос имеет важное генетическое значение. Если для дунитов как вмещающих пород платиноносных хромитовых месторождений Н.-Тагильского округа эта задача в свое время была поставлена А. Г. Бетехтиным (1935), то для перидотитов аналогичные исследования никем еще не производились. Поэтому авторы настоящей работы решили хотя бы частично восполнить этот пробел на примере Халиловских месторождений.

С этой целью были взяты большие штуфы перидотита и дунита из района месторождения № 79. Остановимся вкратце на петрографической и химической характеристиках этих пород.

Перидотит под микроскопом (фиг. 26) представляет собой типичную, почти нацело серпентинизированную, породу типа гарцбургита. Зерна ромбического пироксена всюду превращены в бастит за крайне редкими исключениями. Количество его, если судить по баститовым псевдоморфозам, не превышало 30% в шлифе. От оливина точно так же почти ничего не осталось. Характерно обилие магнетитовой пыли, развивающейся только на месте бывших оливиновых зерен. Хромшпинелиды встречаются редко. Они хорошо просвечивают коричневым цветом. По отношению к бывшим зернам оливина они явно ксеноморфны и лишь в местах соприкосновения с пироксеном имеют идиоморфные очертания. Часто их формы крайне неправильны. Вся порода, кроме того, прорезана более мощными прожилками серпентина, которые в свою очередь рассекаются прожилками аморфного серпентина, совершенно свободного от рудных выделений в них.

Дунит оказался также сильно серпентинизированной породой. Реликты оливина сохранились в виде мелких редких зернышек, встречающихся по всему шлифу (фиг. 27). Рудная пыль среди серпентиновой массы наблюдается в несравненно меньшем количестве, нежели в перидотите. Реликтов пироксена не встречается.

Приведем химические анализы этих пород.

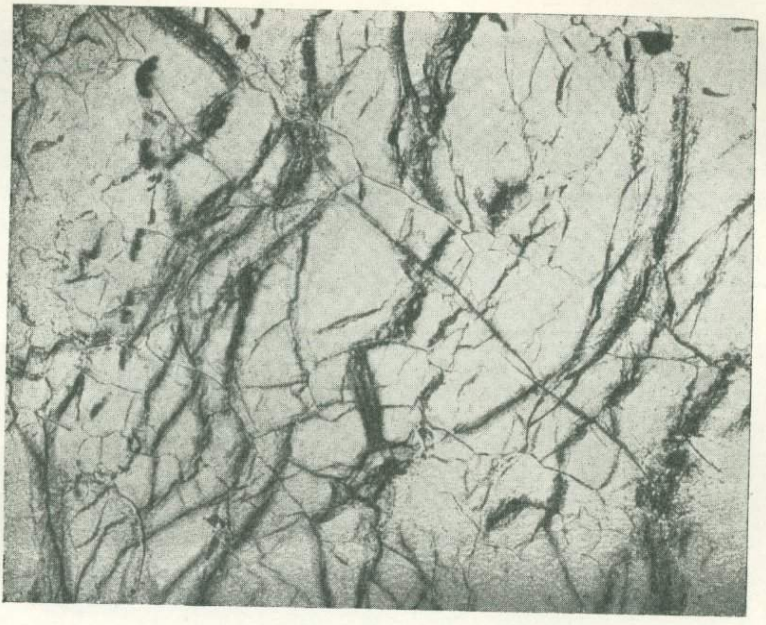
Таблица 13

Анализы перидотита и дунита

Компоненты	Перидотит. Образец № 78		Дунит. Образец № 79	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	37.29	621	35.18	586
TiO_2	Нет	—	Нет	—
Cr_2O_3	0.25	001	0.37	002
Al_2O_3	0.47	004	0.67	006
Fe_2O_3	2.77	016	4.77	029
FeO	4.06	056	2.18	030
MnO	0.10	001	Нет	—
MgO	39.77	984	38.54	956
NiO	0.33	—	0.28	004
CoO	—	—	следы	—
CaO	Нет	—	Нет	—
K_2O	0.11	—	0.08	001
Na_2O		—		
$H_2O + 105°$	14.14	785	17.76	—
$H_2O - 105°$	0.41	—		
Сумма	99.70	—	99.83	—

Анализ перидотита выполнен Ю. Н. Книпович, а анализ дунита — П. Н. Мамонтовым.

Как показывают анализы, наши породы мало чем отличаются друг от друга по химическому составу. Следует отметить лишь, что на ряду



Фиг. 26. Серпентинит, возникший за счет перидотита

Черные полосы — выделения рудной пыли. Снято при параллельных николях. Увелич. 20

Фиг. 27. Серпентинит, образовавшийся за счет дунита

Редкие зерна (серые) — остатки оливина, уцелевшие при серпентинизации. Черное зерно — хромшпинелид. Заметна петельчатая микротекстура породы. Снято при параллельных николях. Увелич. 20

с содержанием NiO в породе обнаружено также содержание CoO (образец № 79) с довольно высоким отношением между весовыми количествами этих металлов 9 : 1.

Для получения рудного концентрата как дунит, так и перидотит подверглись обогащению на столах Вильфлея. После измельчения породы подверглись ситовому анализу, результаты которого сведены в следующей таблице.

Таблица 14

Перидотит				Дунит			
Классы	Общий вес в кг	1-я фракция концентрата в г	2-я фракция концентрата в г	Классы	Общий вес в кг	1-я фракция концентрата в г	2-я фракция концентрата в г
+ 100 меш	1.665	7.75	8.85	+ 100 меш	2.300	11.10	7.62
+ 150 »	0.975	4.75	2.95	+ 150 »	0.600	1.45	0.95
+ 200 »	0.505	1.60	0.80	+ 200 »	0.300	0.80	—
— 200 »	1.450	1.35	2.30	— 200 »	0.905	—	—
	4.595	—	—	—	4.105	—	—

В этой же таблице даны выходы рудного концентрата по каждому классу ситового анализа. Как видим из этих данных, главное количество концентрата падает на классы +100 и +150 меш.[1] Общий процент выхода концентрата для перидотита составляет 0.34, а для дунита 0.32. Эти данные пока носят случайный характер и показывают, что количество акцессорных хромшпинелидов во взятых нами образцах дунита и перидотита оказалось, примерно, одинаковым.

Полученные концентраты всех классов были очищены от силикатной части тяжелыми жидкостями и предназначены для химического анализа.

При исследовании этих концентратов было замечено, что главная масса рудных зерен представлена зернами типичных хромшпинелидов, часть же их (более мелкозернистая) отличалась от хромшпинелидов черным матовым видом и обладала магнитностью. Было предположено, что мы имеем дело с магнетитом. В связи с этим был проделан фракционный химический анализ этого концентрата. Предполагалось путем растворения в кислотах перевести в раствор магнетитовые зерна и проанализировать полученные вытяжки отдельно от остальной массы концентрата.

Однако, результаты произведенных опытов анализа оказались довольно неожиданные. При обработке кислотами в раствор на ряду с железом перешло существенное количество серы и магния. Последний элемент

[1] Размер зерен, отвечающий классу + 100 меш, равен 0.15 мм; классу + 150 меш— 0.10 мм.

оказался в растворе, естественно, за счет разрушения примеси серпентина, причем образовавшийся кремнезем остался в нерастворимой фракции.

Таблица 15

Анализ рудного концентрата, полученного из перидотита. Месторождение № 79, образец № 78

Фракции	Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
1-я фракция, растворимая в кислотах	TiO_2	0.02	—	—	
	Cr_2O_3	0.06	—	—	
	Fe	1.01	018	—	
	MgO	1.57	039	—	
	Ni	Нет	—	—	
	S	1.29	040	—	
	SiO_2	1.16	019	—	
2-я фракция, нерастворимая в кислотах	TiO_2	0.20	001	—	
	Cr_2O_3	48.12	316	316	520
	Al_2O_3	17.36	170	170	
	Fe_2O_3	5.41	034	034	
	FeO	11.21	155	154	463
	MgO	12.45	309	309	
	CaO	Нет	—	—	
Сумма	—	99.86	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	—	1.1:1

Анализ произведен Ю. Н. Книпович.

Исследование концентрата, заделанного в твердый бальзам в полированных шлифах, под микроскопом показало, что мы, действительно, имеем сульфиды, легко травящиеся азотной кислотой и легко царапающиеся стальной иглой. По цвету в отраженном свете они занимают нечто среднее между пирротином и марказитом. Ни в коем случае не могут быть приняты за пирит, как это можно было бы вначале подумать, исходя из молекулярных количеств железа и серы. Отсутствие химически установленного никеля в вытяжке заставляет думать, что эти зерна не могут быть и пентландитом или бравоитом. По всей вероятности, мы имеем дело с колломорфной формой двухсернистого железа (типа мельниковита), могущего возникнуть за счет изменения пирротина.

Пересчет нерастворимой в кислотах рудной фракции на молекулярные количества показывает, что мы имеем дело с типичным слабометаморфизованным хромшпинелидом, отвечающим по составу хромпикотиту (Mg, Fe) (Cr, Al)$_2$O$_4$. Если сравнить данные нашего анализа, пересчитав их предварительно на 100, с данными анализов хромшпинелидов месторождения № 79, то можно увидеть, что акцессорный хромшпинелид из перидотита характеризуется значительно пониженным содержанием окиси хрома, а также несколько пониженным содержанием магнезии, но зато содержание глинозема, наоборот, резко повышено. Несколько

повышено также содержание закисного и окисного железа. Можно с определенной долей уверенности утверждать, что по составу хромшпинелиды рудного тела и перидотита отличаются друг от друга.

Несколько иную картину увидим, если обратиться к фракционному химическому анализу рудного концентрата, полученного из дунита как вмещающей породы месторождения № 79.

Таблица 16

Анализ рудного концентрата, полученного из дунита. Месторождение № 79, образец № 79

Фракции	Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчит. молек. колич.	Суммы молек. колич.
1-я фракция, растворимая в кислотах	TiO_2	Нет	—	—	
	Cr_2O_3	0.07	—	—	
	Fe	0.57	010	—	
	MgO	1.18	029	—	
	Ni	Нет	—	—	
	S	0.67	021	—	
2-я фракция, не растворимая в кислотах	SiO_2	0.58	009	—	
	TiO_2	0.27	001	—	
	Cr_2O_3	52.91	348	348	508
	Al_2O_3	13.99	137	137	
	Fe_2O_3	3.76	023	023	
	FeO	12.86	178	177	483
	MgO	12.34	306	306	
	CaO	Нет	—	—	
Сумма	—	99.20	—	—	—
R_2O_3:RO	—	—	—	—	1.02:1

Анализ произведен Ю. Н. Книпович.

В растворимой фракции железа и серы оказалось, примерно, в два раза меньше, нежели в перидотите. Соотношения молекулярных количеств железа и серы таковы же, как и там. Одним словом, растворимая в кислотах фракция по составу оказалась совершенно аналогичной такой же фракции из перидотита.

Что же касается нерастворимой фракции, то по химическому составу мы здесь имеем дело также с хромпикотитом $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$, в общем отличающимся от аналогичного состава из перидотита повышенным содержанием окиси хрома (почти до 53%) и, наоборот, значительно пониженным содержанием глинозема.

По сравнению с составом хромшпинелида рудного тела месторождения № 79 мы здесь имеем уже значительно меньшее отличие, выражающееся в пониженном содержании окиси хрома и магнезии, но зато в повышенном содержании глинозема и закиси железа.

Таким образом, акцессорные хромшпинелиды вмещающих пород месторождения № 79 хотя и нерезко, но все же отличаются по минеральным видам и по химическому составу от хромшпинелидов самого месторождения. Более резкое отличие принадлежит хромшпинелидам из перидотита.

Полученные данные по изучению акцессорных рудных выделений в ультраосновных породах, носящие пока отрывочный характер, имеют несомненный интерес в том отношении, что проливают некоторый свет на содержание летучих компонентов в ультраосновных магмах. Эти аналитические работы, безусловно, следует продолжать и в дальнейшем. Объектом исследования необходимо взять не только серпентинизированные породы, но и свежие или слабо измененные породы, делая некоторый упор на исследование акцессорных минералов.

Общая химическая характеристика хромшпинелидов Халиловского перидотитового массива

Сопоставляя все вышеприведенные данные микроскопического и химического исследования хромшпинелидов месторождений Халиловского района, мы можем притти к следующим основным выводам:

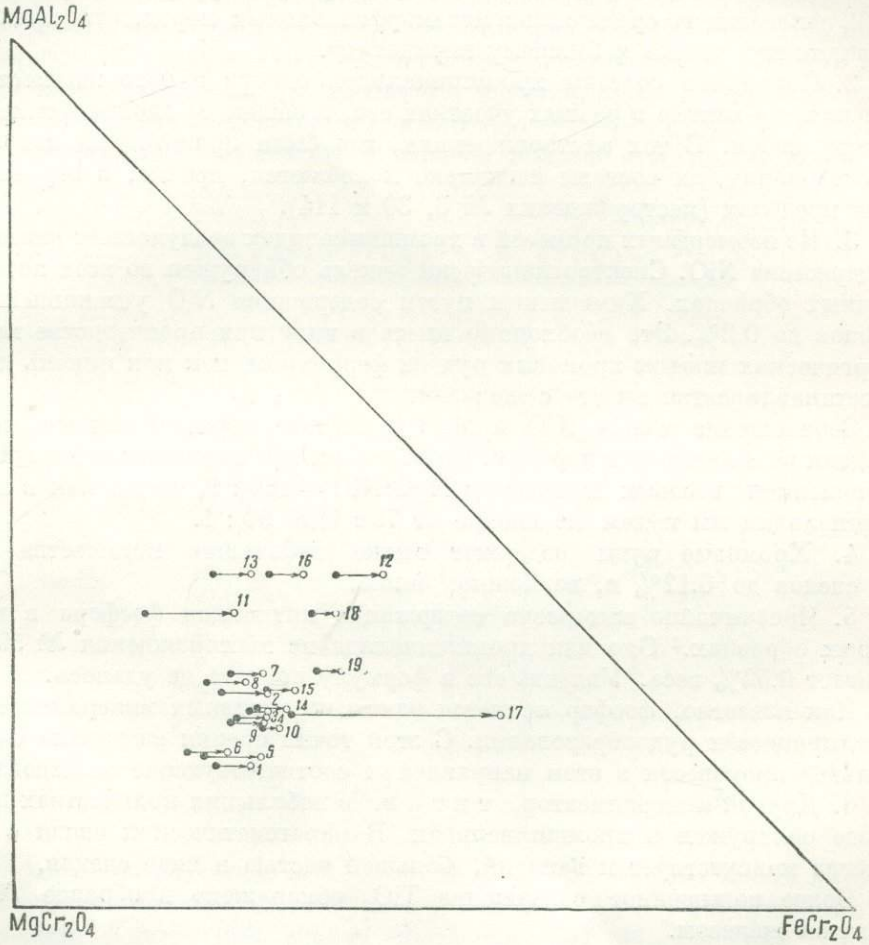
1. Химический состав хромшпинелидов различных морфологических типов месторождений хромистого железняка варьирует в своем составе даже в тех случаях, когда рудные тела располагаются рядом, одно возле другого. Общая картина вариации химического состава хромшпинелидов изображена на прилагаемой пространственной диаграмме (фиг. 28).[1]

[1] Пересчеты на молекулярные группировки: $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$ и $FeFe_2O_4$ с приведением суммы к 100 сведены в нижеследующей таблице.

Основные молекулярные группировки	М-ние № 59, обр. 35	М-ние № 41, обр. 80	М-ние № 30, обр. 3	М-ние № 30, обр. 58	М-ние № 30, обр. 63	М-ние №114, обр. 82	М-ние №114, обр. 82	М-ние №114, обр. 85	М-ние №79, обр. 79	М-ние № 79, обр. 78
$MgO.Al_2O_3$	16.4	24.8	22.7	21.9	17.0	17.9	26.9	26.0	21.4	20.7
$MgO.Cr_2O_3$	55.4	44.8	47.1	48.3	53.7	56.8	43.6	46.4	48.7	47.6
$FeO.Cr_2O_3$	24.0	24.8	28.1	26.2	22.6	20.6	25.7	23.0	25.8	29.7
$FeO.Fe_2O_3$	4.2	5.6	2.1	3.6	6.7	4.7	3.8	4.6	4.1	2.0
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Основные молекулярные группировки	М-ние № 90, обр. 17	М-ние № 79, обр. 10	М-ние № 6, обр. 89	М-ние № 6, обр. 90	М-ние № 6, обр. 92	М-ние №112, обр. 20	М-ние № 7, обр. 52	М-ние № 2, обр. 46	М-ние № 76, обр. 73
$MgO.Al_2O$	34.0	38.5	38.4	23.0	25.0	38.4	22.5	34.0	27.4
$MgO.Cr_2O_3$	39.8	38.2	33.5	44.6	41.6	27.3	19.8	27.8	33.9
$FeO.Cr_2O_3$	15.6	17.7	23.8	29.0	30.1	30.3	33.1	35.4	35.9
$FeO.Fe_2O_3$	10.6	5.6	4.3	3.4	3.3	4.0	24.6	2.8	2.8
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Как видим из нее, фигуративные точки в основной своей массе концентрируются ближе к узлу $MgCr_2O_4$. Отдельные точки удаляются по направлению к узлам $MgAl_2O_4$ и $FeCr_2O_4$. Векторы, отвечающие магнетитовому компоненту, как правило, невелики. Это обстоятельство существенно



Фиг. 28. Диаграмма химического состава хромшпинелидов месторождений Халиловского перидотитового массива

отличает халиловские хромшпинелиды от таковых платиноносных массивов Сев. Урала.

Близость фигуративных точек к узлу $MgCr_2O_4$ находится в соответствии с высоким содержанием в них окиси хрома, которое очень часто превышает 50%.

Чрезвычайно любопытно, что от центральной группировки фигуративных точек состава хромшпинелидов явно отделились в сторону $MgAl_2O_4$ пять точек: 11, 12, 13, 18 и 16. Все они относятся к хром-

шпинелидам, генетически связанным с перидотитами. Анализы № 11, 12 и 13 принадлежат столбообразному месторождению № 6, залегающему в основном среди гарцбургитов, анализ № 18 относится к акцессорным хромшпинелидам, выделенным с помощью классификатора из перидотита и, наконец, анализ № 16 характеризует руду месторождения № 2, залегающего среди сильнометаморфизованных пород, относящихся, повидимому, также к бывшему перидотиту.

2. Первичные составы хромшпинелидов одного и того же месторождения, но взятые в разных участках его, в общем не вполне идентичны между собой. В тех месторождениях, где были произведены подобные исследования, их составы несколько колеблются, правда, в ограниченных пределах (месторождения № 6, 30 и 114).

3. Из изоморфных примесей в хромшпинелидах заслуживает внимания содержание NiO. Спектроскопически никель обнаружен во всех исследованных образцах. Химическим путем содержание NiO установлено от следов до 0.3%. Это необходимо иметь в виду при производстве металлургических плавок хромовых руд на феррохром, так как никель легко восстанавливается вместе с железом.

Соотношение между NiO и MgO в составе хромшпинелидов выше, нежели во вмещающих породах. В последних оно выражается следующим отношением весовых количеств: MgO:NiO = 120 : 1, тогда как в хромшпинелидах мы имеем отношение от 75 : 1 до 50 : 1.

4. Хромовые руды содержат также небольшие количества ZnO от следов до 0.12% и, возможно, выше.

5. Чрезвычайно интересно содержание пятиокиси фосфора в некоторых образцах.[1] Оно для хромшпинелида из месторождения № 59 достигает 0.52% веса. Увязать его в формулу апатита не удалось.

Как известно, фосфор является одним из активных минерализаторов при процессах рудообразования. С этой точки зрения следовало бы детальнее произвести в этом направлении соответствующие исследования.

6. Другой минерализатор, т и т а н, в небольших количествах почти везде обнаружен в хромшпинелидах. В парагенетической связи с ним иногда присутствует и ванадий, большей частью в виде следов.

Более повышенное содержание TiO_2 обнаружено в образце № 73, богатом железом.

7. Содержание тантала, ниобия, вольфрама, олова спектроскопическими исследованиями не обнаружено.

8. При процессе серпентинизации хромшпинелиды способны подвергаться частичному окислению с переведением части закисного железа в окисную форму. До некоторой степени этот процесс, как указывалось, аналогичен процессу мартитизации магнетита и титаномагнетита, совершающейся при эндогенных процессах.

9. В условиях латеритового выветривания хромшпинелиды, повидимому, способны разлагаться и подвергаться процессам миграции.

---

[1] Во многих образцах содержание P_2O_5 осталось непроверенным.

Магнетит

Этот минерал как продукт собственно магматической фазы непосредственно в коренном залегании в хромитовых месторождениях нами ни разу не был встречен. Однако, производитель работ Халиловской хромитовой разведочной партии С. И. Кокарев нам любезно передал один образец с крупными несовершенными кристаллами магнетита, взятый им из месторождения № 36, где этот образец, по словам С. И. Кокарева, находился непосредственно в контакте рудного тела с боковыми породами.

Химический анализ этого образца показал следующие данные.

Таблица 17

Месторождение № 36, образец № 71

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.14	002	
TiO_2	Нет	—	
Cr_2O_3	»	—	
Al_2O_3	0.70	006	471
Fe_2O_3	74.36	465	
FeO	24.77	344	
MnO	Нет	—	
MgO	»	—	346
NiO	0.20	002	
CaO	Нет	—	
P_2O_5	0.02	—	
SnO_2	Нет	—	
Сумма . .	100.19	—	—
R_2O_3:RO . .	—	—	1.3:1

Минераграфическое исследование показало, что мы имеем дело с типичным магнетитом, частично подвергшимся процессу мартитизации вдоль трещин. Химический анализ подтвердил эти исследования. Довольно поразительным является полное отсутствие титана, марганца и магния, но зато присутствуют никель и в незначительном количестве фосфор. Кроме того, спектрографически открыто содержание серебра в виде линий средней интенсивности, химическим анализом пока не проверенное. Присутствие кремнезема, по всей вероятности, обусловлено наличием опала вдоль тонких трещинок в минерале.

При серпентинизации перидотитов и дунитов магнетитовая пыль, как это описывается многочисленными исследователями, располагается в прожилке в волокнах серпентина. Нередко можно наблюдать под микроскопом в отраженном свете, кроме того, обрастание венчикоподобными оторочками магнетита вкрапленных в породу зерен хромшпинелидов.

Часто этот минерал в этих случаях выполняет трещинки в хромшпинелидовых зернах.

Определение этого минерала основывается на магнитных свойствах и цвете в отраженном свете. Однако, было бы необходимо проверить его химический состав. Для этой цели легкую или среднего веса фракцию после получения концентратов тяжелой фракции в ультраосновных породах было бы желательно тонко истереть и с помощью трубки Дэвиса отделить магнитную часть от немагнитной. Затем произвести фракционный химический анализ.

Время образования рудной пыли в серпентинах относится к ранним стадиям серпентинизации, насколько можно убедиться из того факта, что прожилки серпентина, содержащего рудную пыль, рассекаются более молодыми прожилками серпентина, не содержащими рудных выделений (фиг. 29 и 30).

Кроме того, необычный магнетит констатирован при разложении пирротина (фиг. 31) во время процесса серпентинизации. Этот факт был установлен еще при изучении руд и пород Н.-Тагильского платиноносного массива, но с несомненной очевидностью он констатирован при изучении пирротиновых выделений в Халиловском районе, в частности при исследовании образцов из месторождения № 59.

Этот магнетит, как новообразование, характеризуется хрупкостью, сильными магнитными свойствами и легкой травимостью соляной кислотой. Частая приуроченность его к прожилкам серпентина свидетельствует о генетической связи с процессом серпентинизации.

Оливин

Оливиновые зерна в рудах сохранились в крайне редких случаях. Чаще всего мы можем встретить их внутри недеформированных кристаллов хромшпинелида в виде округленных зерен овальной формы, подобно тому как изображено на микрофотографии (фиг. 17) в виде мелких кристалликов, размерами обычно в сотые доли миллиметра.

Измерения оптических констант удались только в одном случае. Они дали следующие результаты: $2V = \pm 90°$ $Ng - Np = 0.037$.

В большинстве случаев оливин в рудах замещен хризотилом с образованием характерной петельчатой структуры.

Изредка остатки оливиновых зерен встречались в боковых породах (фиг. 27), большей частью в дуните.

Хромдиопсид

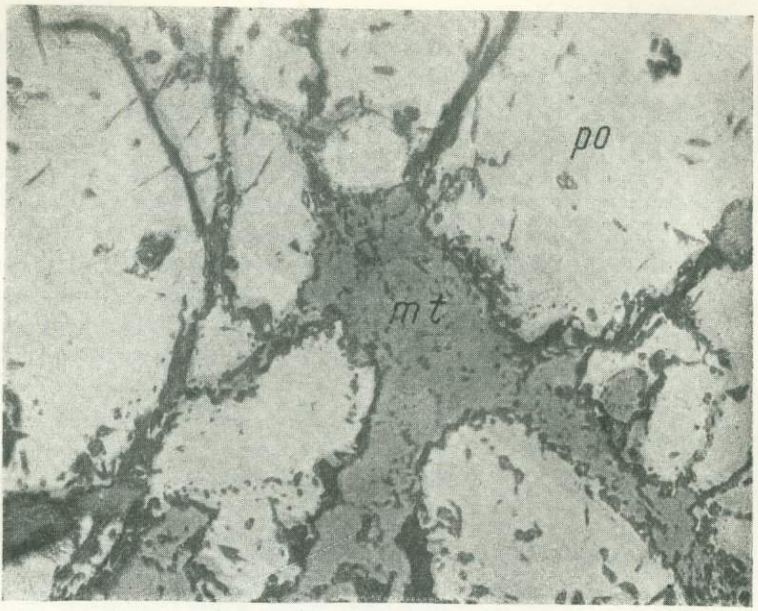
Этот минерал в Халиловском районе нередко встречается в хромитовых месторождениях. Он парагенетически тесно бывает связан с хлоритами. В некоторых месторождениях мы наблюдаем значительные скопления его. Иногда он вместе с хлоритом сплошь выполняет миаролитовые пустоты в рудных аггрегатах. Такова, например, картина в месторождениях № 59, 23а, 65, 65а и др.

Фиг. 29. Прожилки серпентина в серпентините, содержащие выделения магнетита, рассекаются более поздними, не содержащими рудных выделений, прожилками серпентина

Снято в проходящем свете. Увелич. 40

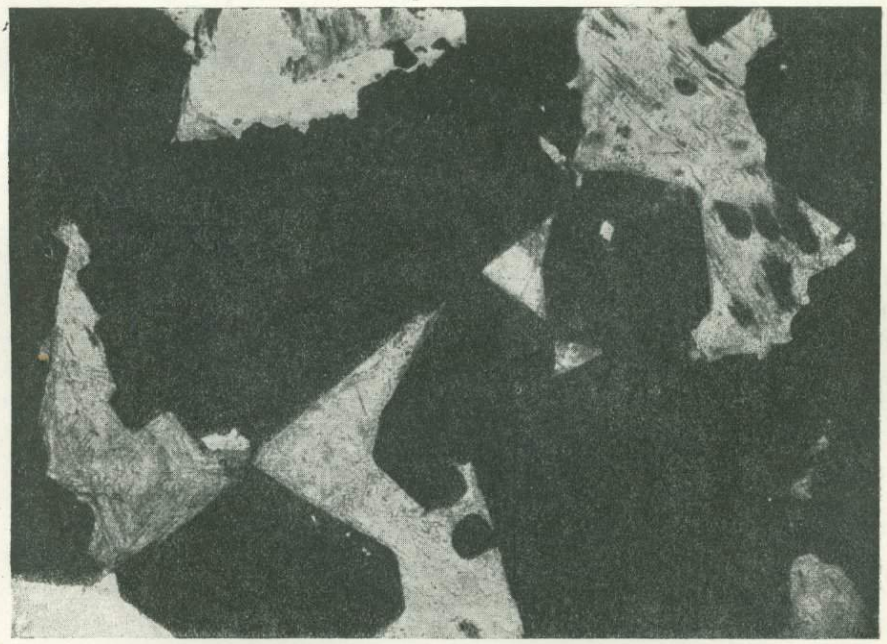
Фиг. 30. Микросбросы в серпентините, устанавливаемые по сброшенным частям серпентинового прожилка, содержащего рудные выделения

Снято в проходящем свете. Увелич. 40



Фиг. 31. Замещение пирротина (*po*) магнетитом (*mt*)

Месторождение № 59. Снято в отраженном свете. Увелич. 40



Фиг. 32. Полуразрушенный хромдиопсид (светлосерое) в миаролитовых пустотах в хромшпинелидовом аггрегате

На одном из участков заметны вторичные образования хромшпинелидов среди диопсида в виде неправильной формы выделений. Месторождение № 23-а. Снято в проходящем свете. Увелич. 20

Макроскопически он довольно легко узнается по бледно- или густо-зеленой окраске и прекрасно выраженной спайности.

При выветривании в процессе разложения окраска теряется и хромдиопсид переходит в аморфную белую массу карбонатов, в которой обычно сохраняется реликтовая спайность.

Под микроскопом в свежих образцах мы имеем типичный пироксен с следующими оптическими константами: $2V = +54$ до 56° $cNg = 32°$; $Ng - Np = 0.036$, измерение показателей преломления дало следующие цифры: $Ng = 1.096$; $Np = 1.656$. В процессе серпентинизации так же, как это точно установлено в Н.-Тагильском дунитовом массиве, он здесь разлагается, замещаясь хлоритом, кальцитом и баститоподобным серпентином. Иногда на ряду с ними развивается актинолит в виде иглоподобных выделений.

При этом нередко можно наблюдать вторичные образования хромшпинелидов, подобно тому как это изображено на микрофотографии (фиг. 32).

Хромшпинелидовые зерна в участках обильного развития хромдиопсидов обычно имеют не совсем правильные формы, но в общем они идиоморфны по отношению к силикатным минералам (фиг. 33).

Мы располагаем полным анализом хромдиопсида, произведенным Ю. Н. Книпович (табл. 18).

Таблица 18

Месторождение 59, образец № 33

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	51.62	860
TiO_2	Нет	—
Cr_2O_3	1.61	010
Al_2O_3	1.85	019
Fe_2O_3	0.75	004
FeO	2.02	028
MnO	0.06	—
MgO	20.10	496
NiO	Следы	—
CaO	19.99	356
K_2O	0.05	—
Na_2O	0.24	004
$H_2O + 105°$	1.88	104
$H_2O - 105°$	Нет	—
Сумма	100.17	—

Микроскопическое исследование образца, из которого был выделен этот минерал, показывает частичную серпентинизацию хромдиопсида. Повидимому, незначительное количество воды, которое показал анализ, связано именно с серпентином. Содержание окиси хрома в данном образце оказалось невысокое (1.61%), тогда как в хромдиопсиде из закавказских месторождений хромистого железняка (Гай-Дара), количество его достигает 7.70%. На ряду с Cr_2O_3 в минерале присутствует некоторое количество Al_2O_3, а также Fe_2O_3 и щелочи. Спектральным анализом, кроме того, обнаружены также слабые линии рубидия и кобальта.

Пересчет на молекулярные количества показывает следующий примерный состав минерала: $25MgSiO_3 \cdot 18CaSiO_3$.

Уваровит

Уваровит в Халиловских месторождениях является довольно редким минералом. Он так же, как и хромдиопсид, ассоциируется с хлоритом и располагается между зернами хромшпинелидов.

Этот минерал был встречен в месторождении № 6. Он обычно наблюдается в виде прекрасно образованных редких кристаллов. В большинстве случаев он изотропен, но в одном из образцов наблюдались явления анизотропии.

Хлориты

Хлориты в месторождениях Халиловского района также не образуют сколько-нибудь значительных скоплений, как это нередко можно наблюдать среди других уральских массивов.

Минералы группы хлорита, хотя и встречаются почти во всех Халиловских месторождениях, но в большинстве случаев их удается заметить лишь под микроскопом.

При этом следует подчеркнуть, что необходимо различать хлориты разного происхождения. Одна генерация их связана с затухающей деятельностью собственно магматического процесса. Их выделение вместе с хромдиопсидом, уваровитом и сульфидами характеризует заключительную гидротермальную фазу процесса, проявившуюся, главным образом, среди рудных месторождений. Другая генерация хлорита по времени образования приурочена к процессу общей серпентинизации ультраосновных пород, совершившейся, несомненно, позднее собственно магматической стадии остывания перидотитового массива. В этом случае хлорит развивается чаще всего за счет изменения других ранних минералов (хромшпинелидов, хромдиопсида и др.), а изредка и самостоятельным путем из серпентиновых растворов среди перидотитов и дунитов, в виде тонких прожилков, переходящих в серпентиновые прожилки, подобно тому как изображено на микрофотографии (фиг. 34).

Хлориты гидротермальной фазы собственно магматического процесса, несомненно, представлены различными минеральными видами, насколько можно было судить в случаях более крупных выделений по внешним их признакам, в частности, по цвету их. Наблюдались разности фиолетовых оттенков зеленого и белого цвета. Специальных исследований с постановкой химических анализов мы не производили за недостаточностью собранного материала.

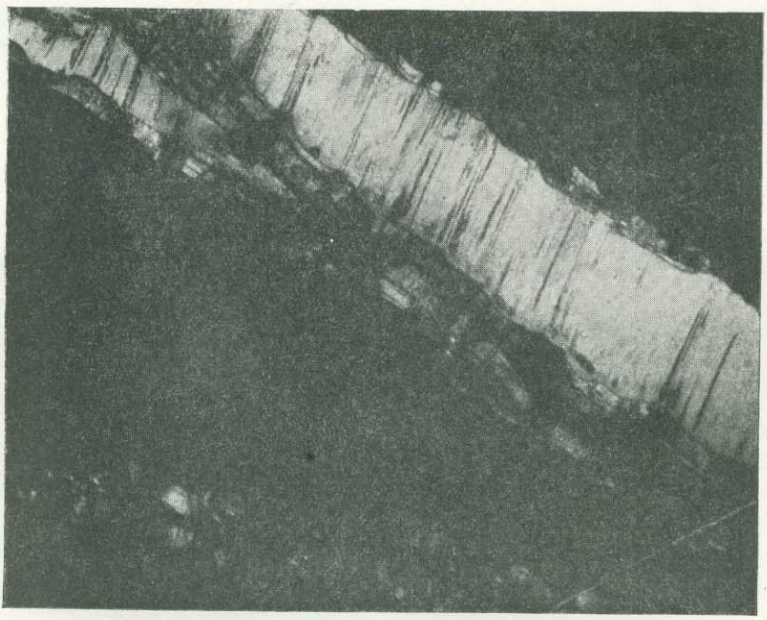
Пирротин

В отношении находок пирротиновых выделений в Халиловском перидотитовом массиве нам более посчастливилось, нежели с другими минералами. Особенно интересные и более значительные по массам скопления пирротина были встречены в месторождении № 59. Здесь в боковых породах (среди серпентинизированного перидотита) были обнаружены жилообразные выделения сплошного пирротина, мощностью до 2—3 см (фиг. 35), сопровождаемые вкрапленностью того же минерала во вмещающих породах.

Как можно было проследить по подземным выработкам, эти выделения генетически, несомненно, связаны с образованием хромитового месторождения.

Фиг. 33. Хромдиопсид (светлосерые рельефные зерна со спайностью) и хлорит (белые ксеноморфные зерна) в хромшпинелидовом аггрегате

Снято в проходящем свете. Месторождение № 23. Увелич. 16



Фиг. 34. Прожилок хлорита среди серпентинита, отороченный прожилками хризотила

Выделения черного цвета вдоль спайности в хлорите, повидимому, — магнетит. Снято в проходящем свете при скрещенных николях. Увелич. 40

Данные микроскопического изучения показывают, что мы имеем дело с несомненным пирротином, с характерными для него цветами поляризации в отраженном поляризованном свете, средней твердостью и магнитностью. Единственно, что является отличным для него, это — отношение к химическим реагентам. В противоположность пирротину типичных гидротермальных месторождений он очень легко реагирует с азотной кислотой. Весьма возможно, что это объясняется тем, что процесс серпентинизации произвел в нем некоторые незаметные под микроскопом изменения.

Выше мы уже указывали, что с процессом серпентинизации связаны и более глубокие изменения пирротина, а именно образование в нем магнетита, развивающегося метасоматическим путем в виде неправильной формы прожилков и участков внутри пирротиновой массы.

Было замечено, кроме того, неправильной формы выделение среди пирротина минерала, сильно поляризующего, очень мягкого серовато-бурого цвета в отраженном свете и обладающего черным порошком. По-всей вероятности, мы здесь имеем дело с графитом. Сказать что-либо определенное о времени его выделения по одному шлифу очень трудно.

Более осторожное травление пирротина азотной кислотой выявляет замечательную структуру оригинальных двойниковых прорастаний, изображенных на фиг. 36.

Химический анализ пирротина из этого месторождения, произведенный Ю. Н. Книпович, приведен в табл. 19.

Таблица 19

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
Fe	63.32	1130
Cu	0.03	—
Ni	0.37	0006
Co	0.13	0002
Cr	Нет	—
S	35.23	1101
SiO_2	0.19	0003
Сумма . .	99.27	—
Удельный вес .	4.59	—

Как показывает анализ, пирротин этот интересен тем, что в нем мы имеем сравнительно повышенное содержание кобальта. Этот элемент, повидимому, находится в виде изоморфной примеси к никелю, входящему в состав пентландита.

Данные пересчета на молекулярные количества показывают несколько пониженное содержание серы, несмотря на то что анализ произведен при соблюдении всех предосторожностей. Минераграфическое исследование образца, сданного в анализ, показало наличие в нем редких тонких прожилков магнетита, развившегося метасоматическим путем. Повидимому, этим следует объяснить некоторую диспропорцию между молекулярными количествами, с одной стороны, серы, а, с другой,— суммы металлических элементов. В основном же мы имеем дело с составом типичного пирротина.

Кроме того, пирротин встречался в виде мельчайших зернышек, размерами в тысячные и сотые доли миллиметра в очень многих месторождениях, главным образом среди серпентиновых и хлоритовых участков между выделениями хромшпинелидов.

Наконец, как было указано выше, фракционный анализ концентратов, полученных из дунита и перидотита, также показал наличие сульфидов. Состав этих сульфидов, по данным анализа, правда, отвечает двусернистому железу, но, по всей вероятности, они произошли за счет пирротина. На это указывают отчасти и оптические свойства их минералов в отраженном свете, являющиеся как бы промежуточными между свойствами пирротина и марказита.

При процессах выветривания пирротин чрезвычайно легко окисляется, давая лимонит.

Пентландит

Этот минерал является довольно обычным, правда, редко рассеянным среди перидотитов и дунитов, как это устанавливается для многих перидотитовых массивов Урала и Закавказья.

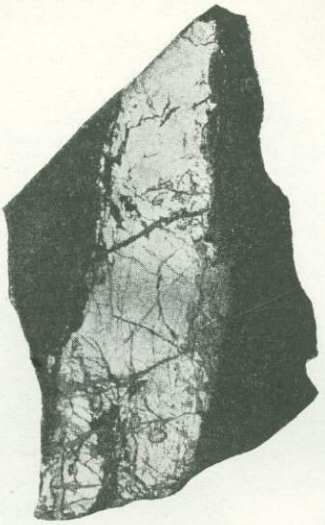
В Халиловском районе в свое время даже было встречено небольшое гнездо сульфидных выделений, в составе которых главную роль играл пентландит (месторождение № 105 на левобережье р. Губерли). К сожалению, в настоящее время от этого месторождения не осталось никаких следов: оно было выработано полностью. Это месторождение было посещено рядом геологов: Н. К. Разумовским, Н. А. Шадлуном, В. С. Коптевым-Дворниковым и Д. Г. Ульяновым. Рудное тело залегало в серпентинизированном дуните и представляло собой небольшое линзообразное гнездо, объемом всего лишь около нескольких куб. метров. Кроме главного минерала пентландита, здесь Н. К. Разумовским [1] были установлены следующие минералы: хромшпинелид в виде редких идиоморфных зерен, никелин, отчасти виоларит, пирротин и халькопирит. В зоне окисления наблюдались: аннабергит, гарниерит, хризоколла и др. В одном из полированных шлифов, находившихся в нашем распоряжении, установлен также миллерит в виде неправильной формы выделений, развивающихся за счет разрушения пентландита.

Халькопирита нами не было обнаружено. Возникает сомнение, не был ли принят за халькопирит миллерит, по физическим признакам в отраженном свете чрезвычайно похожий на халькопирит, но отличающийся легко по поведению в поляризованном свете.

Кроме того, В. С. Коптевым-Дворниковым и Д. Г. Ульяновым описывается еще одно небольших размеров сульфидное проявление на левом берегу р. Уша-Узбой (в 2.5 км к северо-западу от месторождения № 105). Здесь, по их наблюдениям, оруденение приурочено к прожилкам серпентина, выполняющего трещины в плотных темных серпентинитах. Рудный минерал был представлен пентландитом, зерна которого были рассеяны в массе серпентина в виде вкрапленности.

Наконец, среди пирротиновых сплошных масс, описанных нами выше, при микроскопическом изучении в отраженном свете также были замечены редкие мельчайшие выделения пентландита. Наиболее крупное выделение этого минерала приведено на фиг. 37.

[1] Согласно данным отчета А. В. Хабакова.

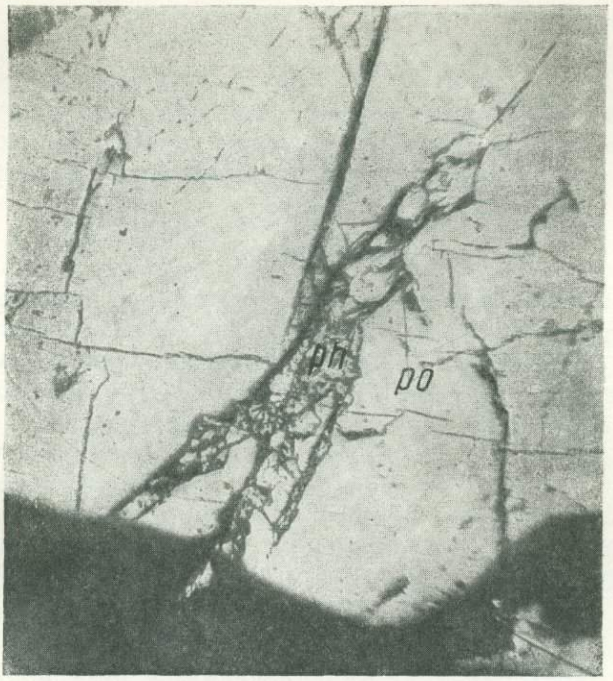


Фиг. 35. Прожилок пирротина в серпентинизированном дуните

Снята пришлифованная плоскость штуфа в отраженном свете. Месторождение № 59. $^1/_2$ натуральной величины

Фиг. 36. Сложные двойниковые прорастания в пирротине, выявленные при травлении азотной кислотой

Снято в отраженном свете. Месторождение № 59. Увелич. 40



Фиг. 37. Выделение пентландита (*pn*) среди пирротиновой массы (*po*)

Снято в отраженном свете. Месторождение № 59. Увелич. 65

Фиг. 38. Выделение миллерита в серпентините

Снято в отраженном свете. Увелич. 180

По времени выделения пентландит, повидимому, принадлежит к пневматолито-гидротермальной фазе собственно магматического процесса, насколько об этом можно судить по разложению его с образованием миллерита при процессе общей серпентинизации ультраосновных пород.

Серпентин

Разновидностей серпентина в Халиловском массиве, так же как и во многих других массивах, довольно много. Главным минеральным видом, широко распространенным как в дунитах и перидотитах, так и в хромитовых месторождениях, является хризотил. В значительно меньшей степени представлен антигорит. В перидотитах весьма распространен бастит в псевдоморфозах по ромбическому пироксену. Наконец, довольно широко представлен аморфный серпентин, выполняющий трещинки в различных минералах, главным образом в хромшпинелидах, а также часто встречающийся в трещинах среди дунитов и перидотитов. В проходящем свете при скрещенных николях он большей частью обладает анизотропностью, обусловленной, повидимому, натяжениями в минеральном веществе, хотя встречаются и изотропные участки.

На описании этих минеральных видов мы останавливаться не будем, так как ничего нового по сравнению с многочисленными описаниями в литературе мы в Халиловском районе не нашли.

Укажем лишь, что в Халиловском массиве, как и в других уральских массивах, констатируется факт разновозрастности серпентиновых проявлений даже в одних и тех же шлифах. Иногда по пересекающимся прожилкам можно совершенно определенно судить о том, что одни из этих прожилков принадлежат к более раннему возрасту и содержат в себе включения рудных минералов (магнетита в виде пылеобразных выделений, иногда миллерита, хлорита и других минералов). Другие же прожилки, их пересекающие, свободны от этих включений. По всей вероятности, более раннего возраста серпентиновые растворы обладали большей химической активностью, благодаря которой были способны химически разрушать ранее выделившиеся минералы и продукты разрушения переотлагать по пути движения растворов. В более же поздние моменты серпентинизации активность растворов значительно понижалась.

Миллерит

Этот минерал был встречен всего лишь в двух полированных шлифах. Как уже отмечено было, он наблюдался в виде неправильной формы выделений, образующихся за счет разъедания пентландита в месторождении № 105.

Вторая находка относится к полированному шлифу серпентинита из южной части Халиловского массива. Миллерит в этом образце наблюдался в виде неправильной формы выделения, возникшего как новообразование, также, повидимому, за счет пентландита. Как изображено на фиг. 38,

характерным для этого минерала является частичное переотложение его вдоль прожилка серпентина.

Форма выделений миллерита и приуроченность их к серпентину говорят о том, что время образования его связано с моментом серпентинизации.

Самородная медь

Этот минерал встречен всего лишь один раз в виде тончайшей жилки среди прожилка аморфного серпентина. Вообще же следует заметить, при тщательных минераграфических исследованиях пород других перидотитовых массивов Урала А. Г. Бетехтиным самородная медь наблюдалась очень часто в серпентиновых породах.

Карбонаты

Среди карбонатов следует различать две группы образований: первая из них связана с процессами серпентинизации, т. е. с эндогенными процессами; вторая — с процессами выветривания серпентинитов и хромитовых месторождений.

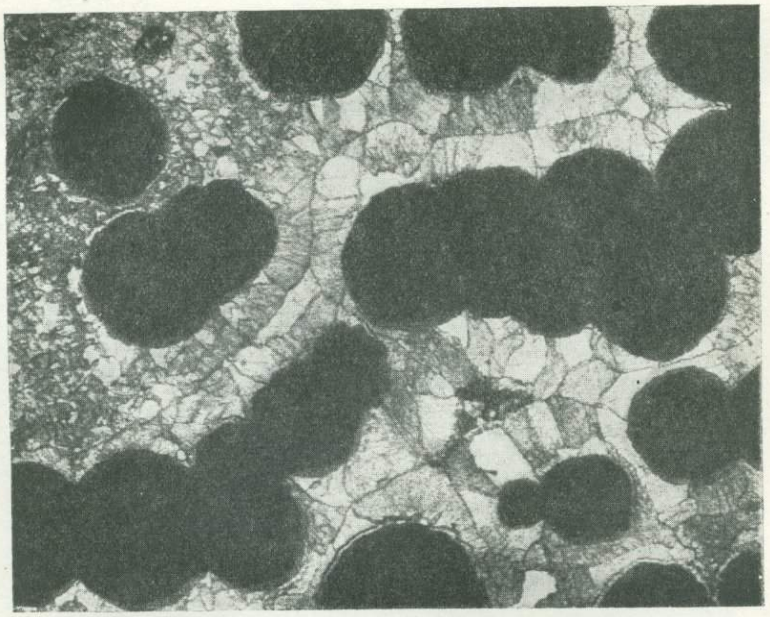
При серпентинизации карбонаты часто возникают в виде карбонатной пыли или неправильных форм тонкоаггрегатных скоплений среди серпентина. В Халиловском районе не удалось как следует изучить условий выделения этой группы карбонатов, но, насколько можно проводить аналогию с другими массивами ультраосновных пород, карбонаты, по всей вероятности, здесь образовались к концу процесса серпентинизации. В рудных телах они образуются в одних случаях в виде тонких микроскопических прожилков, секущих серпентин и хромшпинелиды или отлагающихся вдоль прожилков серпентина. Развиваются они и метасоматическим путем за счет разложения хромдиопсида при серпентинизации. Наконец, карбонатная пыль нередко наблюдалась в совершенно свежих на вид породах, возникшая на месте реликтовых зерен оливина в серпентине (фиг. 39).

Каков химический состав этих карбонатов, точно неизвестно. Отчасти, по всей вероятности, мы имеем дело с брейнеритом, особенно в последнем указанном случае (кальция в породе не оказалось); в других же описанных случаях карбонат представлен, повидимому, кальцитом или кальциево-магнезиальными разностями.

При процессах выветривания, как известно, легче всего возникает магнезит в виде колломорфных образований. В месторождении № 2 в некоторых шлифах можно было наблюдать эффектные структуры этого рода. На фиг. 40 изображены выделения такого магнезита, в шлифе просвечивающего желто-бурым цветом. Промежутки между сферическими образованиями магнезита крустифицированы кальцитом и опалом. На фиг. 41 мы видим отложение карбонатов и опала на месте пустот, возникших в результате разрушения и выщелачивания хромшпинелидовой массы.

Фиг. 39. Замещение карбонатной пылью (темносерое) остатков зерен оливина среди серпентиновой массы

Снято в проходящем свете. Месторождение № 79. Увелич. 23

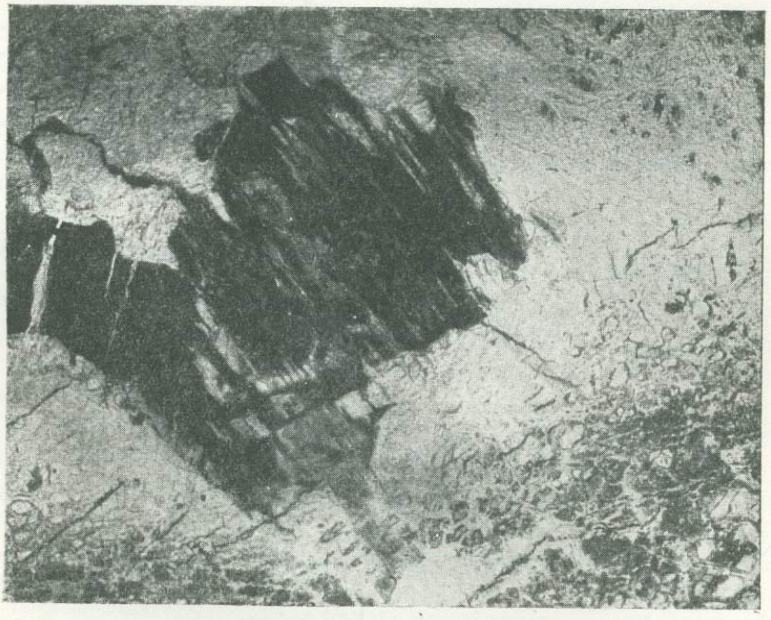


Фиг. 40. Колломорфные образования магнезита (черное), крустифицированного зернистым кальцитом, местами среди которого выделился опал

Снято в проходящем свете. Месторождение № 2. Увелич. 15

Фиг. 41. Прожилок крустификационной текстуры, состоящий из опала и карбоната (преимущественно кальцита), образовавшийся среди хромшпинелидовой массы в пустоте от выщелачивания

Мелкие белые пятна среди темной массы хромшпинелида — образования того же порядка. Снято в проходящем свете. Месторождение № 2. Увелич. 20



Фиг. 42. Выделение гидроокислов железа (черное) на месте баститового зерна в перидотите

Снято в проходящем свете. Увелич. 20

Брусит

Этот минерал в виде единичных зерен, иногда прожилков, нередко можно наблюдать в прозрачных шлифах среди сильносерпентинизированных пород. Узнается он, главным образом, по характерным повышенным цветам поляризации и спокойному растворению в слабой соляной кислоте.

При начальных стадиях выветривания он, повидимому, переходит в бругнателлит, а затем в магнезит.

Опал, халцедон, кварц

Эти минералы встречены были в образцах из зоны выветривания месторождения № 2. Специальному изучению они нами не подвергались.

Опал, как известно, образуется за счет кремнекислоты серпентина при его разрушении. Выделяется он вместе с карбонатами в пустотах от выщелачивания пород и руд. Макроскопически среди опала в одном случае наблюдались дендритовидные выцветы окислов марганца.

Халцедон и кварц образуются в процессе дегидратации опала.

Гидроокислы железа

Выделения гидроокислов железа также имеют место при процессе выветривания серпентинитов. Насколько удалось заметить, легче всего окисляется пирротин, затем брейнерит.

Из разновидностей серпентина легко пигментируется гидроокислами железа бастит (фиг. 42). Хризотил и антигорит более устойчивы в этом отношении.

Гидросиликаты никеля и другие минералы, образование которых связано с процессами выветривания халиловских серпентинитов, нами не изучались совершенно, так как это не входило в нашу непосредственную задачу. Кроме того, изучением этих минералов в последнее время специально занимается ряд исследователей.

Парагенезис минералов и последовательность их выделения

Из описания отдельных минералов можно было видеть, что в самих хромитовых месторождениях намечаются три основных парагенетических группы минеральных образований, связанных с различными геологическими процессами.

1. Парагенетическая группа минералов, образование которых связано с собственно магматической фазой формирования массива.

2. Группа минералов, возникающих при мощном процессе серпентинизации ультраосновных пород.

3. Тесная парагенетическая группа минералов, связанных с экзогенной фазой минералообразования.

В первой группе мы должны различать в свою очередь две подгруппы минеральных образований: а) минералы магматической фазы: хромшпи-

нелиды и оливин; в большинстве хромитовых месторождений они кристаллизуются одновременно; б) минералы пневматолито-гидротермальной фазы, которой заканчивается первый период магматического процесса и которая проявлена, главным образом, в хромитовых месторождениях; сюда должен быть отнесен довольно большой ряд минералов, выделяющихся в следующей последовательности: уваровит, хромдиопсид, группа хлоритов, пирротин, пентландит, графит (?), может быть, часть карбонатов (кальцита) и иногда серпентин, образующий оторочки вокруг скоплений хромшпинелидов, подобно тому, как изображено на фиг. 20.

Ко второй группе минералов следует отнести: хризотил, антигорит, магнетит, хлорит, новообразования хромшпинелидов, актинолит, тальк, марказит (?), миллерит, самородная медь, аморфный серпентин, карбонаты кальция и магния и, наконец, брусит.

К третьей группе минералов относятся следующие: магнезит, кальцит, опал, халцедон, кварц, гидросиликаты никеля, нонтронит, гидроокислы железа, марганца, гипс и др.

Как общие возрастные соотношения между этими группировками минералов, так и последовательность выделений внутри каждой группы показаны на диаграмме (фиг. 43).

Что касается соотношений минералов, слагающих вмещающие породы (дуниты и серпентиниты), то, согласно нашим микроскопическим наблюдениям, отношения между акцессорными хромшпинелидами и зернами метаморфизованных оливина и пироксенов можно выразить приведенной ниже графической схемой (фиг. 44). Из этой схемы видно, что в дунитах (если доверять идиоморфизму и учитывать явления магматической коррозии зерен) хромшпинелиды начали кристаллизоваться или ранее оливина (в тех случаях, когда идиоморфные зерна располагаются внутри зерен оливина), или одновременно (когда с той и другой стороны проявлен в одинаковой степени ксеноморфизм). В перидотитах же, можно быть определенно уверенным, хромшпинелиды начали кристаллизоваться после оливина и закончили кристаллизацию до конца кристаллизации пироксена.

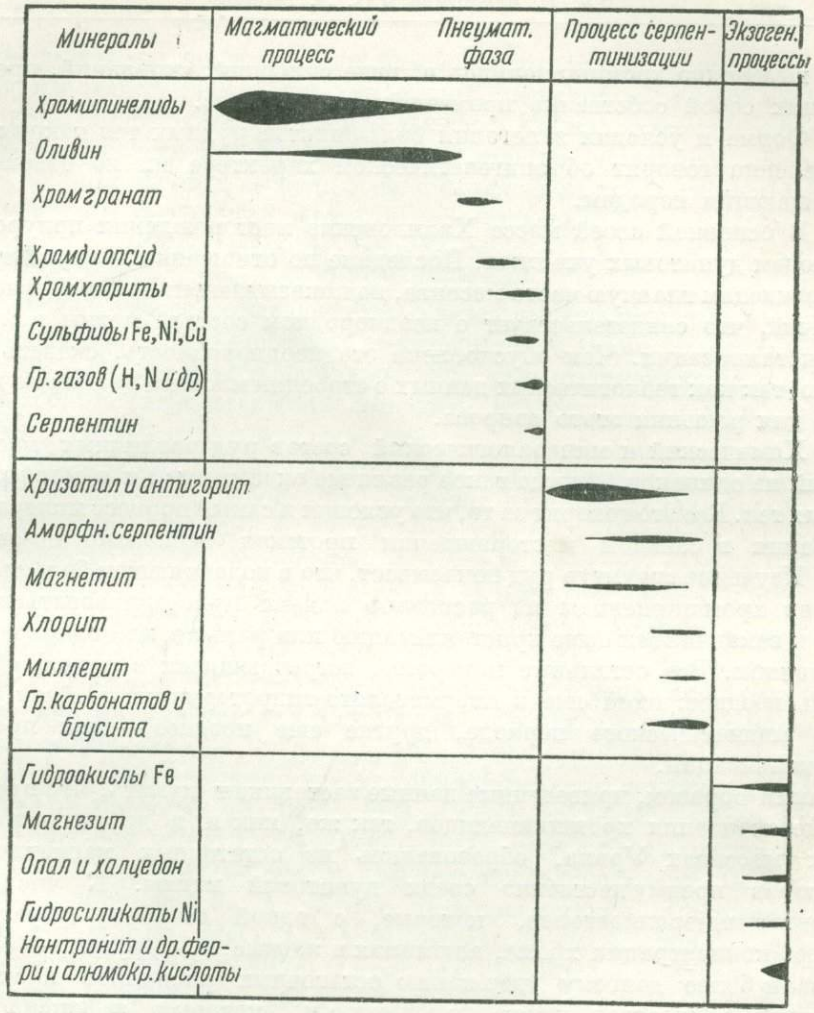
О генезисе месторождений

Коротко остановимся на вопросах о генезисе промышленных скоплений хромитовых руд, поскольку нам это позволяет сделать изучение минералогии этих месторождений.

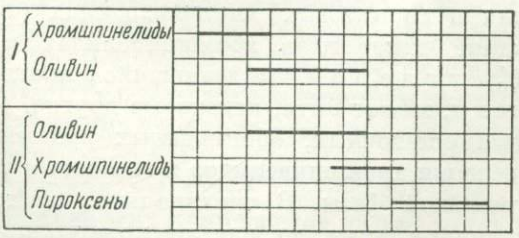
Приведем прежде всего несколько основных положений и фактов, наблюдаемых в месторождениях Халиловского района, которые необходимо использовать при выводе о генезисе месторождений.

1. Необходимо различать два основных вида выделений хромшпинелидов:

а) выделение хромшпинелидов в качестве акцессорного вкрапленника (в этом виде, как уже отмечено А. Г. Бетехтиным в одной из его работ, выделяется главная масса хрома, содержащегося в ультраосновных породах) и



Фиг. 43. Диаграмма возрастных соотношений минералов, слагающих хромитовые руды в Халиловских месторождениях



Фиг. 44 Диаграмма возрастных соотношений акцессорных хромшпинелидов и первичных силикатов в вмещающих породах: дунитах (I) и в перидотитах (II).

б) выделение хромшпинелидов в виде сплошных скоплений, представляющих собой собственно промышленный интерес.

2. Форма и условия залегания большинства рудных тел таковы, что определенно говорят об эпигенетическом характере их по отношению к вмещающим породам.

3. В основной своей массе Халиловские месторождения приурочены к выходам дунитовых участков. Последние по отношению к перидотитам, составляющим главную часть массива, не показывают никаких возрастных различий, что свидетельствует о неоднородном составе магмы в момент ее кристаллизации. Чем обусловлена эта неоднородность, сказать пока трудно, так как геологических данных о строении массива далеко не достаточно для решения этого вопроса.

4. Химический и минералогический состав руд различных месторождений не одинаков. Иногда такое различие оказывается и в морфологии рудных тел. Все это говорит за то, что условия и самый процесс минералообразования в каждом месторождении протекал несколько по-своему.

5. Изучение структур руд показывает, что в подавляющем большинстве случаев хромшпинелиды из расплавов начали кристаллизоваться первыми и заканчивали свою кристаллизацию или раньше, или одновременно с оливином. Все остальные минералы, встречающиеся в рудах, образовались позднее: одни еще в пневматолито-гидротермальную фазу собственно магматического периода, другие еще позднее — при процессе серпентинизации.

Таким образом, приведенные данные заставляют думать, что промышленные скопления хромшпинелидов, так же, как и в других перидотитовых массивах Урала, образовались из остаточных магматических расплавов преимущественно среди дунитовой магмы. К числу тех элементов-минерализаторов, которые, с одной стороны, обусловили процесс концентрации хрома, алюминия и железа, и, с другой, — способствовали более долгому удержанию остаточных расплавов в жидком состоянии, относятся также в о д о р о д, который зафиксировался позднее в хлоритах и других водусодержащих силикатах, затем с е р а, давшая сульфиды, которые изредка образуют довольно значительные скопления в хромитовых месторождениях (№ 59, 105), ф о с ф о р, содержание которого в хромшпинелидах в виде пятиокиси доходит до 0.52%, у г л е р о д, выделявшийся иногда в виде графита и затем карбонатов и, может быть, некоторые другие.

Кристаллизация остаточных, обогащенных рудными компонентами, начиналась с выделения хромшпинелидов и оливина и закончилась минералами гидротермальной фазы. В оригинальном месторождении № 90, содержащем нодулярные руды, до начала кристаллизации остаточного расплава, повидимому, имела место ликвидация с обособлением рудной части в виде небольших капель среди силикатного дунитового расплава.

В эпимагматическую стадию как при процессе серпентинизации, так и в более поздние моменты рудные тела испытали динамические воздействия, выразившиеся, главным образом, в возникновении тонкобрек-

чированных руд, иногда с рассланцеванием боковых пород. Местами можно наблюдать небольшой амплитуды смещения в рудных телах.

Таковы вкратце основные черты генезиса Халиловских месторождений хромистого железняка. Промышленные рудные скопления, как можно видеть из приведенных выше положений, образовались в гистеромагматическую стадию застывания перидотитового массива.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Основные выводы, касающиеся химико-минералогической природы хромшпинелидов Халиловских месторождений, нами приведены выше, в главе: «Общая химическая характеристика хромшпинелидов». Здесь же мы остановимся на общих выводах, относящихся к Халиловскому массиву в целом.

1. Подавляющая масса хромитовых месторождений Халиловского района представлена небольших размеров рудными телами, приуроченными, главным образом, к дунитовым участкам массивов. Последнее обстоятельство имеет, несомненно, поисковое значение, подтвердившееся при разведочных работах Халиловской хромитовой партии.

2. Химический состав руд хотя и варьирует для разных месторождений, но в пределах каждого отдельного рудного тела более или менее хорошо выдерживается. Этим самым в зачительной мере упрощается опробование как рудных тел, так и штабелей добытых руд, отправляемых на феррохромовый завод.

3. Химические анализы чистых хромшпинелидов показывают колебание Cr_2O_3 в пределах 40—61%, $FeO + Fe_2O_3 = 13—18\%$. Таким образом, соотношение между Cr_2O_3 и $FeO + Fe_2O_3$ колеблется в пределах от 2.6 до 4.5. Это указывает на необычную высокосортность руд. Содержание остальных компонентов в чистых хромшпинелидах выражается следующими данными: MgO 13—18%, Al_2O_3 8—20%, MgO — следы до десятых долей процента; NiO—от нуля до 0.3%; P_2O_5 — от следов до 0.5%. Эти данные показывают, что шихтовка руд при выплавке феррохрома должна, безусловно, отвечать химическому составу руд и в зависимости от него также должна варьировать по составу.

4. Изучение минералогического состава руд убеждает в том, что в большинстве месторождений содержание нерудных компонентов колеблется в пределах от 5 до 20% (по объему). При этом, кроме постоянного спутника рудных минералов — серпентина, в некоторых месторождениях могут присутствовать в значительном количестве хромдиопсид и карбонаты магния, иногда кальция.

Иными словами, в них мы имеем содержание SiO_2, MgO, H_2O, CaO и CO_2. Общее содержание этих компонентов на всю массу руды, по данным опробования, колеблется в следующих пределах: SiO_2 2—7%, редко больше; CaO от десятых долей до 3—4%; MgO (вместе с магнезией в хромшпинелидах) от 15 до 24%; H_2O 1.4%.

Из этих примесей по существу новыми для состава халиловских руд является CaO. Однако, примесь этого компонента, конечно, не может

считаться вредной. Наоборот, она вполне желательна, поскольку в шихту при выплавке феррохрома кальций в виде карбоната добавляется в существенных количествах.

Что касается примесей, представленных сернистыми соединениями, то их количество очень незначительно и потому они не имеют существенного значения.

5. Работы по изучению вещественного состава хромитовых руд, безусловно, следует распространить на все эксплоатирующиеся в настоящее время месторождения. По существу первый, детально проведенный нами, опыт подобного изучения хромитовых руд дал довольно много интересного, особенно в научном отношении, фактического материала, но отнюдь не исчерпал всех вопросов, могущих встретиться при дальнейшем продолжении этих работ. Совершенно ясно, что чем детальнее мы будем знать геологическую природу этих месторождений, тем легче будем решать ряд практических вопросов, связанных с ними.

ЛИТЕРАТУРА

Русская

Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистых железняков. Зап. Ленингр. горн. инст., 8, 1934.

Бетехтин А. Г. Платина. Изд. ЛИГЕМ Академии Наук, 1935.

Бетехтин А. Г. и Никшич И. И. Халиловский и Хабарнинский хромитоносные массивы. Мин. сыр., № 3, 1935.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии, ч. 3, 1935.

Вахромеев С. А. Хромиты Урала и их классификация. Свердлгиз, 1935.

Идкин К. М. Некоторые данные по геохимии хрома и генетическая характеристика Уральских месторождений хромистого железняка. Сб. Недра Урала, 1934.

Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов хромитовых месторождений Верблюжьих гор (на Южном Урале). Сборник Хромиты СССР, 1937.

Коптев-Дворников В. С. и Ульянов Д. Г. Геолого-петрографический очерк центральной части Халиловского района. Сборник статей. Самара, 1930.

Иностранная

Doelter C. Handbuch d. Mineralchemie, B. IV, 11, 1927, 716—720.

Fisher L. Chromite, ils Minerals and Chemical Composition. Amer. Miner., 1929, 14.

Platt J. H. The occurence of Chromite with especial Reference to the N. Carolina. Deposits. Trans. Am. inst. Min. Eng., 1899, 17—33.

Simpson E. S. u. Niggli P. Z. Krist., 1924, 60, 329—331.

A. G. BETEKHTIN AND S. A. KASHIN

MINERALOGY OF THE HALILOVSKY CHROMITE DEPOSITS IN THE SOUTHERN URAL

SUMMARY

The deposits of chromite in the Halilovsky intrusive complex, in the southern Ural are characterized by the ores of high quality. Chromspinelides composing these ores are almost unaltered chemically or the metamorphic phenomena are but slightly expressed. While in many Ural deposits we, on the contrary, often observe the essential alterations of the chemical compo-

sition of these minerals, due to the epimagmatic and partly to hydrothermal processes, producing also the serpentinization of rocks. Due to this considerations we must study in detail the mineralogy of these deposits.

Chief minerals crystallized during the magmatic phase are chromspinelides and olivine. During the pneumatolytic phase, which completed the magmatic process, there were formed: chromdiopside, very abundant in some places, sometimes uvarovite, broadly developed minerals of the chlorite group; pyrrhotite, occuring sometimes in the ore bodies in form of veinlets up to several centimeters thick and pentlandite.

During the process of serpentinization on account of olivine and partly of pyroxene there are developed chrysotile and sometimes antigorite as well as bastite in pseudomorphosis on the rhombic pyroxene. Amorphic serpentine occurs in the fissures and holles. During the serpentinization there appear also a number of other new minerals: magnetite on the account of iron in silicates and pyrrhotite, a bisulphide of iron (marcasite) on account of pyrrhotite, millerite on account of pentlandite, the native copper in form of the finest veinlets, apparently, on account of the decomposition of the cupriferous sulphides, chlorites on account of chromdiopsides and sometimes of chromspinelides rich in alumina (they are sometimes deposited independently along the veinlets of serpentine), actinolite and talc (at the destruction of chromdiopside), carbonates of magnium and calcium and, at last, brucite.

The weathering processes, particularly in the condition of an ancient laterite weathering, which we have here, produce various mineralogical forms. The study of this mineralogical forms was not our task since they are specially studied by the other investigators.

Correlating the data of microscopical and chemical investigations of the chromspinelides of these deposits, we came to the following conclusions:

1. The chemical composition of chromspinelides from the different morphological types of the chromite deposits varies even in the cases when the ore bodies are situated closely by each other. The general picture of the variation of the chromspinelides chemical composition is shown on the space diagram (fig. 28). We see from it, that the figurative points are chiefly concentrated nearer to the knot $MgCr_2O_4$. Separate points depart towards the knots $MgAl_2O_4$ and $FeCr_2O_4$. Vectors corresponding to the magnetite component are, as a rule, small. This fact makes an essantial difference between the Halilovsky chromspinelides and the platinum containing intrusive bodies in the northern Ural. The proximity of the figurative points to the knot $MgCr_2O_4$ proves the high contents of the chromium oxide.

2. Full chemical analysis of pure chromspinelides from different deposits shows the variation of Cr_2O_3 in the limits 40—61%, $FeO_3 + Fe_2O_3$—13—18%. Thus the ratio between Cr_2O_3 and FeO_3 changes from 2.6 to 4.5. This shows an unusually high quality of ores. The contents of the other components in the pure chromspinelides is expressed by the following data: MgO 13—18%; Al_2O_3 8—20%; MnO — from traces to the tenth parts of per cent; NiO — from zero to 0.3%; P_2O_5 — from traces to 0.5%.

3. The study of mineralogical composition of ores proves that the contents of the silicate components changes in the majority of deposits from 5 to 20%. Except serpentine, the constant mineral of the ores, there may be present (in some deposits) considerable quantity of chromediopside and also uvarovile, chlorite etc. In addition SiO_2 we have here the contents of MgO, CaO, H_2O and CO_2. The total contents of these components or the whole mass of ore according to the test data changes as follows: SiO_2 2—7%, rarely more; CaO — from the tenth parts to 3—4%; MgO(together with magnesia in chromspinelides) from 15 to 24%; H_2O —1—4%. CaO is an essentially new admixture for the composition of the Halilovsky ores. But this admixture makes no harm. On the contrary, it is quite favourable since considerable quantity of calcium in form of a carbonate is added into the charge when ferrochrome is smeltered. As to the sulphur associations, their quantity is quite insignificant and, therefore, they are of no importance.

4. The primary compositions of chromspinelides from different parts of the same deposit are not in general quite identical. They show the variations of aluminuim oxide and ferrous oxide in the limits of several per cents.

5. As to the isomorphic admixtures in the chromspinelides, we must pay attention to NiO. Spectroscopically nickel is discovered in all samples. The chemically stated contents of nickel is from traces to 0.3%. This must be considered when the chromites are smeltered for ferrochrome, since nickel is easily reduced together with iron.

The ratio between NiO and MgO is higher in chromspinelides than in the silicates. It is expressed in the latter by the following ratio of the weight quantities: MgO:NiO = 120 : 1, while in chromspinelides we have the ratios from 75 : 1 to 50 : 1.

6. Chromites may also contain small quantities of ZnO, from traces to 0.12% and possibly higher.

7. The contents of P_2O_5 in some samples[1] is very interesting. For the chromspinelide from deposit № 59 it reaches 0.52% of weight. The attempt to reduce it to the apatite formula was not successful.

As it is known, phosphorus is one of the active mineralizers in the processes of the ore formation. From this point of view the corresponding detailed investigations should be made in this respect.

8. Another mineralizer — titanium was discovered in small quantities almost everywhere in chromspinelides. Vanadium paragenetically connected with titanium probably is also present in form of traces.

The increased contents of TiO_2 was discovered in one of samples rich in iron.

9. The spectrographical investigation has not found any contents of tantalum, niobium, tungsten and tin.

10. The study of the ore concentrates obtained by means of the hydraulic classificator from the including rocks (dunite and peridotite) has

[1] In many samples the contents P_2O_5 was not analyzed.

shown quite perceptible quantity of the finest grains of pyrite, probably formed on account of pyrrhotite. The finest inclusions of the latter were stated many times in the polished thin sections of these rocks. Since the sulphides of iron and nickel have occured in the quite fresh rocks in the other complexes of the ultrabasic rocks, it is possible to think that in the serpentines of our intrusive body they are genetically associated with the magmatic process.

The contents of sulphur in the concentrates obtained from dunite makes 0.67% and in those from peridotite — 1.29%.

Thus, these still fragmentary data concerning the accessory minerals in dunites and peridotites are of undoubtful interest, since they enlighten the contents of volatiles in the ultrabasic magmas.

As to the chemical compositions of the accessory chromspinelides comparing with the chromspinelides in the ore bodies, they chiefly differ by the contents of chromium and aluminium oxide in the limits of several per cents.

11. During the serpentinization process chromspinelides are able to undergo partial oxidization with alteration of a part of ferrous oxide into ferric oxide. This process is in some respect analogous to the martitization of magnetite and titanomagnetite.

12. In the conditions of the laterite weathering chromspinelides are, apparently, able to decompose and undergo the processes of migration.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

С. А. КАШИН

МЕТАМОРФИЗМ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВЕРБЛЮЖЬИХ ГОР (НА ЮЖНОМ УРАЛЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Хромитовые месторождения Верблюжьих гор расположены в 3—4 км к западу от ст. Карталы Троицко-Орской железной дороги.[1]

Впервые геологическая история района массива Верблюжьих гор освещена в работе В. П. Горностаева (1933). В 1930 г. геологической партией Уральского геолого-разведочного управления (УралГРУ), в состав которой входил и автор, при поисковых работах открыты хромитовые месторождения. Автором настоящей работы была составлена схематическая геологическая карта массива в масштабе 1 : 10 000. В этом же году удалось произвести предварительные разведочные работы. С 1931 г. начались детальные разведки [2] и эксплоатация месторождения открытыми работами (фиг. 1). На месте отдельных небольших выходов хромистого железняка, открытых в 1930 г., выявились крупные рудные тела.[3]

В 1933 г. отряд Ломоносовского института Академии Наук в составе консультанта Г. А. Соколова, инж. С. А. Вахромеева, автора этой работы С. А. Кашина, тогда еще аспиранта Ломоносовского института, и Н. Д. Синдеевой проведено геолого-геохимическое исследование массива. Итоги работ изложены в работе «Геолого-геохимическое исследование массива на горе Верблюжьей» (1936).

В результате наших исследований 1933 г. выявились среди других моментов исключительно интересные факты как с практической, так и с научной точек зрения. В частности, особый интерес представляли явления метаморфизма хромшпинелидов. Изучение этих явлений метаморфизма и явилось темой настоящей работы. Консультантом по теме как в полевой,

---

[1] Месторождения эти открыты Н. М. Аксеновым и С. А. Кашиным.

[2] В 1931 г. разведки проводил Н. М. Аксенов (УралГРУ). В 1932 г. большую работу по разведкам провели Красновский от УралГРУ: он оконтурил все открытые к тому времени рудные тела и определил существенные запасы. С 1933/34 г. разведки вел геолог Панкуль на тех же месторождениях, что и Красновский, хотя дал небольшой прирост запасов, но зато провел большую работу по опробованию месторождений. В настоящее время от Союзхромита разведочные работы ведет А. Д. Ерышканов.

[3] Общие запасы руд, по данным Союзхромита, были выявлены в размере 300 тыс. т, из которых к 1 января 1936 г. было выработано 170 тыс. т.

так и в камеральный период на протяжении всего времени являлся Г. А. Соколов.

В результате изучения большого фактического материала, а также оптических, химических, рентгенографических исследований удалось разрешить ряд интересных вопросов, связанных с метаморфизмом хромшпинелидов. При камеральной обработке любезно оказал большую помощь

Фиг. 1. Вид открытых работ в начальный период эксплоатации на месторождении № 7—8

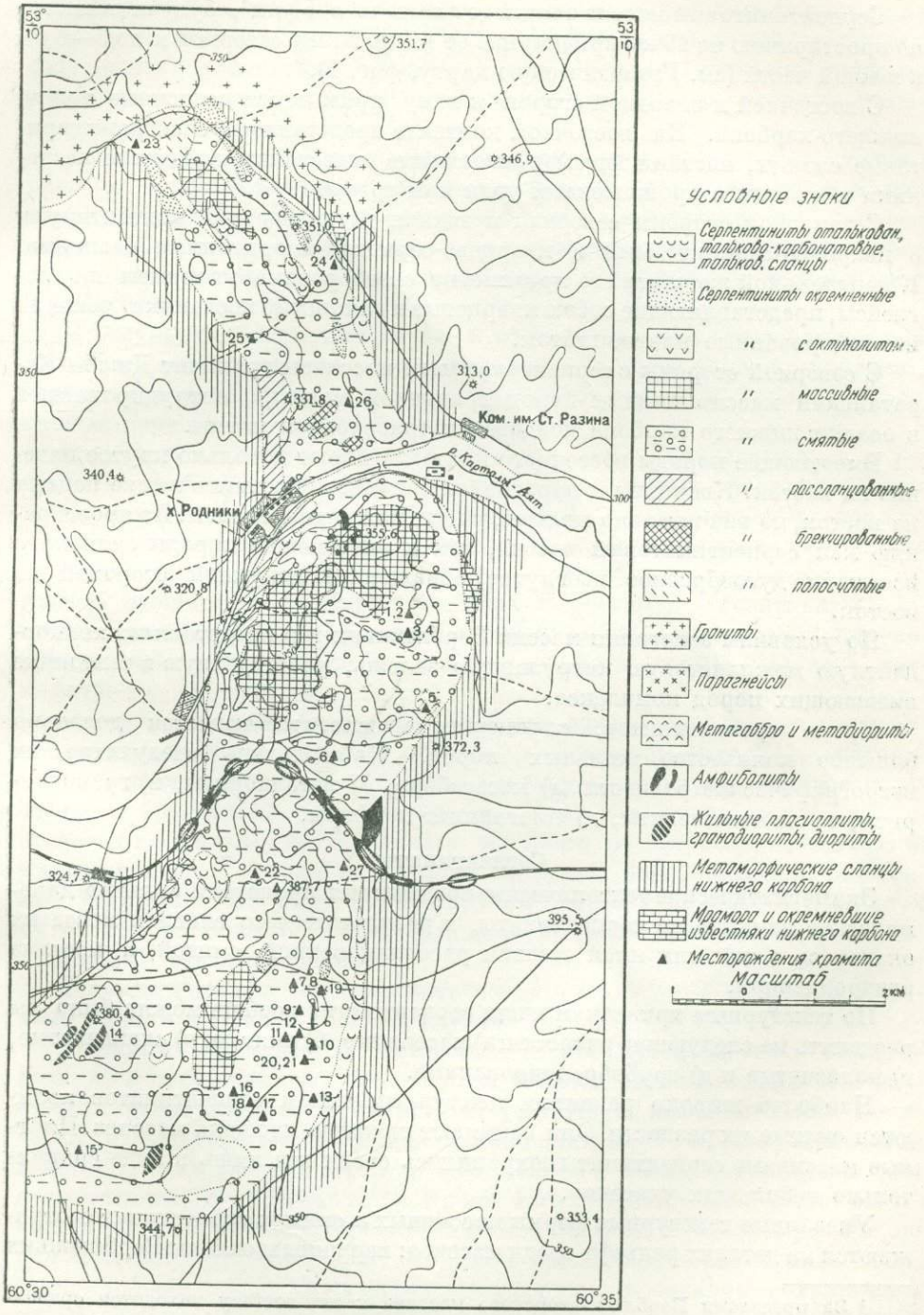
А. Г. Бетехтин, давший ряд ценных указаний по минераграфии, и Б. К. Бруновский, который провел рентгенометрическое исследование хромшпинелидов. Точно так же химик-аналитик Ломоносовского института А. Н. Лазарев в короткий срок проделал большую работу по анализам хромшпинелидов. Приношу вышеуказанным лицам свою искреннюю благодарность.

I. КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕРПЕНТИНИТОВОГО МАССИВА ВЕРБЛЮЖЬИХ ГОР [1]

Общие замечания

Геологическая характеристика массива Верблюжьих гор нами излагается сжато и в определенном аспекте, отвечающем нашей теме. При этом особое внимание будет обращено на химическую характеристику отдельных метаморфических разностей серпентинитов.

[1] Геология серпентинитового массива дается здесь в кратком изложении, более подробное описание помещено в работе четырех авторов (Г. А. Соколов и др., 1936). Автор дополнил эту главу химической характеристикой пород.



Фиг. 2. Геологическая карта массива Верблюжьих гор

Серпентинитовый массив занимает площадь в 50 км², будучи вытянут по простиранию на 15 км при ширине от 1.5 до 2 км в северной и до 5—6 км в южной части (см. Геологическую карту, фиг. 2).

С восточной и западной сторон к нему примыкают осадочные толщи нижнего карбона. На восточном контакте представлены слюдяно-хлоритовые сланцы, местами метаморфизованные известняки, глинистые песчаники и сланцы с пропластками угля или графита.

С западной стороны северная и южная части массива контактируют с кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами. К центральной же части его примыкают своеобразные кварциты и парагнейсы, представляющие собою кварцевые и глинистые песчаники, обильно инъекцированные плагиаплитом.

С северной стороны с серпентинитовым массивом граничит Джабы-Карагайский массив кислых пород гранитной магмы, интрудировавшей в осадки нижнего карбона позднее ультраосновной магмы.

Вмещающие породы восточного контакта имеют довольно крутое падение на восток. Кварциты и парагнейсы западного контакта также падают на восток, но значительно положе, уходя под серпентиниты. По простиранию как серпентинитовый массив, так и вмещающие породы одинаково испытали дугообразное изогнутие, обращенное выпуклой стороной на восток.

По условиям залегания массив Верблюжьих гор представляет конкордантную межпластовую интрузивную залежь, участвующую в тектонике вмещающих пород комплекса.

Кроме серпентинитов, слагающих массив, наблюдается довольно большое количество жильных пород.[1] Наблюдались следующие их петрографические разности: а) метагаббро, б) метадиориты, в) гранодиориты, г) плагиоклазиты, д) плагиаплит-порфиры.

Серпентиниты

Эпимагматические тектонические воздействия произвели сильное динамическое влияние на серпентиниты, в результате чего главная масса их оказалась в той или иной степени рассланцованной, смятой, а местами раздробленной.

По текстурным признакам наши серпентиниты вообще можно было бы разделить на следующие разности: а) массивные, б) смятые, в) сланцеватые, г) полосчатые и д) грубобрекчированные.

Наиболее широко развитым текстурным типом серпентинитов являются смятые их разности. Они занимают главную площадь массива. Плотные массивные серпентиниты сохранились среди нее лишь в виде сравнительно небольших участков.

Указанные текстурные формы массивных и смятых серпентинитов отражаются на деталях рельефа среди массива: вершины и склоны Верблюжьих

[1] За пределами Верблюжьегорского массива к юго-востоку находятся сравнительно большие площади выходов габбровых пород, являющихся, повидимому, дериватами этой же ультраосновной магмы.

гор в тех местах, где мощность наносов невелика, представляют собой непрерывное чередование небольших холмистых возвышений и плоских седловинных углублений. Холмики, как правило, сложены плотными массивными серпентинитами; в пониженных же частях развиты смятые разности.

Сланцеватые и рассланцованные серпентиниты приурочены, главным образом, к периферическим частям массива, до некоторой степени подтверждая предположения о существовании напряжений при процессе серпентинизации массива. Однако, не исключается возможность того, что рассланцевание вызвано наложениями последующих тектонических проявлений.

В результате автометаморфизма и отчасти влияния последующих кислых интрузий породы ультраосновного массива почти нацело серпентинизированы с локальным развитием серпофитов, местами тальково-карбонатных пород и окремненных серпентинитов.

Все литологические разности серпентинитов, образовавшихся в результате метаморфизма, локализованы в определенных участках.

Сравнительно менее метаморфизованные ультраосновные породы, представленные массивными серпентинитами, имеют различные оттенки от темнозеленых до серовато-зеленых с характерным занозистым или неровным изломом. В некоторых участках встречаются серпентиниты с баститом. Часто бывает макроскопически видна вкрапленность хромшпинелидовых зерен. Иногда среди них встречаются жилки зеленого серпофита.

Изучение этих пород под микроскопом показывает, что плотные серпентиниты сложены, главным образом, антигоритом (фиг. 3). Антигоритовый серпентинит имеет типичную балочную структуру, образованную мелкими брусочками или чешуйками. Хризотил очень редок, вследствие чего в плотных серпентинитах мы почти не встречаем петельчатой микротекстуры. Главным же образом среди них распространены смешанные текстуры. На ряду с антигоритом часто в шлифах встречаются выделения карбонатов вдоль трещинок, а также в псевдоморфозах по остаточным зернам оливина.

Реликты оливина (с углом оптических осей $2V = +87°$) были встречены лишь в скважине № 27 на глубине 20 м.

Антигорит развивается метасоматическим путем за счет оливина (фиг. 4) в виде обильных брусочков и чешуек, располагающихся в различных направлениях. Хризотил присутствует в незначительном количестве в виде «шнуров» по трещинам зерен оливина. Типичной петельчатой текстуры здесь не наблюдается. Это является очень характерным для серпентинитов Верблюжьих гор. Кроме того, сравнительно часто встречается еще одна разность серпентина в виде бастита в псевдоморфозах по ромбическому пироксену (фиг. 5). Вдоль прожилков серпентинита отлагается рудная пыль. В качестве акцессорных минералов сохранились сильно изъеденные, не просвечивающие в проходящем свете, зерна хромшпинелидов.

Химический состав массивных серпентинитов, согласно произведенным анализам, характеризуется следующими данными.

Таблица 1

Химические анализы серпентинитовых пород

Компоненты	Скваж. № 27, м-ние № 11		Железнодорожная выемка					
	массивный серпентинит, обр. № 206		частично смятый серпентинит серого цвета с сетью черн. жилок, обр. № 10		частично смятый серпентинит, обр. № 11		офит из жилки в серпентините	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	32.44	0.540	41.53	0.692	38.14	0.635	41.39	0.689
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	0.77	0.005	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	2.33	0.022	7.20	0.070	3.73	0.036	2.10	0.020
Fe_2O_3	6.92	0.043	6.83	0.042	4.49	0.027	1.72	0.010
FeO	2.73	0.020	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	0.16	0.002	0.14	0.002	0.23	0.003
MnO	—	—	0.08	0.001	0.22	0.003	0.23	0.003
MgO	38.71	0.960	35.06	0.876	39.33	0.980	39.76	0.990
CaO	4.20	0.073	Не опред.	—	Не опред.	—	Не опред.	—
Na_2O+K_2O	0.09	0.008	—	—	—	—	—	—
H_2O	пот. при прокал. 12.33	0.670	10.14	0.570	13.95	0.770	14.57	—
Сумма . .	100.52	—	101.00	—	100.00	—	100.00	—

Анализы произведены в Институте прикладной минералогии в Ленинграде.

Из таблицы видно, что наши серпентиниты по химическому составу ничем существенно не отличаются от состава нормальных серпентинитов. Заслуживает лишь внимания повышенное содержание глинозема в одном из образцов (№ 10), доходящее до 7.2%.[1] В образце № 206 оказалось резко повышенное содержание окиси кальция (4.20%), связанного с карбонатами.

Далее, следует несколько подробнее остановиться на сильнометаморфизованных разностях серпентинитов, располагающихся вблизи гранитного интрузива.

Эта часть массива метаморфизована значительно резче, чем прочие участки его, если не считать небольших по размерам серпентинитовых зон, прилегающих к рудным телам, описание которых будет дано ниже.

Прежде всего для собственно серпентинитовой части пород этого участка весьма характерной является окраска в светлые, зеленовато-белые тона, в противоположность темнозеленым, синевато-зеленым, темным тонам обычных серпентинитов. Примыкающие к гранитному массиву

[1] Часть глинозема, несомненно, связана с хромшпинелидами.

Фиг. 3. Структура антигоритового серпентинита
Николи +. Увелич. 11

Фиг. 4. Замещение антигоритом оливиновых зерен
Николи +. Увелич. 11

Фиг. 5. Зерно бастита в антигоритовом серпентините
Николи +. Увелич. 11

Фиг. 6. Идиобласт термолита в серпентините
Николи +. Увелич. 11

контактовые разности серпентинита характеризуются, во-первых, преимущественным развитием крупноволокнистого хризотила, во-вторых, локализацией рудных компонентов в виде пятен изометрической или линзообразной формы. Осветление серпентинитов, по всей вероятности, связано в известной мере и с поверхностным выветриванием.

С точки зрения минералогического состава столь же характерным для приконтактовой зоны серпентинитов является развитие актинолита, тремолита, талька, хлорита и карбонатов.

К наиболее ранним образованиям в группе минералов: актинолит—хлорит — тальк—серпентин—карбонаты, относится актинолит, вернее, даже его маложелезистая, часто магнезиальная, разность — тремолит. Последний образует иногда довольно крупных размеров призматически игольчатые идиобласты, более или менее густо рассеянные в породе. Тремолит особенно развит в полосчатой разности серпентинитов. Его наиболее ранний возраст устанавливается тем, что в большинстве случаев он замещается иногда частично, иногда полностью более поздним серпентином. Замещение начинается по трещинам катаклаза и с периферии. Так как эти трещины в большинстве случаев являются поперечными к удлинению идиобластов тремолита, то образующиеся в них шнуры хризотила играют роль секущих жилок; за их пределами тремолит замещается хризотилом в порядке гомоосевой псевдоморфозы, аналогичной баститу (фиг. 6). К несколько более поздним, чем тремолит, выделениям принадлежат хлорит и тальк. Хлорит типа магнезиального клинохлора обычно образует обособленные замкнутые участки аггрегатного строения. Тальк в виде крупночешуйчатых и листоватых сростков располагается без определенной закономерности в породе, и лишь в одном шлифе наблюдалось, что он выделяется одновременно с антигоритом, давая взаимные с ним прорастания. В ячейках петельчатой текстуры описываемых серпентинитов выделяются аморфный серпентин, опал, карбонаты.

В этом же приконтактовом поле в серпентинитах наблюдались также серпентиниты с характерной полосчатой текстурой, представляющие собой по существу разновидность пятнистых серпентинитов. Полосчатость хорошо видна макроскопически и выражается в том, что на светлозеленоватом фоне серпентиновой массы располагаются вытянутые в одном направлении тонкие линзочки, неправильные полоски, характеризующиеся темносерой окраской. Под микроскопом оказывается, что эти полоски состоят в одних случаях из тонкой рудной пыли, в других — из скоплений буроватого, сильно двупреломляющего аггрегатного минерала, пока ближе не определяемого. Кроме того, в хризотиловой массе появляются в большем или меньшем количестве аггрегаты талька и карбонатов. В массивных аналогах теми же минералами сложены изометричные пятна, придающие породе как бы порфировидный облик. Может быть, темные полоски и пятна возникли в результате полного распада зерен моноклинного пироксена.

Вблизи самого контакта с гранитами резко выражены окремнение и окварцевание. Этот процесс прошел особенно интенсивно потому, что породы здесь брекчированы. Можно наблюдать различную степень силификации,

начиная от незаметного макроскопически окремнения и кончая окварцеванием, выражающимся в развитии кварцевых прожилков.

Благодаря силификации создаются грубо-и тонкосетчатые текстуры. В ячейках между кремнистыми жилками заключаются различные по составу метаморфические аггрегаты серпентинового, серпентино-талько-карбонатного состава, нередко с актинолитом.

Метаморфизм серпентинитов на данном участке, повидимому, связан с гидротермальной фазой остывания гранитного массива. По мере удаления от контакта окремнение ослабевает.

Метаморфические образования того типа, которые мы отметили для участков окремненных пород, располагаются в виде полос, вытянутых более или менее параллельно контурам серпентинитового массива. При этом для участков, наиболее удаленных от гранитового массива, здесь, как впрочем и для южной части нашего района, характерно интенсивное отталькование и карбонитизация серпентинитов.

В нашем распоряжении имеются химические анализы четырех образцов метаморфизованных серпентинитов соверного участка, показывающие значительные колебания в содержании некоторых компонентов (табл. 2).

Таблица 2

Химические анализы серпентинитов северного участка массива

Компоненты	Дудка 24 обр. № 217		Дудка 81 обр. № 229		Дудка 16 обр. № 209		Дудка 214 обр. № 272	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	41.24	0.687	32.44	0.540	69.10	1.151	41.84	0.690
TiO_2	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
Cr_2O_3	0.64	0.004	»	—	0.53	0.003	0.42	0.002
Al_2O_3	3.04	0.029	1.41	0.013	0.15	0.001	1.45	0.014
Fe_2O_3	6.87	0.043	5.85	0.032	7.39	0.046	6.41	0.036
FeO	1.57	0.021	0.88	0.012	1.01	0.14	1.59	0.022
NiO	0.64	0.010	0.29	0.004	0.67	0.010	0.60	0.009
MnO	0.12	0.002	0.08	0.001	0.08	0.001	0.06	0.001
MgO	34.11	0.850	28.25	0.707	14.45	0.360	36.60	0.915
CaO	0.12	0.002	9.63	0.170	0.38	0.006	0.14	0.002
Na_2O+K_2O	0.21	0.001	0.07	0.0004	0.27	0.004	0.32	0.002
$H_2O+105°$	11.46	0.634	19.66	1.090	6.04	0.330	11.11	0.617
Сумма	100.02	—	98.56	—	100.07	—	100.54	—

Образец № 209 взят у самого контакта с гранитным массивом. Макроскопически образец имеет ячеистую текстуру, представленную многочисленными, пересекающимися между собой, прожилками кварца, халцедона и опала.

Под микроскопом, кроме этих минералов, констатированы в небольшом количестве антигорит, хризотил, карбонаты. Высокое содержание кремнезема (69.10%) объясняется присутствием значительных количеств в породе кварца и других минералов кремнекислоты, вследствие чего содержания MgO и H_2O понижены.

Образец № 229 взят также недалеко от контакта (в 600 м). Макроскопически представляет собою разность серпентинитов с слабо выраженной

Фиг. 7. Прожилки магнезита в серпентините (месторождение № 2)

полосчатой текстурой. Химический анализ показывает пониженное содержание SiO_2, MgO и довольно высокое содержание CaO. Минералогический состав, по данным микроскопии, характеризуется наличием, главным образом, серпентина, тремолита, незначительным содержанием карбонатов (повидимому, кальцита). Высокое содержание в анализе CaO получается за счет тремолита и карбонатов. Значительное содержание потери при прокаливании относится как за счет воды, так и CO_2.

Остальные два образца № 217, 272 (анализы I и IV) отвечают по составу почти нормальному серпентиниту. Один из них № 217 был взят на расстоянии 200 м от контакта. Макроскопически они представляют собой плотную зеленовато-синего цвета породу. Под микроскопом наблюдаются, главным образом, серпентин, и изредка брусит (?), единичные мелкие иглы актинолита.

Другой образец № 272 взят на расстоянии 1800 м от контакта. Макроскопически определяется как отальк ованный серпентинит.

Под микроскопом видно, что главным минералом является серпентин, в небольшом количестве тальк и рудная пыль.

Приводимые данные показывают, что состав серпентинитов на участках, прилегающих к гранитному массиву, колеблется довольно сильно, находясь в зависимости от степени и характера метаморфизма их.

Таким образом, серпентиниты северного участка испытали более сильный метаморфизм, выразившийся в окремнении и окварцевании, хлоритизации, появлении актинолита и талька. Все эти признаки, как известно, характерны для метаморфизма, связанного с кислыми (гранитными) интрузиями.

В заключение остановимся вкратце на процессах выветривания серпентинитов. В некоторых участках (район месторождения № 1) в зоне выветривания встречается магнезит в виде обильных секущих жилок (фиг. 7). Весьма сильно выветривание проявлено в пределах тектонически нарушенных зон, а также вблизи хромитовых тел. Макроскопически породы этих зон являются пористыми, с нарушенной структурой, окрашены либо в светлые, буровато-желтые, либо в охристо-бурые тона; они обладают заметно меньшим удельным весом.

Химические анализы выветрелых серпентинитов, взятых по близости от рудных тел, приведены в табл. 3 (в весов. %).

Таблица 3

Химические анализы выветрелых серпентинитов, вмещающих рудные тела, месторождения № 7—8

Компоненты	Обр. № 61 слабовыветрелого серпентинита в 6—7 м от контакта с рудой	Сильновыветрелый серпентинит вблизи рудного тела, обр. № 1	То же из лежачего бока, обр. № 2	Обр. № 860, в 1.5—2 м от рудного тела
SiO_2	41.69	44.94	34.85	38.88
TiO_2	Следы	Нет	Нет	Следы
Cr_2O	0.46	1.10	1.10	0.85
Al_2O_3	1.37	5.24	3.24	1.86
Fe_2O_3	4.10	32.14	25.12	11.16
FeO	1.10	0.15	1.96	1.86
NiO	0.28	0.09	0.27	0.73
MnO	0.07	0.36	0.56	0.13
MgO	38.73	8.42	23.23	31.65
CaO	0.01	0.63	0.90	0.02
Na_2O	Нет	0.11	0.12	0.07
K_2O	—	0.21	8.49	
$+H_2O$	11.78	5.78		10.31
$-H_2O$	0.61	CO_2—1.03	CO_2 — 0.50	2.79
Сумма	100.20	100.20	100.34	100.31
Влажность	—	5.8	6.0	—

Образец № 861 взят на расстоянии 8 м от контакта с рудным телом. Он представляет собой слабо выветрелый серпентинит. Микроскопическое

изучение показывает присутствие значительных количеств антигорита и отдельных зерен бастита.

Остальные анализы характеризуют образцы выветрелого серпентинита, взятые вблизи поверхности на расстоянии 4—6 м от контакта с рудным телом.

Сравнивая эти анализы между собой, можно видеть, что в процессе выветривания происходит резкое накопление гидроокислов железа от 11.16% (образец № 860) до 32.14% (образец № 2).

На ряду с этим происходит заметная концентрация MnO до 0.56%, резко падает содержание MgO до 8.42%.

Повышенное количество Al_2O_3 обусловлено наличием в серпентините хлорита. Следует отметить, что на больших глубинах (20—40 м), где признаки поверхностного выветривания почти исчезают, встречается значительное количество карбонатов.

Таким образом, полевые наблюдения, а также химическая и микроскопическая характеристика серпентинитов позволяют сделать следующие выводы:

1. Верблюжьегорские серпентиниты испытали сильнейший динамометаморфизм, выразившийся в смятии и рассланцевании с образованием в некоторых участках типичных брекчий.

2. Серпентиниты местами претерпели существенное изменение и в минералогическом составе, выразившееся в окварцевании, карбонитизации, отальковании, в сопровождении выделений тремолита, актинолита, иддингсита и других минералов. Первичные минералы в верхней зоне массива отсутствуют. Отдельные зерна оливина встречаются лишь на некоторой глубине, насколько можно судить по данным буровых скважин.

3. Присутствие в породе бастита и структурные особенности серпентинитов позволяют отнести большую часть материнских пород, слагавших массив Верблюжьих гор, к перидотитам типа гарцбургитов.

4. Химический состав серпентинитов вследствие различных метаморфических воздействий сильно варирует. Для отдельных компонентов имеем следующие колебания в содержании: Fe_2O_3 от 4 до 11.16%; SiO_2 от 32 до 69%; MgO от 14 до 39%; CaO от 0 до 9%.

5. Контактные воздействия гранитной интрузии на северном участке выражены сравнительно резко в связи с развитием силифицированных и окварцованных серпентинитов, содержащих актинолит, карбонаты и тальк, чем и объясняется повышенное содержание в них CaO.

6. Процессу поверхностного выветривания легче всего поддаются смятые серпентиниты. Процесс выветривания выражается в накоплении Fe_2O_3, Al_2O_3, отчасти MnO_2 и в понижении содержания MgO.

Жильные породы

Перейдем теперь к петрографической характеристике жильных пород, часть из которых так же, как хромитовые рудные тела, подверглась сильному метаморфизму. Чтобы ближе подойти к вопросам природы общего метаморфизма, мы должны детальнее остановиться именно на характеристике метаморфических явлений в жильных образованиях, особенно ори-

гинально проявившихся в жилах диоритового состава, располагающихся в непосредственной близости к наиболее метаморфизованным рудным телам.

Естественно, жильные тела, по своему составу существенно отличающиеся от главных пород массива, должны были иначе реагировать на гидротермальный метаморфизм. Изучение метаморфических явлений должно дать нам дополнительный материал для понимания миграции химических элементов при процессах метаморфизма.

Жильные породы, представленные метаморфизованными габбро, гранодиоритами, плагиаплит-порфирами, а также амфиболитами, разобраны в работе четырех авторов (Соколов и др., 1936). Остановимся здесь более подробно на описании метадиоритовых жильных пород, залегающих вблизи рудных тел № 11—12, 9 и 7—8 (см. Геологическую карту, фиг. 2), по существу описываемых впервые.

Дайки метадиоритов были вскрыты разведочными работами лишь в 1934 г. Буровыми скважинами главная дайка прослежена непосредственно восточнее месторождений № 11—12 и 9 по простиранию почти на 1.5 км. Помимо этой дайки, существует ряд других небольших даек. Все они вытягиваются почти меридионально, т. е. одинаково с вытянутостью рудных тел, и углы падения их согласны с падением восточного контакта массива (на восток под углом 60—65°). Мощность главной дайки колеблется в пределах 2—3 м. Важно отметить, что эта дайка наравне с рудными телами участвовала в наиболее поздних тектонических передвижках. По данным геологических исследований в смежных районах, можно установить более ранний возраст диоритов и габбро по сравнению с гранитным массивом.

Довольно интересно строение этих жил (фиг. 8). Центральная часть дайки сложена плотным метадиоритом, очень похожим на амфиболит. У контакта с серпентинитами развиты крупные идиобласты гастингсита. Серпентиниты на контакте с дайкой превращены в буро-зеленую вермикулитовую породу, мощностью 0.35—0.5, которая затем сменяется небольшой мощности зоной хлорит-серпентин-вермикулитовой породы с включениями кристаллов магнетита.

Плотная разность метадиоритов имеет серый цвет. Под микроскопом порода представляет собой альбито-гастингсито-канкринитовую породу. Главными минералами в породе являются олигоклаз-альбит, крупные идиобласты роговой обманки с следующими оптическими свойствами: угол погасания $c\wedge g = 48°$; $2V = -24°$; плеохроизм — Ng и Nm — густой сине-зеленый, по Np — желто-зеленый; схема абсорбции: $Ng = Nm > Np$. По этим данным роговая обманка должна быть отнесена к гастингситовому типу, описанному в работе четырех авторов (Г. А. Соколов и др., 1936).

Канкринит в породе присутствует в небольшом количестве: встречается он в ассоциации с олигоклаз-альбитом, располагаясь часто по трещинкам (фиг. 9). В этих породах наблюдаются также единичные зерна граната, ксеноморфного по отношению к гастингситу, и апатит в виде мелких призмочек. Структура породы гранобластическая.

Порода вблизи контакта с серпентинитами также состоит в основном из кислых плагиоклазов и гастингсита. Канкринит здесь, однако, не встречен. Олигоклаз-альбит прорастает мелкими зернами цоизита. В отдельных участках шлифа пятнами располагаются гранато-вермикулитовые аггрегаты, в которых наблюдается частичное замещение роговой обманки и граната чешуйками вермикулита.

На самом контакте метадиоритов с серпентинитами мы имеем рыхлую породу с крупными иглами роговой обманки. Под микроскопом в образцах из контактов совершенно отсутствуют минералы, присущие плотным метадиоритам. Вся остальная масса представлена тонкозернистыми и листоватыми аггрегатами цоизита, вермикулита, хлорита. Кроме этого, в основной массе имеются крупные иглы роговой обманки; много зерен граната, подвергшегося значительному замещению мелкими листочками вермикулита.

Фиг. 8. Строение контакта дайки метадиорита с серпентинитом (зарисовка стенки квершлага)

Примыкающая к метадиоритам зона боковых пород представлена мелкочешуйчатой породой светлозеленого цвета. Микроскопическое изучение показывает, что эта порода представлена тонкочешуйчатой хлоритовой и лишь отчасти вермикулитовой массой с единичными зернами игл актинолита, причем некоторые иглы актинолита замещаются карбонатами и отчасти хлоритом. Оптические константы вермикулита следующие: $Ng = 1.534 \pm 0.002$; $Np = 1.530 \pm 0.002$; $Ng - Np = 0.004$. При нагревании слагающий ее вермикулитоподобный минерал не разлистовывается.

Рудные зерна, судя по форме разрезов, принадлежат магнетиту.

Обратимся теперь к рассмотрению химического состава наших метадиоритов (см. табл. 4, образцы № 222, 144, 220).

Приведенные данные показывают значительное колебание в них щелочей, окиси кальция и отчасти окиси и закиси железа. Из данных микроскопической и химической характеристик видно, что наши породы представляют собой метаморфические разности, образовавшиеся, по всей вероятности, за счет диоритов.

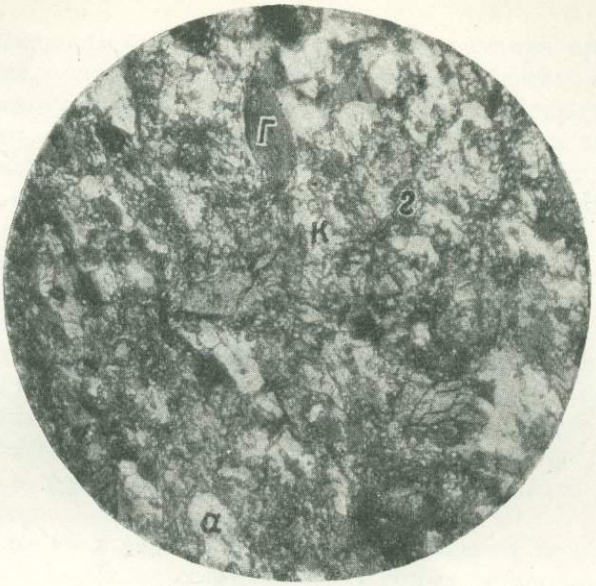
Нормальные диориты, если обратиться к литературным данным, характеризуются таким минералогическим составом: плагиоклаз средней основности и какой-либо темноцветный минерал (обыкновенная роговая обманка, пироксен или биотит).

Наши метадиориты характеризуются рядом вторичных минералов, из которых альбит, канкринит и цоизит образовались за счет разложения

Таблица 4

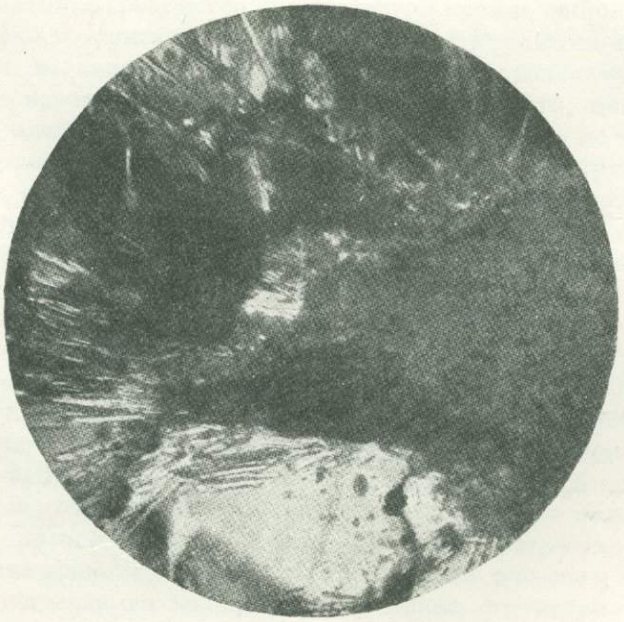
Анализы жильных и измененных боковых пород

Компоненты	Метадиориты			Измененные боковые породы жил метадиоритов		Плагиаплиты		Измененные боковые породы жил плагиаплитов	
	скваж. № 6	квершлаг шахты м-ния № 11	квершлаг шахты м-ния № 11, скваж. № 6	вермикулито-хлоритовая порода, квершлаг шахты		плагиаплит, дудка 1236,	сильно рассланцованный и измененный плагиаплит, дудка 1236	бурый вермикулит, дудка 1236	тремолито-хлоритово-серпентиновая зона, дудка 1236
	обр. № 222	обр. № 144	обр. № 220	обр. № 169	обр. № 134	обр. № 75	обр. № 81	обр. № 78	обр. № 79
SiO_2	52.54	55.47	58.45	36.64	37.80	62.87	61.63	36.90	51.67
TiO_2	0.74	0.52	0.76	0.00	0.00	0.10	0.37	0.28	Следы
Al_2O_3	19.52	16.17	17.29	11.77	10.83	16.62	17.17	10.11	2.67
Fe_2O_3	6.26	3.60	4.35	3.98	3.52	2.04	3.44	8.30	4.15
FeO	3.10	2.81	1.96	0.09	0.09	2.39	—	—	1.64
MnO	0.145	0.13	0.42	0.15	0.07	0.12	0.05	0.19	0.20
CaO	8.01	6.18	3.16	Следы	0.18	2.75	0.84	1.90	5.43
MgO	5.89	5.59	4.54	28.16	29.14	1.90	2.10	19.20	21.10
Na_2O	2.56	7.77	5.18	0.03	0.08	9.96	9.29	2.50	3.07
K_2O	0.102	0.41	0.83	0.63	0.52	0.35	0.86	0.63	0.56
Cr_2O_3	0.032	0.02	0.02	0.18	0.12	0.16	—	0.10	0.21
NiO	—	—	—	—	—	—	Следы	—	0.13
P_2O_5	0.111	0.26	0.03	0.04	0.01	0.068	0.00	0.01	Следы
Cl	—	Следы	—	Следы	—	—	—	—	—
$+H_2O$	0.75	0.94	0.79	10.04	9.88	--	—	—	—
Пот. при прокал.	—	0.17	—	0.33	0.37	0.290	2.24	5.27	4.58
$-H_2O$	0.62	0.08	2.38	8.09	7.59	0.382	1.89	14.95	4.40
CO_2	—	0.04	0.02	0.02	—	—	—	—	—
Сумма . .	100.38	100.16	100.18	100.15	100.20	100.00	99.88	100.34	99.81



Фиг. 9. Метадиорит

Г — гастингсит, *к* — канкринит, *а* — альбит, *г* — гранат. Николи +. Увелич. 11



Фиг. 10. Зерно биотита, обросшее по краям щетками игл актинолита

Николи +. Увелич. 11

полевых шпатов. Обыкновенная же роговая обманка при метаморфизме превращается, с одной стороны, в щелочную роговую обманку типа гастингсита и, с другой стороны, частично за счет ее образуются, повидимому, также эпидот, гранат, вермикулит и отдельные зерна актинолита.

Что же касается химических анализов вермикулито-хлоритовых пород (см. табл. 4, образцы № 169 и 134, то они вполне соответствуют данным микроскопического изучения.

Поскольку в серпентинитовом массиве имеются также типичные кислые породы, которые являются дериватами гранитной интрузии, автор считает необходимым сопоставить с ними данные по метадиоритам.

Жильной породой гранитной интрузии в нашем массиве является дайка, встреченная в дудках № 1235 и 1236 близ западного контакта массива (к югу от железной дороги) и описанная в работе четырех авторов (Соколов и др., 1936). В 1935—1936 гг. мы существенно дополнили наши наблюдения в дудках и произвели химические анализы как жильных, так и боковых пород.

Породы из этих западных дудок представлены мелкозернистой разностью с варирующим содержанием цветных компонентов. В шлифах лейкократовые разности пород определяются как плагиоклазиты с большей или меньшей примесью цветных минералов. Главную массу породы составляет совершенно свежий альбит [Ng$>$(к. б.) Np$<$(к. б.)$\perp$РМ — — 9° = N 11].

Зерна альбита срастаются друг с другом крайне неправильно и, кроме того, нередко по контакту между отдельными крупными зернами альбита выделяется мозаичный альбит. Зерна альбита содержат в небольшом количестве вростки биотита, актинолита, мусковита, цоизита, эпидота. Встречено одно зерно первичного биотита, обросшее по краям щетками игл актинолита (фиг. 10). Помимо альбита, в породе принимает участие актинолит, образующий, кроме уже упомянутых оторочек вокруг зерна биотита, крупные лучистые зерна, выделяющиеся как по трещинкам, так и в форме крупных вростков и плагиоклаз. Актинолит обладает нормальным углом погасания $cNg = 18°$ и двупреломлением $Ng - Np = 0.025$. Окрашен он немного темнее нормального актинолита, что свидетельствует, повидимому, о повышенном содержании железа. Количество актинолита в породе определяется, примерно, в 10%.

В некоторых шлифах наблюдается возрастание количества роговой обманки и почти полное отсутствие биотита. Крупные зерна плагиоклазов иногда показывают превращение их в тонкозернистый аггрегат плагиоклазов. Присутствует значительное количество зерен вторичной роговой обманки с высокими цветами интерференции. Встречаются также единичные зерна граната. Рудные зерна в изобилии рассеяны по всей породе. Зачастую встречаются зерна кварца. Общая структура породы гранобластическая.

Изменения во вмещающих породах вокруг плагиаплитов развиты сильно (фиг. 11). Микроскопические исследования позволили установить здесь наличие трех разностей пород, по минералогическому составу своему

отвечающих различным зонам изменений серпентинитов, описанных в литературе по десилицированным пегматитам и аплитам. К этим разностям относятся следующие породы:

а) Актинолито-вермикулитовая порода. Преобладающим минералом является здесь вермикулит, листоватый и крупноволокнистый, плеохроирующий от слабожелтоватого до зеленоватого цвета. Он почти одноосен, знак главной зоны плюс (+); $Ng - Np = 0.040$; $Ng = 1.539 \pm 0.002$; $Np = 1.502 \pm 0.002$; при нагревании разлистовывается. В меньшем количестве присутствует слабоокрашенный актинолит, образующий крупные идиобласты.

б) Актинолитовая порода, состоящая почти исключительно из актинолита призматически-лучистого строения [$cNg = 18°$, $Ng - Np = 0.023$, знак главной зоны плюс (+)]. В совершенно незначительных количествах присутствует слабозеленоватый хлорит.

Фиг. 11. Детали строения измененных боковых пород около даек аплита

в) Хлорито-тремолито-антигоритовая порода, состоящая из крупно- и мелколистоватых аггрегатов, слабоокрашенного хлорита с относительно низким двупреломлением ($Ng - Np = 0.008$) и положительным знаком главной зоны (вероятно, это — слабожелезистый клинохлор), затем антигорит в очень тонких чешуйчато-листоватых аггрегатах в промежутках между выделениями хлорита. Встречаются также мелкие остаточные рудные зерна, непрозрачные, вероятно, принадлежащие магнетиту. С рудной пылью всегда ассоциируются в большем или меньшем количестве мельчайшие листочки талька.

В нашем распоряжении имеется несколько химических анализов вышеописанных пород (см. табл. 4, образцы № 75, 81, 78 и 79). Как видим, химические анализы вполне подтверждают петрографические определения.

Плагиаплиты по своему составу существенно отличаются от метадиоритов. Что касается измененных боковых пород, то, как показывает анализ образца № 78 (табл. 4), в них наблюдается резко повышенное содержание окиси железа, щелочей и гигроскопической воды и, наоборот, резко пониженное содержание магнезии по сравнению с вермикулито-хлоритовыми породами в контакте с дайками метадиоритов. Образец № 79 относится к породе, существенно состоящей из термолита с подчиненным количеством хлорита и серпентина. Химический анализ этой породы показывает высокое содержание SiO_2 по сравнению с образцом № 78.

Таким образом, подводя итог петрографической характеристике комплекса пород, слагающих район наших месторождений, мы должны притти к выводу, что почти все они претерпели сильный гидротермальный метаморфизм. Этот метаморфизм проявился не везде одинаково, в зависимости, с одной стороны, от состава подвергавшихся метаморфизму пород, а, с другой стороны, на степень изменения пород, несомненно, должны были влиять тектонические нарушения в массиве, обусловливающие более легкую циркуляцию метаморфизующих растворов. Наконец, существенное значение должен был иметь и состав самих растворов.

На основании имевшегося в распоряжении автора фактического материала, можно с некоторой уверенностью утверждать, что источником гидротермальных растворов явилась не только гранитная интрузия. Ей обязана, главным образом, силификация серпентинитов северного участка нашего массива. С отщеплениями от нее расплавов аплитового состава связано изменение боковых пород плагиаплитовых даек. Что же касается изменения метадиоритов, то их глубокий метаморфизм обязан действию иных гидротермальных растворов, циркуляция которых следовала, повидимому, в более ранний период, нежели интрузия гранитной магмы. Эти растворы генетически, возможно, связаны с дифференциацией того глубинного магнетического очага, из которого образовался ультраосновной массив Верблюжьих гор.

Каков был состав этих растворов и происходил ли существенный привнос с ними каких-либо компонентов, в частности значительного количества щелочей, с полной уверенностью сказать трудно. Химические анализы минеральных образований, возникшие в результате метаморфизма в серпентинитах, не дают каких-либо определенных указаний на это, несмотря на то что в результате метаморфизма диоритов возникли оригинальные парагенетические группировки щелочисодержащих минералов.

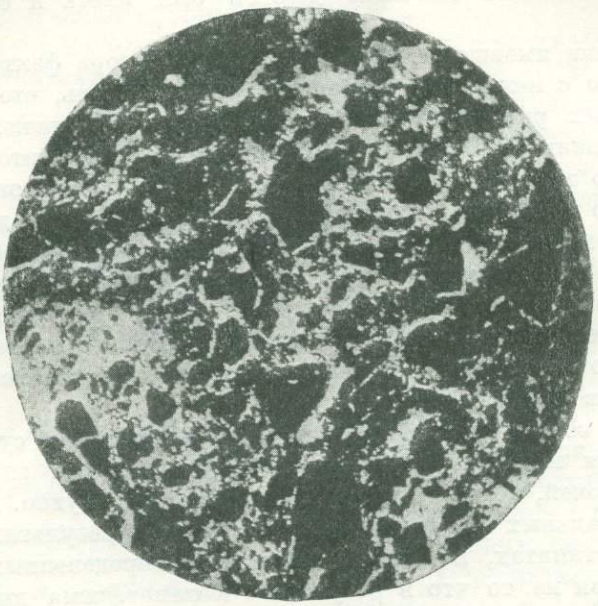
На фоне этой общей характеристики метаморфических явлений в породах попытаемся осветить сравнительно мощно проявленный метаморфизм в хромитовых месторождениях района Верблюжьих гор. С этой целью предварительно опишем в общих чертах геологию этих месторождений и их минералогический состав.

II. РАСПОЛОЖЕНИЕ, ФОРМЫ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МАССИВЕ

Главная масса месторождений расположена в периферических частях массива, и лишь два незначительных по величине рудных тела (№ 6 и 22) приурочены к осевой его зоне (см. Геологическую карту, фиг. 2). Наибольшая насыщенность месторождениями хромитов наблюдается в юго-восточном углу массива, вблизи восточного контакта, где сосредоточено около 90% запасов всех разведанных руд. Здесь находятся все крупнейшие месторождения массива № 11—12, 7—8, 10, 9, 17—18.

Массив в этом месте образует как бы пологую складку, обращенную выпуклостью к востоку. К вершине этой складки и приурочены главные залежи руд. Вторая складка массива намечается в районе р. Карталы-Аят, где расположены месторождения № 1, 2, 3, 4 и 26. Остальные, незначительные по величине, месторождения № 14, 15, 23, 25 и 24 встречены в одиночку в северной и южной частях массива.

Таким образом, совершенно ясно, что месторождения хромитов в серпентинитовом массиве Верблюжьих гор расположены неравномерно по всей его площади: они локализованы в определенных участках массива и вполне увязываются с тектоническими особенностями его строения.



Фиг. 12. Рудная микробрекчия

Черное — хромшпинелид; белое — хлорит. Снято в проходящем свете. Увелич. 11

Кроме первичной тектоники, с которой связано образование рудных тел, серпентинитовый массив претерпел сильные динамические воздействия и в более поздние стадии. Доказательством этого служит сильная смятость, рассланцеванность и брекчированность серпентинитов, отразившиеся и на рудных телах.

Рудные тела сильно перемяты, местами раздроблены, разорваны на блоки и смещены нередко на несколько десятков метров по отношению к первоначальному своему положению.

В этом отношении особенно показательны условия залегания рудного тела № 11. На северной стороне тело резко обрывается по плоскости смещения, которая хорошо прослеживается в западном и восточ-

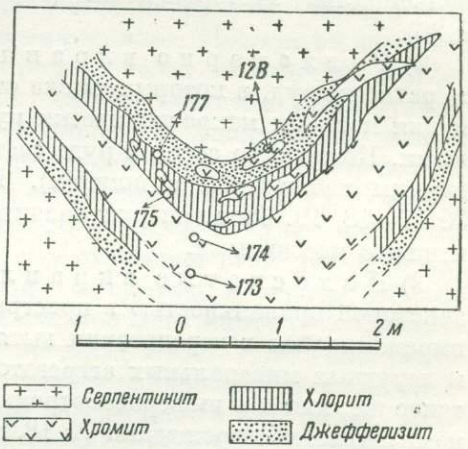
ном бортах карьера. По этой плоскости северная часть этого месторождения перемещена на 20—30 м к востоку. Она обозначена рудным телом № 12.

Тектонические нарушения встречены и в других месторождениях (№ 30а, 7—8, 10, 9 и 25). Руды этих месторождений под микроскопом нередко сильно трещиноваты и превращены в микробрекчии (фиг. 12).

Рудные залежи по простиранию прослеживаются до 125 м.[1] Мощность рудных тел колеблется от 1 до 14 м. На глубину рудные залежи прослежены до 15—43 м. При этом нередко они бывают срезаны плоскостями сдвигов.

Принимая во внимание позднейшие тектонические перемещения, следует признать, что первоначальные формы рудных тел были преимущественно линейно вытянутые и имели форму крупных по размерам линз.

Следует отметить, что рудные залежи редко встречаются обособленно. Обычно они залегают группами (месторождения № 17—18, 11—12, 30а, 1,2,3,4). Вокруг отдельных крупных залежей наблюдаются сопровождающие, незначительные по величине, гнезда, линзочки и жилки хромистого железняка (фиг. 13). Хромит этих гнезд макроскопически резко отличается от хромита основного рудного тела: в изломе обладает лишь очень слабым блеском и сильно магнитен.



Фиг. 13. Разрез месторождения № 9

Переход от рудных тел к вмещающим породам, превращенным в хлоритовые и джефферизитовые зоны, резкий. В разрезах он обычно представлен четкой линейной границей.

Простирание большинства месторождений—близкое к меридиональному: северо-восток 3—10° (№ 7—8, 11—12, 16, 9, 21). Единичные рудные залежи имеют близкое к широтному простирание: северо-восток 75—80° (месторождения № 4, 10, 13, 28, 29). Некоторые рудные тела вытянуты в северо-восточном и северо-западном направлении (месторождения № 3, 2, 26, 16).

Падение тел в большинстве случаев крутое на восток (для меридионально вытянутых тел) и на юг (для рудных тел широтного простирания). Однако, встречаются и почти горизонтально залегающие залежи (месторождения № 12, 19).

---

[1] По данным разведок инж. Панкуля 1934 г., рудные тела № 11 и 12 представляют собой смещенные части одного и того же месторождения длиной по простиранию свыше 300 м.

III. ТЕКСТУРЫ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

В зависимости от текстурных признаков среди месторождений хромита Верблюжьих гор можно выделить следующие типы руд:

1) массивные руды,
2) равномерно вкрапленные руды,
3) полосчатые вкрапленные руды,

Остановимся кратко на характеристике каждого из этих типов.

1) Массивные руды. Мы относим сюда разности руд, в которых отсутствует ориентированная текстура и для которых количество рудных зерен составляет 70—85% и больше по объему. Нерудные минералы представлены, главным образом, хлоритом. Они характерны для большинства месторождений (№ 7—8, 9, 10, 11—12, 30а, 14, 23 и 26).

2) Равномерно вкрапленные руды. Сюда мы относим те разности руд, в которых также отсутствует ориентированная текстура и для которых макроскопически рудные зерна наблюдаются обособленными. Количество зерен в руде составляет 50% и меньше по объему (по данным наблюдений в шлифах). Такие руды слагают месторождения № 17—18, 19. Этот тип руд значительно менее распространен по сравнению с массивными.

3) Полосчатые вкрапленные руды. Характеризуются некоторой правильностью в пространственном расположении минералов, выражающейся в чередовании вытянутых в одном направлении рудных и нерудных минеральных аггрегатов. Количество зерен в руде в общем такое же, как и в вышерассмотренном типе (2). Такие руды наблюдались нами лишь в месторождении № 18, где они приурочены, главным образом, к периферическим и верхним частям залежи.

Минералогический состав всех этих типов руды довольно однообразен. Под микроскопом установлены следующие, довольно тесно парагенетически связанные эндогенные минералы: хромшпинелиды, хлорит, уваровит, гейкилит, джефферизит, антигорит и карбонаты. К группе экзогенных минералов из зоны выветривания относятся: опал, лимонит, магнезит.

Постараемся дать краткую характеристику вышеуказанных минералов.

Хромшпинелиды принадлежат, как известно, к классу шпинели и представляют собой изоморфные смеси. В их состав входят из двухвалентных элементов Mg, Fe'', Mn, а из трехвалентных Cr, Al, Fe'''. В зависимости от соотношений этих компонентов среди хромшпинелидов различают несколько минеральных видов. Вопросами классификации хромшпинелидов занимались Е. Симпсон (Simpson, 1920), П. Ниггли (Niggli, 1924) и более детально разработана она А. Болдыревым (1935).

Пересчет данных этих анализов слабометаморфизованных разностей хромшпинелидов из месторождений № 11, 23 и 17—18, показывает, что наши хромшпинелиды по первичному составу, согласно клас-

сификации А. Болдырева, относятся к хромпикотиту (Mg, Fe) (Cr, Al)$_2$O$_4$ и магнохромиту (Mg, Fe) (Cr_2O_4).

Цвет хромшпинелидов железо-черный, блеск слабый, черта коричневая. В прозрачных шлифах они хорошо просвечивают красным цветом.

По степени идиоморфизма для отдельных зерен наиболее характерны субгедральные формы и значительно реже ангедральные (ксеноморфные) и эвгедральные (идиоморфные) формы. Размеры зерен, главным образом, колеблются в пределах 0.2—2 мм в поперечнике, но встречаются и более крупнозернистые аггрегаты. Характерной структурной особенностью хромитовых руд месторождений Верблюжьих гор является разъедание или частичное замещение хромшпинелидов хлоритом. Подробно на этих явлениях остановимся ниже в специальной главе.

Хлорит является главным силикатным минералом в массе руды, занимающим пространство между рудными зернами. Местами он частично или полностью выполняет трещины в рудных телах. В полостях иногда он образует друзы крупных кристаллов. Хлорит, цементирующий рудные аггрегаты, обладает слабой зеленоватой окраской. Хлориты же, выполняющие трещины в руде, имеют различные цвета: светлозеленовато-серый, зеленый, бледнофиолетовый, розовый, ярко фиолетовый, темнокоричневый.

Микроскопическое изучение прозрачных шлифов показывает, что выделения хлорита обладают аггрегатным строением (фиг. 14). Они характеризуются совершенной базальной спайностью и иногда слабым плеохроизмом. Угасание прямое. Знак главной зоны минус (—). Средний показатель преломления колеблется в пределах 1.533—1.590 (чаще всего он равен 1.586). Он несколько выше для густо окрашенных разностей, повидимому, вследствие более высокого содержания в них хрома. Двупреломление чаще всего равно 0.005; в густо окрашенных разностях оно иногда поднимается до 0.013. Минерал двуосен и всегда положителен $2V = 0°, +28°, +31°, +32°, +43°, +44°$, причем меньшие значения отвечают густо окрашенным разностям. Содержание Cr_2O_3, по данным анализов хлорита из приконтактовой зоны, не превышает 2.0%. По своему составу они отвечают, повидимому, хромовому клинохлору.

Уваровит наблюдается изредка в трещинах рудных тел совместно с хлоритом в виде крупных (до 3 мм) изометрических кристаллов неправильной формы зерен. Для него характерны интенсивная изумрудно-зеленая окраска и высокий показатель преломления. При скрещенных николях наблюдается слабая аномальная анизотропность. Интерференционную окраску минерала, благодаря его собственному интенсивному цвету, качественно характеризовать невозможно. Интересно полисинтетически двойниковое строение некоторых кристаллов уваровита, наблюдающееся при скрещенных николях (фиг. 15).

Гейкилит, (Mg, Fe) TiO_3, обнаружен в месторождении хромита № 7—8 совместно с зеленым и фиолетовым хлоритом, выполнившим трещину в рудном теле. Образует призматические кристаллы величиной до 1 см в поперечнике, покрытые с поверхности тонкой черной матовой

корочкой марганцевых окислов. Кристаллы в изломе имеют черный цвет, сильный металлический алмазовидный блеск и раковистый излом. Немагнитен. Твердость 5. Результаты химического анализа даны в табл. 5.

Сравнивая анализ нашего минерала с анализом гейкилита с Цейлона,[1] мы видим, что по химическому составу они близки.

Таблица 5

Компоненты	Химический анализ		Гейкилит с Цейлона	
	вес. %	молек. колич.	1 вес. %	2 вес. %
SiO_2	1.02	0.015	—	—
TiO_2	58.24	0.728	63.94	61.32
Al_2O_3	1.04	0.010	—	—
Cr_2O_3	0.15	—	—	—
Fe_2O_3	4.05	0.038	0.25	2.03
FeO	14.96	0.208	10.09	7.75
MgO	20.36	0.501	25.79	28.95
MnO	0.24	0.003	—	—
Ca_2O	Не обнар.	—	—	—
V_2O_5	следы	—	—	—
Сумма . .	100.06	—	100.07	100.05

Джефферизит. Этот слюдоподобный минерал подробно описывается в работе четырех авторов (Г. А. Соколов и др., 1936) представлен бледнозелеными пластинчатыми аггрегатами или в виде почти бесцветных чешуек. В шлифах под микроскопом обладает слабым плеохроизмом, высокой интерференционной окраской и прямым угасанием. Знак главной зоны плюс (+). Двуосен и отрицателен. Тесно срастается с хлоритом. Среди рудных аггрегатов очень редок.

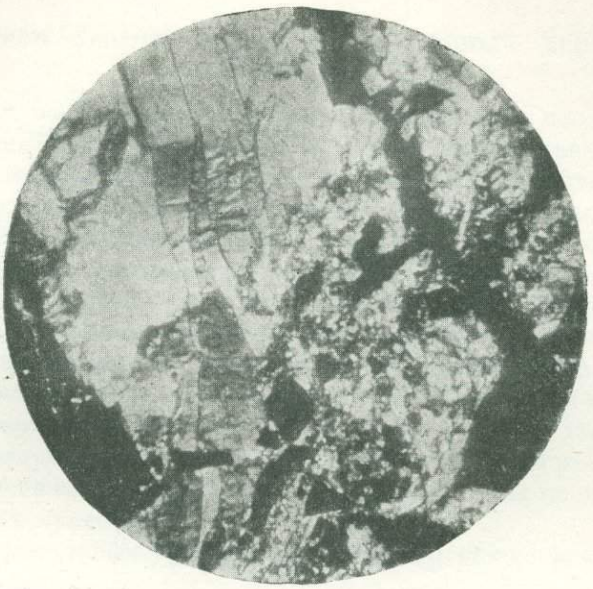
Серпентин (антигорит) если и содержится в руде, то в крайне незначительном количестве. От хлорита он отличается более низким показателем преломления и отсутствием спайности.

Карбонаты в рудных шлифах наблюдаются редко. Они представлены бывают обычно зернистыми или шестоватыми аггрегатами, располагающимися в виде жилок между рудными зернами. Образовался карбонат, несомненно, позже хлорита.

Опал в рудных шлифах наблюдается редко. Образует натечные, зонального строения, массы. Микроструктура этих образований — колломорфная. Крупные выделения опала (и халцедона) красивой молочно-зеленоватой окраски встречены на контакте вмещающих рудных тел и выветрелых серпентинитов. В виде прожилков он наблюдается и в трещинах самих рудных тел.

Лимонит в виде хлопьевидных выделений в незначительном количестве присутствует почти во всех шлифах из образцов, взятых вблизи поверхности.

[1] Doelter. Handbuch. Mineralchemie, B. III, T. 1, S. 42.



Фиг. 14. Структура хлоритового аггрегата

Черное—уцелевшие от разъедания участки хромшпинелидовых зерен. Николи +. Увелич. 11

Фиг. 15. Двойниковое строение оптически аномальных кристаллов уваровита

Николи +. Увелич. 11

IV. МЕТАМОРФИЗМ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРБЛЮЖЬИХ ГОР

Характерной особенностью верблюжьегорских руд является весьма резко выраженный метаморфизм слагающих их хромшпинелидов. То обстоятельство, что этот метаморфизм, по данным микроскопического исследования, в различных участках массива и отдельных рудных телах проявлен не в одинаковой степени, позволило произвести сравнительное изучение этих явлений. Еще при полевых работах было обращено серьезное внимание на систематическое взятие образцов как по буровым скважинам, так и по бортам карьеров с целью подметить особенности строения рудных тел, а также закономерности в зональном изменении минералогического и химического состава руды. Детальные минераграфические исследования собранного материала были самым тщательным образом увязаны с данными химических анализов и данными рентгенометрии. В результате всех этих работ удалось выявить характер этих оригинальных по своей природе метаморфических явлений.

По степени метаморфизма все месторождения можно разбить на следующие три группы.

1. Месторождения массивных руд, испытавших высокую степень метаморфизма. К этой группе относится большинство хромитовых месторождений: № 11—12, 9, 30, 30а, 10. Руды этих месторождений характеризуются следующими признаками: а) руды не имеют блеска, т. е. в изломе кажутся матовыми; б) почти всегда в той или иной мере магнитны; в) рудные тела в зальбандах имеют оторочки хлоритовую и джефферизитовую; г) главным из силикатовых минералов руды является хлорит.

2. Месторождения вкрапленных руд с относительно слабо проявленным метаморфизмом хромшпинелидовых зерен. Сюда относятся месторождения № 17—18, 19. Макроскопически в подобных рудах явления метаморфизма можно заподозрить лишь в крупнозернистых разностях.

Руды не обладают магнитными свойствами зерна хромшпинелидов и в изломе имеют слабый полуметаллический блеск. Нерудные минералы представлены серпентином и хлоритом. Оторочек измененных боковых пород вокруг рудных тел почти не наблюдается.

3. Месторождения массивных руд, в которых руды почти не испытали метаморфизма. Сюда относятся два небольшие месторождения № 23 и 14—15. Первое расположено на северной части, второе — на южной части серпентинитового массива. Руды обладают слабым полуметаллическим блеском. Хлоритовая оторочка как результат изменения боковых пород почти не выражена вовсе. Джефферизит отсутствует вообще.

Сюда же следует отнести и месторождение № 29, руды которого по своему виду являются необычными для Верблюжьегорского массива. Метаморфизм в этих рудах проявлен спорадически и очень неравномерно.

Более детальное изучение процессов метаморфизма произведено в рудах первой группы месторождений. Группа этих месторождений составляет 80% запасов всех руд Верблюжьих гор.

Для установления закономерностей в изменениях руд от контакта к центральным частям по мощности рудного тела и по падению практиковалась профильная система изучения, т. е. брались образцы на отдельных горизонтах вкрест простирания рудного тела на одинаковом расстоянии друг от друга.

Характеристика явлений метаморфизма для первой группы месторождений

Для этой группы месторождений составлено несколько профилей по месторождениям № 9, 7—8, 10, 30, 11. Особо детальному исследованию подверглось самое мощное рудное тело № 11. В этом месторождении в средней по простиранию части рудного тела, в плоскости профиля буровых скважин (профиль III, фиг. 16) составлено на различных горизонтах 5 разрезов: № 1 (фиг. 17) составлен по карьеру, на горизонте 11 м; № 2 по скважине № 3 (фиг. 16), на глубине 20 м; № 3 по скважине № 6 (фиг. 16), на глубине 32 м; № 4 изучен по вентиляционной шахте на горизонте 37.5 м (фиг. 18). № 5 составлен по той же шахте, близ выклинивания рудного тела, на горизонте 42 м (фиг. 19).

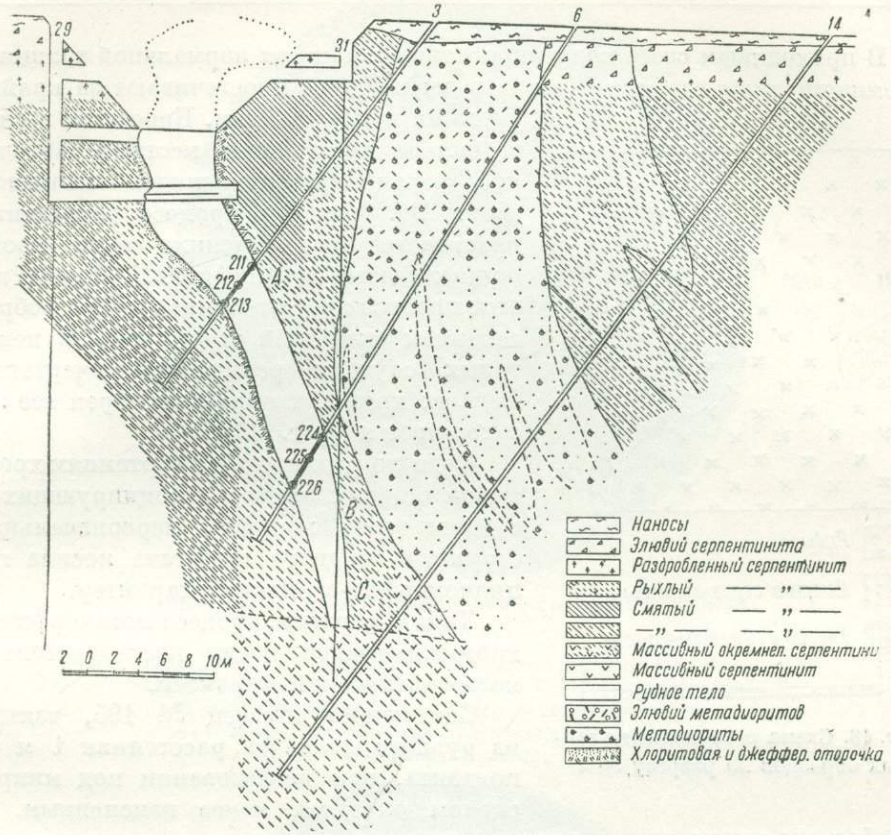
А. Микроскопическое описание явлений метаморфизма руд

Постараемся дать микроскопическую характеристику руд по всем пяти разрезам. Особенно показательным в отношении различной степени метаморфизма хромшпинелидов является разрез № 1.

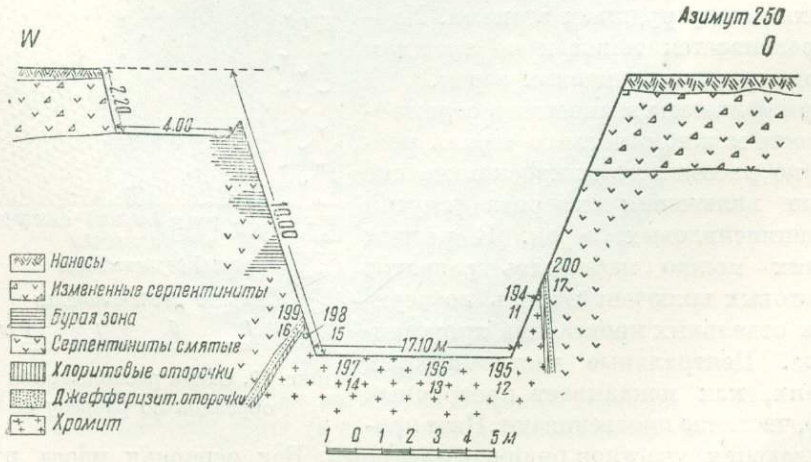
Будем вести описание образцов в порядке их взятия от висячего бока к лежачему.

Образец № 194 взят у самого контакта рудного тела с висячим боком. Макроскопически это — почти сплошная руда с узкими полосами микробрекчий. Слабомагнитна.

Под микроскопом в отраженном свете при большом увеличении и с применением иммерзионного масла наблюдается довольно резко выраженный метаморфизм хромшпинелидовых зерен. Он проявился в образовании более светлых широких кайм, а местами и в почти сплошном замещении зерен первичных хромшпинелидов вторичными, более светлыми в отраженном свете (фиг. 20). Иногда в центральных участках таких вторичных зерен можно видеть еще остатки неизмененного, т. е. первичного, вещества хромшпинелидов. Эти участки отличаются от периферических частей более темным серым цветом и довольно интенсивным буроватым оттенком (в иммерзионном масле). Кроме того, на границе между этими двумя разностями хромшпинелидового вещества можно наблюдать целую гамму оттенков серого цвета (фиг. 20), являющихся промежуточными между цветами указанных разностей хромшпинелидового вещества. Оттенки этих промежуточного характера участков чуть светлее, нежели неизмененная часть зерен, но темнее по сравнению с периферическими серовато-белыми каймами.



Фиг. 16. Геологический разрез рудного тела № 11 по профилю № III (по Л. И. Панкуль)



Фиг. 17. Схема расположения взятых образцов по разрезу № 1

В проходящем свете под микроскопом в шлифах нормальной толщины хромшпинелиды данного образца в основном не просвечивают за крайне редкими исключениями. Бросается в глаза сильно проявленное местами разъедание зерен хромшпинелидов хлоритом (фиг. 21). Местами процесс разъедания развивается во внутренних частях хромшпинелидовых зерен (фиг. 22). Иногда же этот процесс протекает еще глубже с образованием скелетной структуры. В некоторых случаях реликтовые очертания бывших хромшпинелидовых зерен все же сохраняются (фиг. 23).

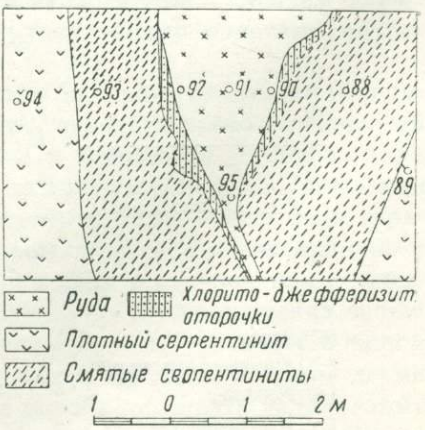
Фиг. 18. Схема расположения взятых образцов по разрезу № 4

Судя по реликтовым очертаниям хромшпинелидовых зерен и ассоциирующихся с ними зерен хлорита, первоначальная структура рудного аггрегата носила гипидиоморфно-зернистый характер.

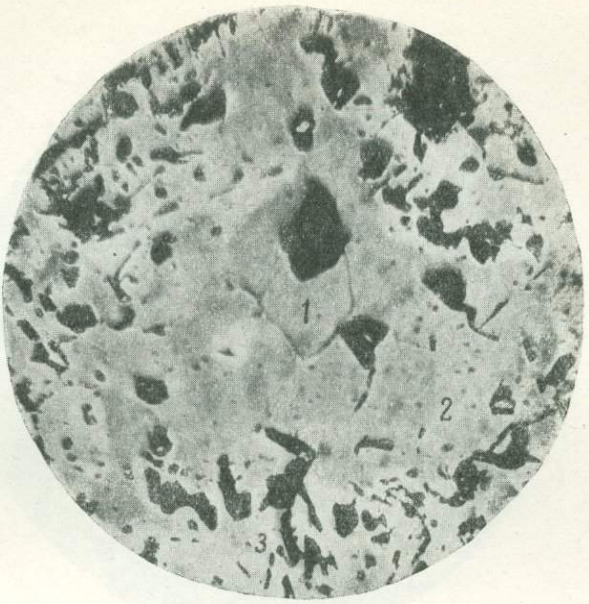
Таким образом, процесс метаморфизма хромшпинелидов носит последовательно метасоматический характер.

Следующий образец № 195, взятый из рудного тела на расстоянии 1 м от контакта, при исследовании под микроскопом оказался менее измененным. В шлифах мы имеем явно зернистый аггрегат с хорошо сохранившимися очертаниями зерен хромшпинелидов. Размеры зерен колеблются от 0.5 до 2 мм. Нерудный минерал представлен мелкозернистым аггрегатом хлорита, занимающим ксеноморфные участки между рудными зернами. Хлорит развивается также и по трещинам внутри хромшпинелидовых зерен.

При большом увеличении в отраженном свете можно отчетливо видеть равномерно рассеянные микроскопические темные включения хлорита внутри хромшпинелидовых зерен. В редких случаях можно наблюдать развитие хлоритовых включений лишь по периферии отдельных кристаллов хромшпинелида. Центральные части в этих случаях, как показывает прозрачный шлиф, частично просвечивают. Цвет просвечивающих участков оранжево-красный. Вся основная масса рудных зерен совершенно не прозрачна. От предыдущего образца этот образец



Фиг. 19. Схема расположения взятых образцов по разрезу № 5



Фиг. 20. Явления метаморфизма хромшпинелидовых зерен

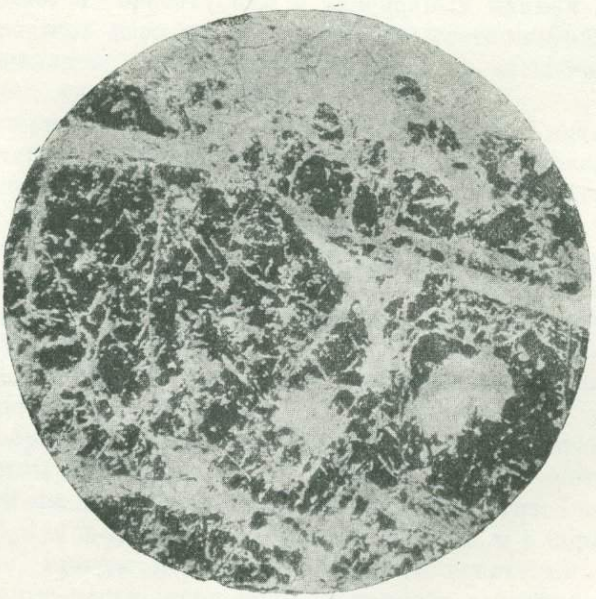
Серые участки (1) — остатки первичного неизмененного хромшпинелида; серые и светлосерые участки (2) — частично метаморфизованные части зерен; образование белого цвета (3)—нацело метаморфизованные участки черное — хлорит. Снято в полированном шлифе с помощью иммерсионного масла. Увелич. 70

Фиг. 21. Явления разъедания хлоритом хромшпинелидовых зерен (в левой нижней части микрофотографии)

Снято в проходящем свете. Николи //. Увелич. 11

Фиг. 22. Образование хлоритовых тонкозернистых агрегатов (белое) внутри зерен хромшпинелидов (черное) метасоматическим путем

Снято в проходящем свете. Николи //. Увелич. 11



Фиг. 23. Скелетная структура замещения хлоритом (белое) хромшпинелидовых зерен (черное)

Снято в проходящем свете. Николи//. Увелич. 11

отличается относительно большим количеством просвечивающих, т. е. первичных участков, среди зерен хромшпинелидов, чем и устанавливается его меньшая измененность по сравнению с образцом № 194.

Следующий образец № 196, взятый из средины рудного тела, сильно отличается от образцов из контакта как оптически, так и по химическому составу, как это увидим дальше.

Под микроскопом мы имеем аггрегат, в основном, идиоморфных зерен размерами до 1—2 мм с характерными для хромшпинелидов округленными очертаниями. Однако, на ряду с этим довольно широко представлены и субгедральные зерна. Кроме того, внутри рудных зерен довольно часто можно наблюдать включения нерудных минералов округленной формы, повидимому, бывшего оливина, замещенного хлоритом. В проходящем свете нерудные минералы представлены исключительно хлоритом, который образует тонкозернистые аггрегаты как в пространстве между зернами хромшпинелидов, так и внутри их, повидимому, также на месте бывших зерен оливина. На рудных зернах можно отчетливо наблюдать начальную стадию их изменения. Эти изменения приурочены, как правило, к трещинам рудных зерен.

При рассматривании полированных шлифов с иммерзионным маслом при больших увеличениях можно еще лучше видеть, как хромшпинелид на участках, прилегающих к трещинам и периферии, постепенно меняет свою окраску на более светлый оттенок (фиг. 24). Изменение хромшпинелидов сопровождается образованием в измененных каймах мельчайших пластинчатых вростков хлорита. В проходящем свете центральные части зерен хромшпинелидов хорошо просвечивают, за исключением лишь тонких кайм вдоль трещин (фиг. 25).

Наиболее интересным фактом, о котором указаний в литературе нет, является присутствие в рудных зернах описываемого образца довольно частых мельчайших зернышек гематита, резко выделяющихся по своему серовато-белому цвету на фоне хромшпинелидовой массы. Форма этих выделений обычно неправильная. Изредка можно наблюдать пластинчатоподобные выделения. Размеры их не превышают 0.01 мм. Как правило, они всегда приурочены к метаморфизованным участкам хромшпинелидов. При скрещенных николях в отраженном свете гематит ясно поляризует. При просмотре в отраженном свете с иммерзионным маслом обнаруживает внутренние рефлексы красного цвета.

Следующий образец № 198 относится к западному контакту рудного тела. Он во многом аналогичен образцу № 194 (с восточного контакта). Под микроскопом мы наблюдаем явно зернистый аггрегат. Размеры зерен колеблются от 0.5 до 2 мм. Метаморфизм руды, как и в образце № 194, проявлен сильно, причем хорошо сохраняются очертания хромшпинелидов. Центральные части зерен хромшпинелидов в единичных случаях просвечивают красным цветом. Вся остальная масса зерен совершенно непрозрачная. Местами среди нее в отраженном свете наблюдаются мельчайшие выделения гематита. Нерудный минерал представлен мелкозер-

нистым аггрегатом хлорита, занимающим ксеноморфные участки между рудными зернами, а также по трещинкам рудных зерен.

Разрезы № 2 и 3 составлены по скважинам. Скважина № 3 подсекла рудное тело на глубине 20 м, а скважина № 6 — на глубине 32 м. Просмотр материала под микроскопом показывает, что во многом образцы, взятые из этих разрезов по скважинам, повторяют вышеописанные особенности руд. Руды в контакте, как правило, почти не просвечивают. В средине рудного тела просвечиваемость хромшпинелидов увеличивается, нередко встречаются мелкие зерна гематита.

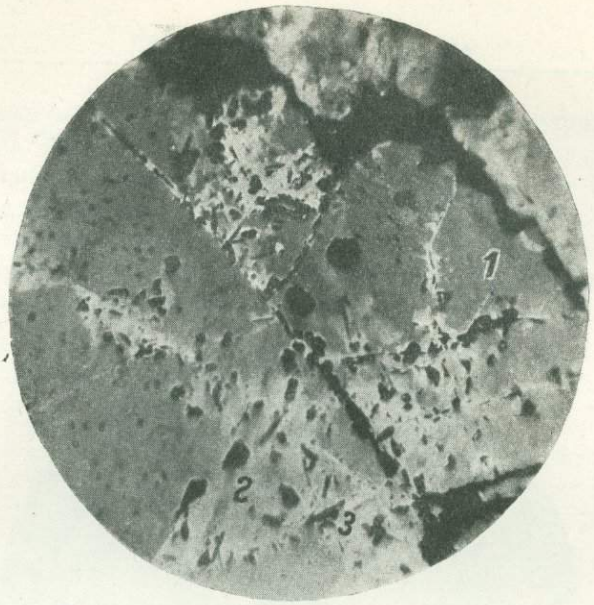
Разрезы № 4 и 5, составленные по выработкам шахты в той же плоскости III профиля буровых скважин. Первый из них относится в горизонту 37.5 м, второй — к горизонту 42 м (вблизи выклинивания рудного тела). Они изображены на фиг. 18 и 19.

Макроскопически руды из разреза № 4 плотные, слабомагнитны. Микроскопическая картина в основном аналогична рудам разреза № 1.

В приконтактовых частях тела руды значительно метаморфизованы. В рудных зернах распространены микробрекчии. В пространстве между рудными зернами — хлорит. Кое-где рудное вещество переотложено среди хлорита в виде рудной пыли. Часто встречаются мелкие зерна сульфидов. Из полученного концентрата удалось отобрать несколько зернышек сульфидов и подвергнуть их определению при помощи паяльной трубки и микрохимическим путем. Минерал, повидимому, является пентландитом.

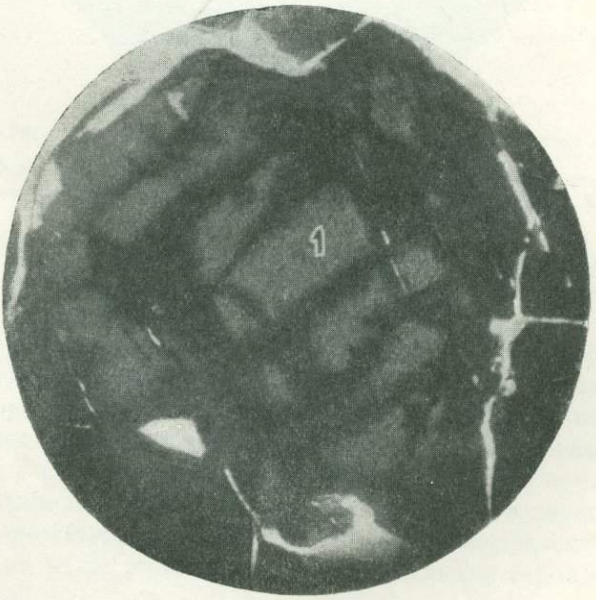
Разрез № 5, как уже выше указывалось, приурочен к самой нижней части выклинивающегося рудного тела. Руда сильно метаморфизована во всех трех образцах (№ 90, 91 и 92). Слабомагнитна. Под микроскопом устанавливается полный метаморфизм рудных зерен. Во многих местах хромшпинелидовые зерна настолько сильно разъедены и отчасти замещены хлоритом, что первоначальные очертания хромшпинелида совершенно исчезли. В этих участках хромшпинелидовое вещество переотложилось с образованием неправильных тонких прожилков и рудной пыли среди хлоритового аггрегата, занимающего промежутки между бывшими рудными зернами. В тех же участках шлифа, где метаморфизм проявился слабее, можно довольно отчетливо наблюдать первичную гипидиоморфнозернистую структуру руды (фиг. 26). Судя по реликтовым очертаниям хромшпинелидовых зерен, размеры их колеблются от 2 до 4 мм в поперечнике. При этом внутренние части рудных зерен в полированном шлифе испещрены многочисленными микроскопическими включениями хлорита, большей частью неправильной формы. Изредка кое-где можно встретить очень небольшие по размерам реликты зерен хромшпинелидов, слабо затронутые метаморфизмом. Чаще эти неизмененные зерна встречаются в шлифе из средины рудного тела. В прозрачных шлифах хромшпинелиды совершенно не просвечивают.

Из описания разрезов № 4 и 5 видно, что метаморфизм в более глубоких горизонтах вблизи выклинивания рудного тела не ослабляется и распространяется на всю его мощность. Кроме месторождения № 11,



Фиг. 24. Начальные стадии метаморфизма хромшпинелидовых зерен. На микрофотографии отчетливо видно, что изменения хромшпинелидового вещества приурочены к трещинам

1 — участки неизмененного хромшпинелида; *2* — частично метаморфизованные участки; *3* — сильнометаморфизованные участки. Снято в отраженном свете. Увелич. 70.

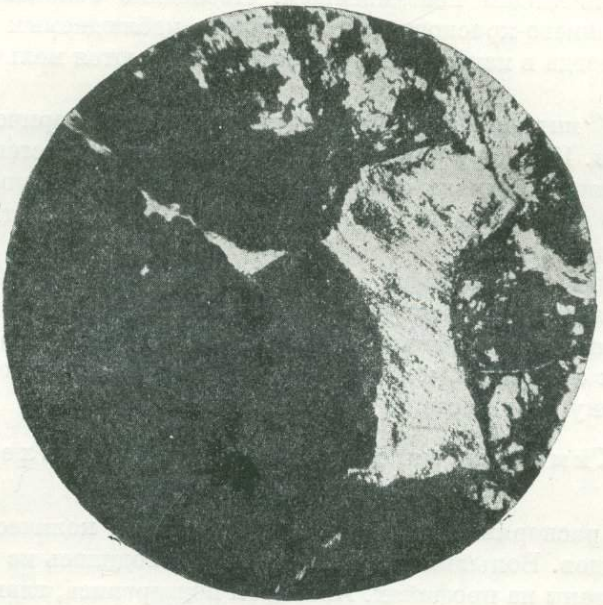


Фиг. 25. То же, в проходящем свете

Темносерое (1) — просвечивающие участки хромшпинелидовых зерен; черное—измененные части; белое — хлорит. Снято на панхроматической пластинке. Увелич. 11

профили составлены и через другие месторождения центральной группы (№ 9, 7—8, 10, 30а).

Изучение под микроскопом образцов из разрезов по этим месторождениям с несомненностью доказывает, что метаморфические явления хромшпинелидов происходят заметно в большей мере на периферии рудных тел, чем в центре. Зачастую в связи с этими изменениями находится развитие хлорито-джефферизитовых оторочек.



Фиг. 26. Гипидиоморфнозернистая структура руды

Черное — хромшпинелид; белое — хлорит, содержащий включения вторичных выделений хромшпинелидов. Снято в проходящем свете. Увелич. 11

Особо сильному метаморфизму подверглись небольшие рудные жилки и гнездышки, встречающиеся в хлоритовых оторочках, а также в разрушенных серпентинитах. Иллюстрацией к этому служат материал из жилки месторождения № 9 (фиг. 13) и химический анализ образца № 12в.

Сильные процессы метаморфизма проявлены по всей мощности рудного тела и в месторождениях № 7— 8, особенно вблизи контакта с амфиболитами. Руды месторождения № 30а также подверглись сильному метаморфизму. Во всех образцах изученного разреза почти не наблюдается в проходящем свете просвечиваемости рудных зерен.

Руды месторождения № 10 также сильно метаморфизованы. В средине рудного тела они менее изменены, причем отдельные зерна просвечивают красным цветом.

Итак, оптические исследования руд центральной группы месторождений показывают, что руды претерпели сильнейший метаморфизм. Метаморфизм этот выразился:

а) в замещении хромшпинелидов хлоритом как с периферии, так и по трещинкам, внутри зерен, вплоть до образования скелетных форм;

б) в постепенном изменении состава хромшпинелидов от периферии зерен и трещинок к центру каждого данного рудного зерна. На это в отраженном свете указывает наличие целой гаммы меняющихся оттенков хромшпинелидов от темносерого до светлосерого. Измененные участки под микроскопом в проходящем свете не просвечивают в противоположность хромшпинелидам неизмененным. Последние обладают оранжево-красным до вишнево-красного цветом, хорошо наблюдаемым при сильном освещении. Иногда в измененных участках встречаются мельчайшие зерна гематита;

в) в более интенсивном изменении руд в периферических частях рудной залежи. К центру рудного тела эти изменения постепенно ослабевают. В некоторых случаях сильный метаморфизм захватывает всю мощность рудного тела, повидимому, вследствие трещиноватости и сильного катаклаза рудной массы.

Повышенный метаморфизм наблюдается в тех рудах, где сильнее вокруг руд развиты хлорито-джефферизитовые оторочки и рудные тела обладают сравнительно меньшей мощностью. Особенно это проявляется в гнездышках и жилках, которые бывают включены в хлорито-джефферизитовую зону или в серпентиниты.

Б. Химическая характеристика явлений метаморфизма руд

В нашем распоряжении имеется значительное количество анализов хромшпинелидов. Большинство анализов производилось из тех же образцов, что показаны на профилях. Анализам подверглись, главным образом, материалы, более или менее свободные от силикатных примесей, удаленных из измельченных образцов с помощью гидравлического классификатора Ричардса или на столах Вильфлея.

Приводим таблицу шести анализов хромшпинелидов из месторождений первой группы: № 11—12 и 9 (табл. 6).

Несмотря на то что из материала, поступившего в анализ, легкая силикатная фракция была удалена, все же содержание кремнекислоты остается повышенным (до 2—6%). Как показывают микроскопические исследования, оно обусловлено мельчайшими вростками хлорита в хромшпинелидовые зерна, отделить которые с помощью классификаторов трудно. Это обстоятельство заставило прибегнуть к пересчетам. Так как нерудный минерал в анализированных образцах был представлен почти исключительно хлоритом, то по содержанию SiO_2 были высчитаны остальные окислы, входящие в состав хлорита. Полный химический анализ последнего нам был известен. За вычетом высчитанных главных компонентов хлорита (Al_2O_3, FeO, MgO) произвели пересчет данных химического состава на молекулярные количества (см. табл. 7), характеризующие состав чистой рудной массы. Суммируя полученные молекулярные количества в группы: R_2O_3 и RO, получаем отношение: R_2O_3 : RO. По дан-

Анализы руд из месторождений первой группы № 11—12, 91

Компоненты	Разрез № 1, м-ние № 11, карьер, глуб. 11 м				Разрез № 2, м-ние № 11, скважн. № 3, глуб. 20 м			Разрез № 3, скважн. № 6, глуб. 32 м			Разрез № 4, м-ние № 11, шахта, глуб. 37 м				М-ние № 11, глуб. 42 м	М-ние № 9
	обр. № 194	обр. № 195	обр. № 196	обр. № 198	обр. № 210	обр. № 212	обр. № 213	обр. № 224	обр. № 225	обр. № 226	обр. № 101	обр. № 100	обр. № 99	обр. № 98	обр. № 95	обр. № 12в
SiO_2	6.14	3.34	3.62	5.40	4.26	2.36	5.10	5.98	4.42	5.68	.29	5.62	4.74	7.25	7.11	7.35
Al_2O_3	9.43	18.30	17.63	8.23	12.04	16.10	10.60	9.10	9.98	10.66	9.46	7.48	9.29	5.67	4.66	4.50
Cr_2O_3	49.30	46.45	45.60	50.67	49.43	49.90	49.55	48.50	48.90	48.60	47.64	47.03	47.54	46.05	47.15	28.85
Fe_2O_3	18.26	10.77	7.16	12.06	16.18	15.10	17.29	9.13	12.24	7.17	9.85	14.47	14.94	13.10	14.37	33.55
FeO	0.73	4.46	8.98	8.14	2.75	1.19	0.94	8.70	8.92	9.57	11.58	7.67	6.01	8.55	7.95	12.80
MgO	13.84	15.30	15.47	12.46	13.54	14.50	14.30	15.10	13.87	15.14	13.49	13.41	13.96	14.38	14.26	10.53
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.49	0.47	0.34	0.66	0.37	—
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.28	0.32	0.46	0.30	0.23	—
Потеря при прокал.	3.85	2.54	2.30	3.97	2.95	2.47	3.68	3.54	3.21	3.36	1.22	2.24	1.90	2.86	2.71	4.74
Гигр. вода	0.19	0.22	0.14	0.24	0.31	0.23	0.30	0.21	0.24	0.20	0.05	0.10	0.04	0.09	0.07	0.22
Сумма	101.74	101.38	100.90	101.17	101.46	101.85	101.76	100.26	101.78	100.38	98.35	98.81	99.22	98.91	98.88	102.54

[1] Анализы, относящиеся к разрезам № 1, 2, 3 и обр. № 12в, производились в Свердловске Институтом прикладной минералогии. Аналитик Шейн. Закисное железо им не определялось, все было определено в виде Fe_2O_3 и затем пересчитано на FeO. Из тех же навесок нами дополнительно был сдан материал в ЦНИГРИ для определения FeO. Результаты анализов помещены в таблице. Fe_2O_3 вычислено по разности. Анализы, относящиеся к разрезам № 4, 5 и обр. № 95, произведены в Химической лаборатории Ломоносовского института Академии Наук СССР. Аналитик Лазарев.

Таблица 7

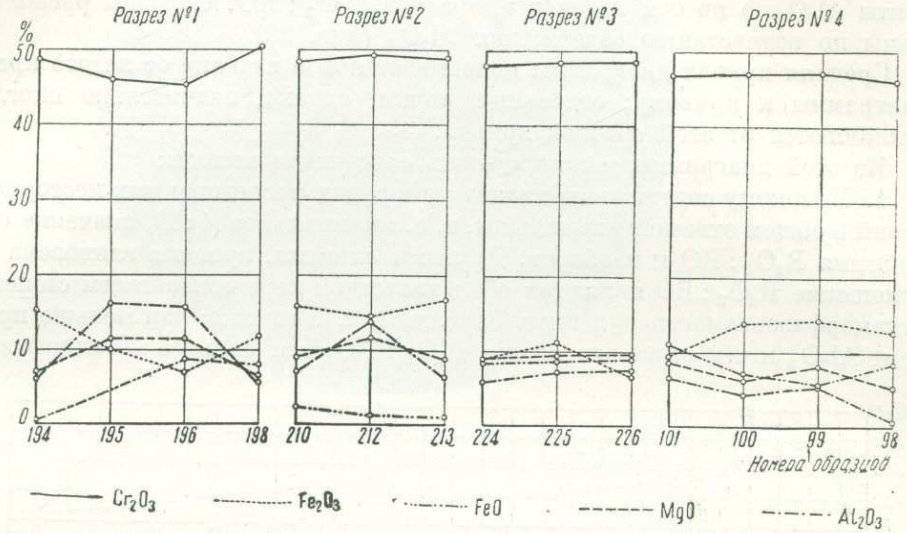
Химический состав хромшпинелидов месторождений первой группы № 11—12, 9, за вычетом силикатных компонентов

Компоненты	Разрез № 1, м-ние № 11, глуб. 11 м								Разрез № 2 по скваж. № 3, м-ние № 11, глуб. 20 м					
	обр. № 194		обр. № 195		обр. № 193		обр. № 198		обр. № 210		обр. № 212		обр. № 213	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес %	молек. колич.
Al_2O_3	6.03	0.059	16.45	0.161	15.73	0.154	5.32	0.052	9.07	0.095	14.81	0.145	7.81	0.076
Cr_2O_3	48.97	0.322	46.97	0.304	45.41	0.298	50.38	0.331	49.21	0.325	49.77	0.327	49.27	0.325
Fe_2O_3	15.40	0.096	10.62	0.0664	7.00	0.044	11.82	0.074	15.99	0.100	14.91	0.093	17.07	0.106
FeO	0.62	0.009	4.38	0.061	8.81	0.122	8.01	0.113	2.66	0.036	1.14	0.015	0.82	0.026
MgO	7.00	0.175	11.53	0.288	11.39	0.284	6.37	0.167	8.74	0.218	11.84	0.236	8.55	0.213
R_2O_3	—	0.477	—	0.531	—	0.496	—	0.453	—	0.520	—	0.565	—	0.507
RO	—	0.184	—	0.289	—	0.406	—	0.280	—	0.254	—	0.311	—	0.239
$R_2O_3 : RO$	—	2.5:1	—	1.8:1	—	1.2:1	—	1.6:1	—	2.0:1	—	1.5:1	—	2.1:1

Компоненты	Разрез № 3, скв. № 6, м-ние № 11, глуб. 32 м						Разрез № 4, м-ние № 11, шахта, глуб. 37.5 м, м-ние № 11, шахта, глуб. 42 м, м-ние № 9											
	обр. № 224		обр. № 225		обр. № 226		обр. № 101		обр. № 100		обр. № 99		обр. № 98		обр. № 95		обр. № 12в	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
Al_2O_3	5.83	0.037	7.56	0.075	7.55	0.074	7.09	0.071	4.73	0.046	6.7	0.061	1.22	0.016	0.77	0.007	0.47	0.004
Cr_2O_3	4.18	0.316	48.66	0.321	48.22	0.317	47.41	0.322	46.76	0.307	47.49	0.312	45.62	0.300	43.32	0.284	28.45	0.181
Fe_2O_3	8.87	0.055	11.16	0.069	6.92	0.043	9.66	0.060	14.22	0.089	14.72	0.092	12.75	0.072	14.06	0.088	33.79	0.210
FeO	8.56	0.118	8.82	0.122	9.44	0.131	11.48	0.160	7.54	0.104	5.91	0.082	8.37	0.116	6.57	0.093	12.63	0.175
MgO	8.68	0.217	8.88	0.222	8.73	0.218	9.30	0.230	7.10	0.117	8.61	0.215	5.42	0.136	6.25	0.156	2.24	0.056
R_2O_3	—	0.182	—	465	—	0.436	—	0.422	—	0.142	—	0.470	—	0.395	—	0.379	—	0.401
RO	—	0.355	—	0.344	—	0.342	—	0.330	—	0.164	—	0.297	—	0.188	—	0.249	—	0.231
$R_2O_3 : RO$	—	1.4:1	—	1.3:1	—	1.3:1	—	1.1:1	—	2.1:1	—	1.6:1	—	2.1:1	—	1.5:1	—	1.7:1

ным пересчетов, нами построены диаграммы поведения окислов в различных участках рудного тела (фиг. 27), а также отношений R_2O_3 : RO (фиг. 28).

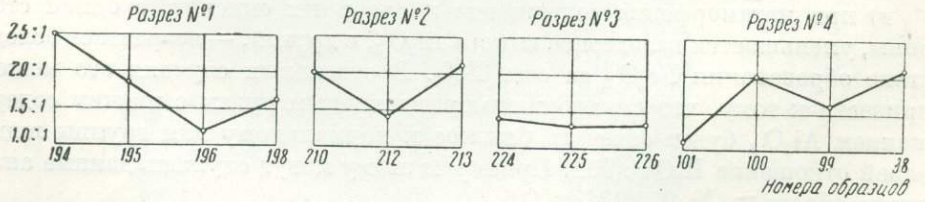
Соотношение R_2O_3 : RO для неизмененных хромшпинелидов должно быть равно 1 : 1, но в нашем случае они сильно расходятся, от 1.2 : 1 до



Фиг. 27. Кривые изменения содержания окислов в хромшпинелидах по отдельным разрезам

2.5 : 1. Все это указывает, что состав наших рудных минералов весьма значительно отклоняется от состава нормальных хромшпинелидов.

Данные табл. 6 и приведенные диаграммы полностью подтверждают наши оптические исследования. Наглядно вырисовывается картина хими-



Фиг. 28. Кривые отношений R_2O_3: RO в хромшпинелидах по отдельным разрезам

ческого метаморфизма хромшпинелидов. Для большинства разрезов отчетливо подчеркивается наибольший метаморфизм в периферических частях рудных тел по сравнению с центральными.

Главными характерными чертами химизма метаморфических процессов являются: переход закисного железа в окисное и вынос глинозема и магния из состава первоначального хромшпинелидового вещества. Как было видно из микроскопического описания шлифов, окисление закис-

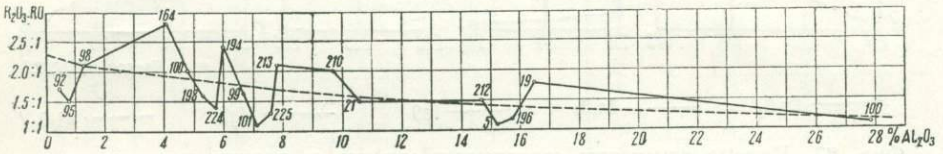
ного железа в хромшпинелидах приводит даже к образованию микроскопических зерен гематита среди метаморфизованных хромшпинелидов.

Автор составил также диаграмму соотношений глинозема и коэффициента $R_2O_3 : RO$. С этой целью по оси абсцисс отложены весовые проценты Al_2O_3, а по оси ординат отношение $R_2O_3 : RO$. Образцы расположены по возрастанию содержания Al_2O_3 (фиг. 29).

Средняя кривая диаграммы показывает явное падение от левого края диаграммы к правому; отдельные точки, однако, значительно иногда отклоняются от этой средней кривой.

Из этой диаграммы можно сделать следующие выводы:

1. Высокому содержанию глинозема в рудах исследованных месторождений в общем отвечает нормальное, т. е. минимальное (1 : 1), значение отношения $R_2O_3 : RO$ и наоборот. Другими словами, процент глинозема и отношение $R_2O_3 : RO$ являются оба в известной мере показателем степени метаморфизованности руд горы Верблюжьей, а именно: чем меньше процент Al_2O_3 и чем выше отношение $R_2O_3 : RO$, тем сильнее метаморфизм.



Фиг. 29. Диаграмма соотношений весовых количеств глинозема и отношений $\frac{R_2O_3}{RO}$

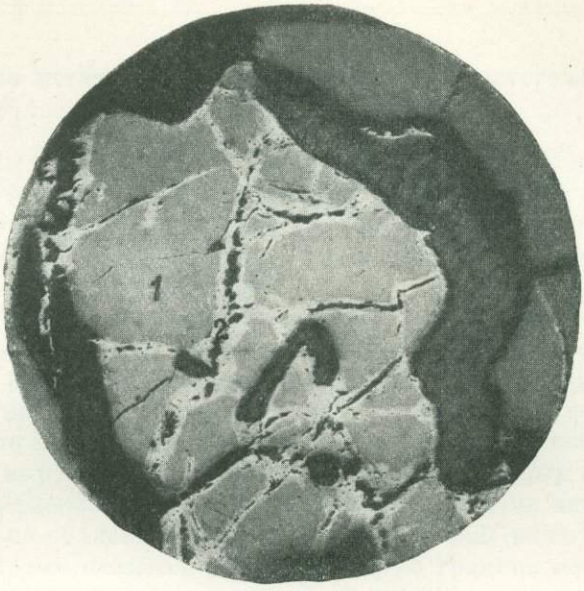
2. Наблюдаются иногда значительные отклонения от этой простой зависимости. Это объясняется, повидимому, следующими условиями:

а) неоднородность окисления FeO в Fe_2O_3;

б) возможные различия в составе первичных хромшпинелидов;

в) при метаморфизме содержание полуторных окислов, с одной стороны, уменьшается вследствие выноса Al_2O_3, с другой, — возрастает вследствие образования Fe_2O_3 за счет FeO. В отдельных случаях это может привести к тому, что сильно метаморфизованным рудам с низким содержанием Al_2O_3 будет отвечать близкое к нормальному для группы шпинелей отношение $R_2O_3 : RO$. Примером этому могут служить данные анализов образцов № 95, 224 и 101.

Изложенные выводы, естественно, заставили обратиться к вопросам о минералогической природе продуктов метаморфизма хромшпинелидов. В частности, стал вопрос о том, действительно ли меняется при метаморфизме кристаллическая решетка шпинели, как это было можно бы предполагать на основании данных химических анализов, показывающих иногда резкую диспропорцию в соотношении $R_2O_3 : RO$. С этой целью были проведены рентгенометрические исследования, которые подтвердили, что кристаллическая решетка хромшпинелидов при метаморфизме их, действительно, нарушается. Более подробно эти данные будут изложены ниже, при общих выводах о природе метаморфических явлений.



Фиг. 30. Сплошной аггрегат хромшпинелида, среди которого заметны начальные стадии метаморфизма вдоль трещинок

Снято в отраженном свете. Увелич. 11

Фиг. 31. Картина метаморфизма хромшпинелидов в прозрачных шлифах

Темносерые участки внутри зерен — просвечивающие части первичного хромшпинелида. Черные участки — метаморфизованные части зерен хромшпинелида; белые — серпентин. Снято в проходящем свете на панхроматической пластинке. Увелич. 11

Характеристика метаморфических изменений в месторождениях второй группы

Вкрапленные руды на горе Верблюжьей распространены мало. Мы имеем их только в двух месторождениях № 17—18 и 19. Главная масса руд здесь представлена вкрапленниками с средним размером зерен (до 2 мм в поперечнике). Метаморфические явления в этом типе руд выражены значительно слабее.

Микроскопическое исследование образцов по разрезу № 1 в месторождении № 17 — 18 не показывает значительных колебаний в степени метаморфизма руд от периферических частей к центру. Под микроскопом наблюдается типичная вкрапленная руда. Большинство зерен хромшпинелидов разбито единичными трещинками. Весьма показательным является метаморфизм, выразившийся в образовании реакционных кайм, главным образом по периферии и вдоль трещин (фиг. 30). В этих метаморфических каймах довольно обильны микроскопические мелкие включения хлорита. Весьма любопытным является тот факт, что на границе между метаморфизованными участками и первичным веществом хромшпинелида располагается тонкая светлая кайма, не содержащая включений силикатов. В некоторых зернах хромшпинелида наблюдаются включения изометрической формы, сложенные такими аггрегатами хлорита, образовавшегося, вероятно, по оливину, и вокруг них такие же точно реакционные каймы, как и по периферии. Мелкие зерна хромшпинелида нацело метаморфизованы. В прозрачных шлифах центральные части большинства зерен хорошо просвечивают красным цветом (фиг. 31).

Среди силикатных минералов был встречен ярко зеленый минерал с сильным плеохроизмом, с максимальной абсорбцией перпендикулярно главному сечению поляризатора, т. е. по турмалиновой схеме. Минерал одноосен — определен нами как хромовый турмалин.

В отраженном свете, кроме того, довольно часто наблюдаются среди нерудных минералов маленькие зернышки какого-то минерала, обладающего медово-желтым цветом внутренней рефлексии и высоким показателем отражения, следовательно, и высоким показателем преломления. Минерал остался ближе не определенным.

Форма хромшпинелидовых зерен субгедральная, но часто встречаются и неправильной формы зерна (фиг. 32). Очень широко распространены включения в рудных зернах силикатных минералов: хлорита и антигорита (по оливиновым зернам).

Вблизи тела вкрапленных руд месторождения № 17—18 встречена небольшая линзочка массивной руды, располагавшаяся среди серпентинитов. Руда магнитна, очень плотная. Под микроскопом рудные зерна не просвечивают, повидимому, вследствие сильного метаморфизма. Они содержат много мелких неправильной формы включений хлорита.

Руды месторождения № 19 во многом макроскопически похожи на руды только что описанного месторождения. Здесь значительно чаще встречаются включения в хромшпинелидах идиоморфных силикатных

зерен. Минераграфическое исследование этих вкрапленных руд показывает, что по сравнению с рудами месторождения № 17—18 существенных отличий в явлениях метаморфизма хромшпинелидов нет.

Приведем несколько химических анализов концентратов вкрапленных руд типичных месторождений этой группы (см. табл. 8). Образцы № 58, 453, 424 и 164 относятся к месторождению № 17—18 (табл. 8).

Таблица 8

Анализы концентратов вкрапленных руд из месторождений № 17—18, 19 [1]

Компоненты	М-ние № 17—18, обр. № 58	М-ние № 17—18, обр. № 453	М-ние № 17—18, обр. № 424	М-ние № 17—18, обр. № 164	М-ние № 19, обр. № 141
SiO_2	5.52	2.28	3.66	7.62	3.93
Al_2O_3	18.22	22.54	14.38	8.28	22.21
Cr_2O_3	40.87	41.20	48.26	45.03	37.59
Fe_2O_3	5.17	—	—	21.8	—
FeO	10.07	14.61	15.28	1.81	16.11
MgO	16.75	18.03	15.58	13.18	18.56
Потеря при прокал.	1.53	—	—	5.21	—
Гигр. вода	0.06	—	—	0.12	—
Сумма	98.19	98.66	97.16	102.33	98.40

Как видим из данных анализов, руды довольно сильно вариируют в своем химическом составе. Особенно это касается содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3.

Два анализа за № 58 и 164, поскольку в них имеются раздельные определения железа в виде Fe_2O_3, пересчитаны нами на состав хромшпинелидового вещества (табл. 9).

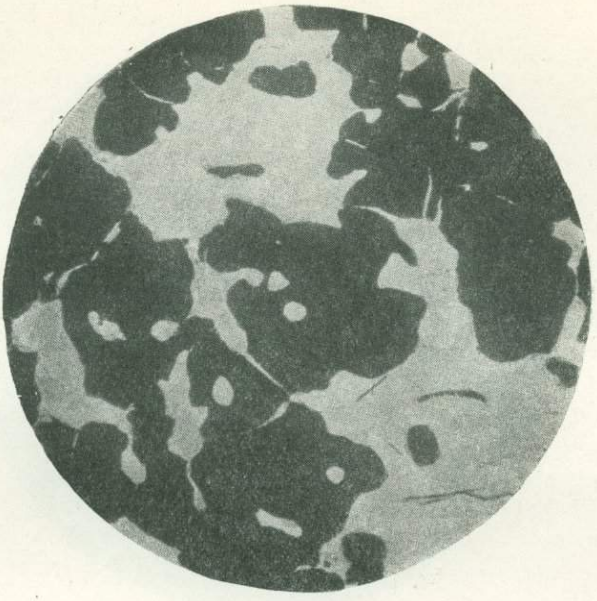
Таблица 9

Данные анализов концентратов вкрапленных руд после пересчета на состав хромшпинелидового вещества

Компоненты	Обр. № 164		Сумма	Обр. № 58		Сумма молек. колич.
	вес. %	мол. колич.	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	
Al_2O_3	4.10	0.040	395	15.20	0.149	447
Cr_2O_3	44.62	0.221		40.57	0.266	
Fe_2O_3	21.44	0.134		5.05	0.032	
FeO	1.63	0.023	138	9.83	0.136	392
MgO	4.58	0.115		10.63	0.256	
R_2O_3:RO	—	—	2.8:1	—	—	

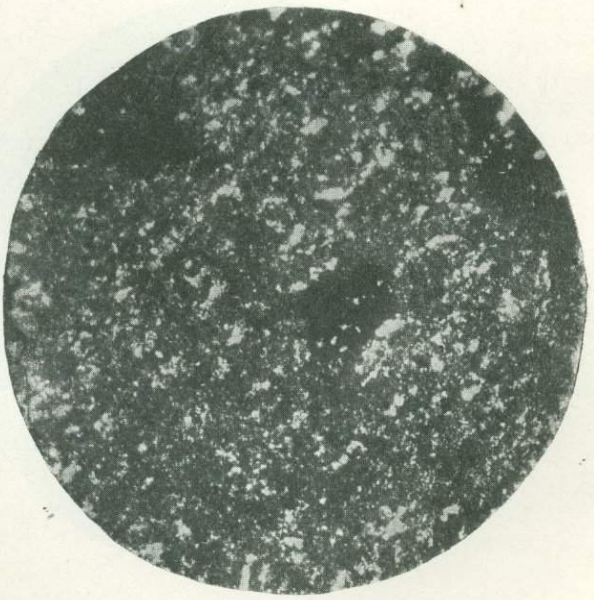
[1] Анализ образца № 58 производился в Химической лаборатории Ломоносовского института Академии Наук СССР; аналитик Лазарев.

Анализ образца № 164 выполнен в Химической лаборатории Института прикладной минералогии в г. Свердловске; аналитик Шейн. Образцы № 453, 424 заимствованы из работ четырех авторов (Г. А. Соколов и др., 1936).



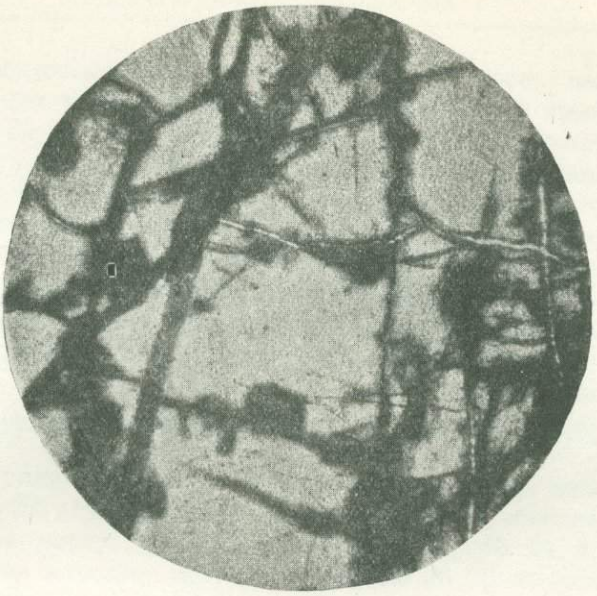
Фиг. 32. Структура вкрапленной руды

Черное — хромшпинелид; светлое — хлорито-серпентиновый аггрегат. Снято в проходящем свете. Увелич. 11



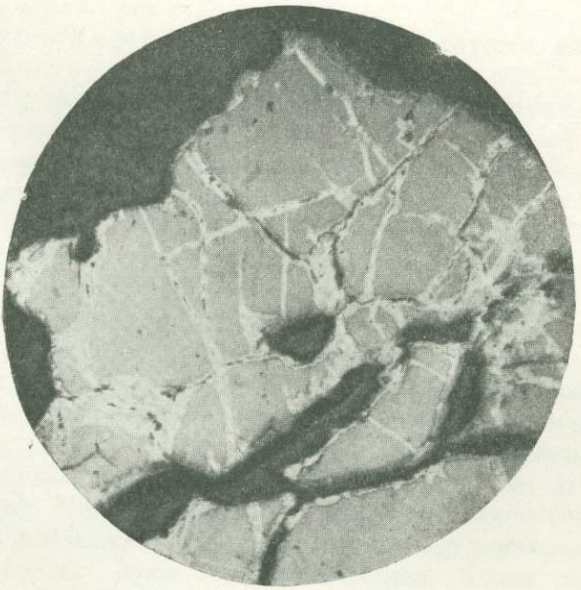
Фиг. 33. Вторичные образования просвечивающих в проходящем свете хромшпинелидов (темносерое)

Светлое — зерна хлорита; черное — остатки метаморфизованных зерен. Увелич. 11



Фиг. 34. Начальная стадия изменения хромшпинелида

Светлосерое — первичный, хорошо просвечивающий хромшпинелид; черное — метаморфизованные участки хромшпинелидовых зерен. Снято в проходящем свете на панхроматической пластинке. Увелич. 11



Фиг. 35. То же, что и на фиг. 34, но снято в отраженном свете с полированного шлифа

Светлые прожилки — метаморфические каймы среди главной неизмененной массы хромшпинелида (серое); черное — серпентин. Увелич. 11

Данные микроскопии показывают малую степень изменения хромшпинелидов. Это хорошо иллюстрируется и данными химических анализов образцов № 453, 424 и особенно образца № 58, который по своему типу отвечает главной массе вкрапленных руд. Соотношение $R_2O_3 : RO = 1.1 : 1$, что вполне подтверждает данные микроскопического изучения руд.

Образец № 164 взят из небольшого гнезда руды, заключенного в серпентиновую породу. Как уже указывалось выше, руды таких гнездышек, как правило, бывают сильно метаморфизованы. К такой разности как раз и относится наш образец. Лучшим подтверждением метаморфизма хромшпинелидов является соотношение $R_2O_3 : RO$ (2.8 : 1).

Метаморфические явления в месторождениях третьей группы

К этой группе мы отнесли небольшие по объему месторождения за № 15, 14 и 23. Расположены они на окраинах нашего массива (см. Геологическую карту, фиг. 2). Месторождения № 14 и 15 находятся в южном конце массива, месторождение же № 23 на северном участке вблизи контакта серпентинитов с гранитами.

Руды месторождений № 14 и 15 представлены массивной крупнозернистой рудой. Под микроскопом в проходящем свете значительная часть рудных зерен просвечивает вишнево-красным цветом. Часто наблюдаются идиоморфные зерна хромшпинелидов. Из нерудных минералов встречается хлорит, редко — карбонаты.

Месторождение № 23 характеризуется следующими особенностями:

а) в рудном теле нередко наблюдается смена крупнозернистых участков мелкозернистыми;

б) в неправильных коротких трещинах и в пустотах среди рудных аггрегатов развито большое количество зеленого хлорита; местами руда даже имеет характер брекчий, сцементированных хлоритовым аггрегатом.

Сильнометаморфизованные разности руд с образованием обильных включений хлоритов здесь встречаются редко. Макроскопически это — исключительно плотная руда, состоящая из мелких зерен хромшпинелидов. Блеск рудных зерен матовый, причем среди сплошной («сливной») руды имеются участки среднезернистой руды. Микроскопические наблюдения показывают, что первичные хромшпинелидовые зерна подверглись значительному разъеданию, местами растворению, причем плотные, уцелевшие от коррозии, части зерен в проходящем шлифе почти совершенно не просвечивают. На месте растворенных частей зерен возникают характерные новообразования рудных зерен, представляющих собою мелкозернистый аггрегат зерен хромшпинелидов, снова просвечивающих коричневым цветом и небольших количеств хлорита (фиг. 33).

Главная же масса руды представлена слабометаморфизованными рудами. Под микроскопом они представляют собой крупнозернистый аггрегат идиоморфных зерен хромшпинелидов размерами от 1.5 до 3 мм в поперечнике. Участки между зернами хромшпинелидов заняты аггрегатом

хлорита, местами — антигорита. Изредка встречается рутил. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают красно-оранжевым цветом и характеризуются явлениями слабого метаморфизма вдоль трещин (фиг. 34). Это начальное изменение особенно хорошо наблюдается в отраженных шлифах при рассматривании с иммерзионным маслом (фиг. 35).

Таким образом, мы наблюдаем здесь перекристаллизацию продуктов метаморфизма хромшпинелидов. Морфологически этот процесс похож на замещение, которое начинается с периферии метаморфизованных участков хромшпинелидов. Это хорошо наблюдается в шлифах образца № 21.

Из нерудных минералов большей частью присутствует хлорит. Встречаются также тремолит и иддингсит в виде листочков и пачек листочков, во многом аналогичных биотиту. Располагаются они в трещинках, выполненных хлоритом и серпентинитом.

Итак, оптическое исследование руд данной группы показывает, что:

1) наибольшая масса руды слабо метаморфизована;

2) в измененных рудах (месторождение № 23) наблюдаются более сложные явления метаморфизма: в первой стадии происходит изменение первичных хромшпинелидов и затем перекристаллизация последних в мелкозернистый аггрегат зерен хромшпинелидов, просвечивающих коричневым цветом;

3) среди нерудных минералов в метаморфизованных рудах, кроме хлорита и антигорита, встречаются единичные зерна тремолита и иддингсита.

В нашем распоряжении имеется три анализа хромшпинелидов из месторождения № 23 и один из месторождения № 14 (см. табл. 10).

Два анализа (№ 100 и 21), поскольку в них определено раздельно окисное и закисное железо, пересчитаны нами на состав чистого хромшпинелидового вещества. Цифры после пересчета приведены в табл. 11.

Результаты анализов образцов №№ 435, 100, 448 в табл. 10 указывают на высокое содержание Al_2O_3 (до 26.6—27.9%) в рудах месторождений № 23 и 14.

Как можно видеть из соотношения $R_2O_3 : RO = 1.1 : 1$ (образец № 100), хромшпинелиды метаморфизованы сравнительно слабо.

Что касается образца № 21, то химические данные показывают, что здесь, повидимому, при метаморфизме имел место существенный вынос глинозема, на что указывает также резкое отклонение соотношений $R_2O_3 : RO$ (1.5 : 1) от нормального.

Тот факт, что месторождение № 23 располагается вблизи контакта нашего массива с гранитным, до некоторой степени позволяет предполагать, что метаморфизм руд, проявившийся в отдельных участках этого месторождения, мог быть обусловлен циркуляцией гидротермальных растворов, генетически связанных с гранитной интрузией.

В отношении метаморфизма хромшпинелидов интересны также руды месторождения № 26, в котором встречен весьма оригинальный по структуре хлорит.

Таблица 10

Химические анализы хромшпинелидов месторождений № 23 и 14 (в %)[1]

Компоненты	Месторождение № 23			Месторождение № 14
	обр. № 435	обр. № 100	обр. № 21	обр. № 448
SiO_2	2.48	2.48	7.79	0.92
Al_2O_3	26.88	27.90	14.86	21.72
Cr_2O_3	39.97	39.90	40.31	48.66
Fe_2O_3	—	4.97	3.76	—
FeO	13.72	8.23	11.50	14.15
MgO	16.68	16.33	17.14	14.05
TiO_2	—	—	0.15	—
MnO	—	0.20	0.22	—
CaO	—	—	Нет	—
Потеря при прокал.	0.46	1.27	2.52	0.50
Сумма	100.19	101.28	98.25	100.00

Таблица 11

Данные химических анализов месторождений № 23 и 14 после пересчета на состав хромшпинелидового вещества

Компоненты	Обр. № 100		Сумма молек. колич.	Обр. № 211		Сумма молек. колич.
	вес. %	молек. колич.		вес. %	молек. колич.	
Al_2O_3	26.54	0.260	547	10.58	0.104	455
Cr_2O_3	39.77	0.261		49.89	0.328	
Fe_2O_2	4.22	0.026		3.58	0.023	
FeO	8.12	0.113	450	11.16	0.155	365
MgO	13.53	0.337		8.43	0.210	
R_2O_3:RO	—	—	1.2:1	—	—	1.5:1

Месторождение расположено в полосе сильно смятых серпентинитов, среди которой наблюдаются брекчированные участки. Динамическим воздействиям подверглись и рудные тела. За это говорят зеркала скольжения, наличие трещин с перетертой хлорит-серпентинитовой массой.

[1] Анализы № 435, 448 взяты из работы четырех авторов (Г. А. Соколов и др., 1936). Анализ № 200 выполнен в лаборатории Института прикладной минералогии в г. Свердловске. Аналитик Шейн. Определение FeO производилось в лаборатории ЦНИГРИ.

Анализ № 21 выполнен в лаборатории Ломоносовского института Академии Наук СССР. Аналитик Лазарев.

Руда плотная, с относительно небольшим содержанием включений хлоритовых минералов. Жилообразное тело вытянуто в северо-западном направлении и круто падает на восток.

Микроскопические наблюдения показывают, что руда сильно метаморфизована. Наблюдаются участки замещения хромшпинелидов хлоритом.

Любопытной особенностью для этого месторождения является тот факт, что изменение зерен идет одновременно как из средины, так и с периферии. Некоторые зерна с периферии слабо корродированы, а внутри содержат массу включений хлорита с характерной структурой замещения.

По трещинам в руде выделяется хлорит зеленого цвета, волокнисто-листоватого строения. Длинные хлоритового состава волокна иногда располагаются перпендикулярно к граням зерен. Приводим анализ этого хлоритового минерала.

Анализ хлорита из месторождения № 26

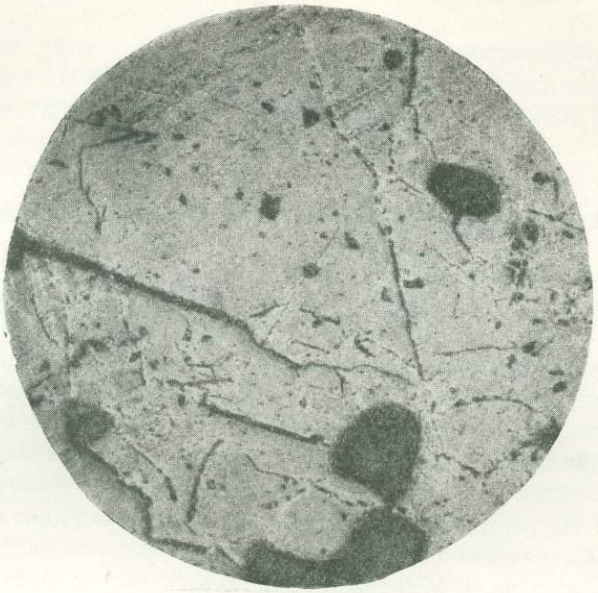
SiO_2	28.12
TiO_2	0.03
Al_2O_2	21.19
Cr_2O_3	2.01
Fe_2O_3	1.63
FeO	0.29
MnO	Следы
CaO	Нет
MgO	33.73
K_2O	0.19
Na_2O	0.41
NiO	0.13
$+H_2O$	12.61
$-H_2O$	0.59
Сумма	100.93

По данным этого анализа, наш минерал относится к группе хромовых хлоритов.

Остановимся вкратце еще на характеристике руд месторождения № 29.

Как уже указывалось выше, тип руд этого месторождения не характерен для массива Верблюжьих гор. Макроскопически руды плотные с характерным металловидным блеском. Под микроскопом в отраженном свете представляют собою мало измененную руду. Зерна хромшпинелидов разбиты тончайшими трещинками, вдоль которых можно наблюдать начальную стадию изменения (фиг. 36).

В проходящем свете рудные зерна просвечивают густокрасным цветом (фиг. 37). Нерудные минералы представлены антигоритом и хлоритом.



Фиг. 36. Сплошной аггрегат хромшпинелида, среди которого заметны начальные стадии метаморфизма вдоль тончайших трещинок

Снято в отраженно свете. Увелич. 11

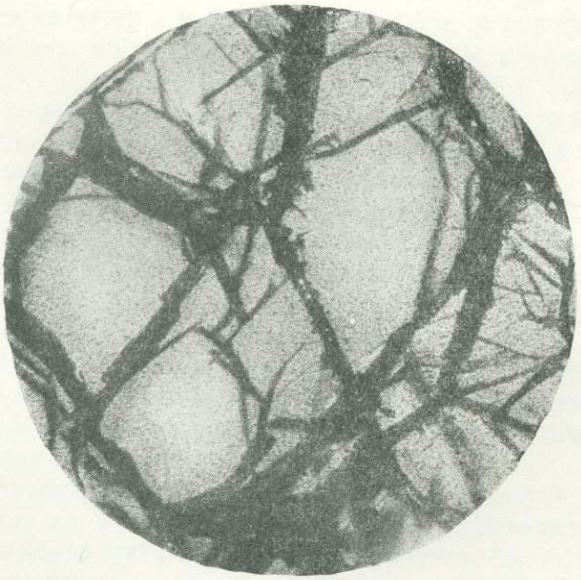


Рис. 37. Слабометаморфизованная руда под микроскопом в проходящем свете

Черное — метаморфизованные участки; светлосерое — просвечивающие части хромшпинелидовых зерен. Снято на панхроматической пластинке. Увелич. 11

Однако, на ряду с мало измененной рудой встречаются и метаморфизованные руды. Макроскопически и микроскопически измененная руда имеет полное сходство с вышеописанными массивными рудами района Верблюжьих гор.

Общее заключение о метаморфизме хромшпинелидов

Из микроскопической и химической характеристики руд всех вышерассмотренных групп месторождений вытекает, что верблюжьегорские руды в главной своей массе испытали сильнейший химический метаморфизм, выразившийся в существенном выносе из состава хромшпинелидов глинозема и магния, за счет чего частично происходит некоторая концентрация хрома и железа. Процессы метаморфизма в различных месторождениях района Верблюжьих гор проявились неодинаково.

Процесс изменения хромшпинелидовых зерен отмечался уже сравнительно давно многими исследователями. Большинство из них объясняют образование темных, непрозрачных кайм в хромшпинелидах как постепенное изменение шпинели-пикотита с переходом ее в «хромит». Остановимся на некоторых взглядах на процесс метаморфизма хромшпинелидов.

Б. П. Кротов (1935) в своей работе по петрографическому исследованию южной части Миасской дачи по этому поводу говорит следующее: «Процесс изменения хромовой шпинели идет следующим образом. Трещины, пересекающие породу по различным направлениям и образующие сеть, разделяют местами на части и зерна шпинели. Затем от периферии зерна и от трещин вглубь ш п и н е л ь и з м е н я е т с я в х р о м и т (разрядка моя. — *С. К.*). При дальнейшем ходе процесса серпентинизации породы шпинель все глубже изменяется в хромит, так что местами неизмененная шпинель сохраняется только в виде зернышка в зерне хромита, в других же местах она исчезает совершенно».

В. В. Аршинов и Б. Л. Меренков (1931), описывая Красноуральские месторождения хризотил-асбеста, указывают, что «пикотит также подвергался влиянию агентов процесса серпентинизации. Влияние этих агентов выразилось в р а с п а д е п и к о т и т а н а х р о м и т и х л о р и т (разрядка моя. — *С. К.*). Распад с параллельными замещениями происходит как по периферии зерен, так и по трещинкам, развивающимся внутри них; процесс идет аналогично серпентинизации в центростремительном направлении до тех пор, пока зерна пикотита не перейдут целиком в хромитовый железняк».

П. М. Татаринов (1929) в своей работе «Останинское месторождение хризотил-асбеста на Урале», основываясь на исследованиях А. Г. Бетехтина, установившего магнитные свойства метаморфизованных участков хромшпинелидовых зерен, принял их за магнетит и считает, что «з а м е щ е н и е п и к о т и т а м а г н е т и т о м (разрядка моя. — *С. К.*) начинается по периферии кристаллов и вдоль трещин, весьма многочисленных и разбивающих кристаллы пикотита на такие же петли, какие свойственны кристаллам оливина. Процесс этот, развиваясь от трещин

в глубь кристаллов, приводит к постепенному замещению их магнетитом нацело».

А. Г. Бетехтин (1933), пожалуй, является первым, расшифровавшим истинную природу этих явлений. При своих исследованиях хромитовых руд Урала и Закавказья он показал, что метаморфизующие серпентиновые растворы «достаточно химически активны, чтобы воздействовать на ряд таких устойчивых в химическом отношении минералов, как хромшпинелиды, некоторые сульфиды и даже минералы платиновой группы». Им установлено, что «метаморфизованные зерна обладают магнитными свойствами. Чем сильнее прошел метаморфизм с развитием хлоритов и серпентина, тем резче ощущаются магнитные свойства». Что касается химической стороны этих явлений, то автор, основываясь на данных Дрессера, отделившего с помощью магнитного сепаратора магнитные части от немагнитных, считает, что метаморфизованные участки зерен хромшпинелидов богаче окисью железа и беднее окисью хрома по сравнению с просвечивающими участками. По автору здесь имеет место типичный пример явлений «цементации».[1]

Л. Фишер (Fischer, 1929) в своей работе «Происхождение хромитовых пород» указывает, что «...черные линии представляют отложения окиси железа, может быть, в виде цемента, вдоль узких или намечающихся трещин в хромите».

Наши исследования в районе Верблюжьих гор, где проявлен сильнейший метаморфизм хромшпинелидов, указывают, что процесс изменения идет гораздо сложнее. В наших рудах при метаморфизме хромшпинелидов ни хромит (в собственном значении этого слова), как это считают одни исследователи, ни магнетит, как утверждают другие, не образуется. В этом отношении заслуживает внимания точка зрения А. Г. Бетехтина о диффузии некоторых элементов при метаморфизме хромшпинелидов с образованием новых минеральных веществ.

Вообще следует сказать, что сам по себе хромит с теоретической формулой ($FeCr_2O_4$) едва ли может быть встречен даже в таких богатых магнезией породах, как перидотиты и дуниты. Он встречается, возможно, только в метеоритах. К сожалению, термин «хромит» применяется многими разведчиками и особенно технологами ко всяким хромовым рудам, с представлением его теоретической формулы ($FeCr_2O_4$), что ведет нередко к недоразумениям. При этом часто не учитывают значительных количеств изоморфных примесей других окислов (Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, ZnO и др.), которые безусловно должны играть существенную роль в технологических процессах (в частности, при получении феррохрома).

Кроме того, повидимому, безусловно должны влиять на ход технологических процессов явления метаморфизма хромшпинелидов, иногда резко преобразующие вещественный состав руд. Поскольку процессы метаморфизма, как установлено нами, могут проявиться зонально в руд-

[1] В том смысле этого слова, как его понимают металлурги, т. е. как диффузию тех или иных элементов в среду данного вещества с образованием твердого раствора или химического соединения.

ном теле, постольку очень важно учитывать при оценке месторождения особенности состава руд. В этом отношении особенно показательными являются данные по Верблюжьегорским месторождениям. Аналитические данные для образцов № 194, 164, 19в, приведенные в табл. 8 и 9, показывают, что при процессах изменения хромшпинелидов происходит существенный вынос не только Al_2O_3, а также MgO. Что касается железа, то оно в наших рудах увеличивается в большинстве случаев в незначительном количестве. Кроме того, соотношения между Fe_2O_3 и FeO для неметаморфизованных и метаморфизованных руд совершенно определенно говорят об окислительном характере процесса. В целях более глубокого познания превращений, происходящих при метаморфизме хромшпинелидов, последние нами подверглись специальному рентгенометрическому исследованию. Особенно интересным является вопрос о том, сохраняется ли при метаморфизме руд кристаллическая решетка хромшпинелидов или образуются новые кристаллические решетки, отвечающие другим минералам.

Исследование производилось методом порошка в Рентгеновской лаборатории ЛИГЕМ Академии Наук СССР Б. К. Бруновским.

Рентгенометрическому анализу подверглись 4 образца:

1) типичный магнетит (для сопоставления);

2) совершенно не измененный хромшпинелид из Халиловского месторождения № 59;[1]

3) частично измененный хромшпинелид (образец № 195 из месторождения № 11 Верблюжьегорского района);

4) сильнометаморфизованный хромшпинелид (образец № 194 оттуда же).

На фиг. 38 приведены полученные Б. К. Бруновским [2] рентгенограммы, расположенные в вышеуказанной последовательности.

Приводим вычисленные Б. К. Бруновским параметры решеток:

1) для типичного магнетита: 8.40—8.41 Å;

2) для хромшпинелида Халиловского месторождения: 8.18 Å;

3) для хромшпинелида частично метаморфизованного (образец № 195): 8.24 Å;

4) для хромшпинелида сильнометаморфизованного не заметно никаких линий; общая сильная вуаль.

Для сравнения приведем, по литературным данным,[3] параметры решеток:

хромит (FeO, Cr_2O_3) [4]: 8.35 Å;

магнезиальная шпинель 8.10 Å.

---

[1] Пересчет химического анализа этого хромшпинелида показал совершенно точное, отвечающее составу шпинели, отношение R_2O_3 к RO. Микроскопическое исследование не показало никаких метаморфических явлений.

[2] Съемка производилась на трубке Хаддинга с железными и медными антикатодами. В последнем случае употреблялся фильтр из Ni. Напряжение 35—45 kV, 15 mA. Exp. до 8 ч. Аппарат «стабиливольт» фирмы Симонс. Камеры изготовления мастерских Физико-технического института в Ленинграде диам. в 5.74 см. Пленка завода № 6 Шостка УССР.

[3] S. Holgersson. Lunds univ. Arskrift, N. F. Avd. 2, 23, № 9, 1927.

Приведем химические анализы наших образцов, подвергшихся рентгенометрическому исследованию (табл. 12).

Таблица 12

№ проб	Месторождения	Данные химических анализов в %						Длина ребра
		Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	R_2O_3:RO	
35	Карьер 59—Халиловское .	61.10	8.47	3.89	10.09	14.64	1:1	8.19Å
195	Верблюжьи горы	46.97	16.45	4.38	10.62	11.53	1.8:1	8.24 Å
194	» »	48.37	6.03	0.62	15.46	7.00	2.5:1	Вуаль
	Ri	0.64	0.57	0.83	0.67	0.78	—	—

Из сравнения данных рентгенометрического анализа вытекает:

1. Размеры решеток наших хромшпинелидов занимают место между размерами решеток чистого магнетита и магнезиальной шпинели.

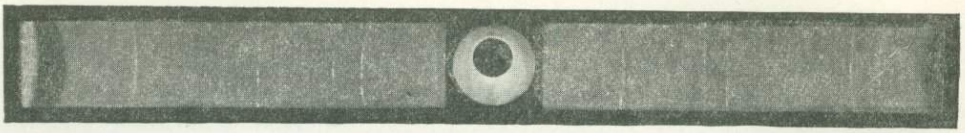
2. Рентгенометрические данные наших образцов указывают, что с возрастанием степени изменения хромшпинелидов наблюдается некоторое расширение решетки.

3. В сильно измененной разности происходит распад кристаллического вещества. По мнению Б. К. Бруновского, получающаяся вуаль обязана аморфному состоянию вещества.

Из этих данных вытекает, что кристаллическая решетка шпинели при метаморфизме нарушается, новообразования не обладают свойствами кристаллического вещества. Точнее выражаясь, в наших условиях экспериментов не удается обнаружить кристаллического строения метаморфизованных хромшпинелидов.

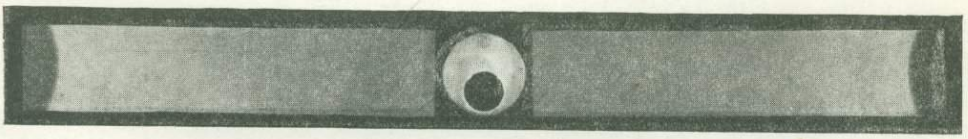
Расширение решетки происходит, вероятно, вследствие того, что при изменении хромшпинелидов, с одной стороны, происходит более значительный вынос глинозема, чем магния, и увеличивается в небольшом количестве содержание железа. Радиус иона вынесенного элемента Al = 0.57 Å, а железа Fe'' — 0.83 Å. Увеличение параметра решетки с повышением железистости шпинели хорошо согласуется с данными рентгенометрических исследований чистого магнетита. В состав магнетита входят, не считая кислорода, только Fe''' и Fe''; соответственно параметр решетки равен 8.40 Å (максимальный в этом ряду). С другой стороны, рентгенометрические анализы магнезиальной шпинели дают параметр, равный 8.10 Å (т. е. наименьший в нашем ряду). И, как раз, решетка этой шпинели слагается элементами с меньшими радиусами ионов (Al = 0.57 Å и Mg = = 0.78 Å).

[4] По всей вероятности, эти данные относятся не к хромиту в собственном значении этого слова, а к хромшпинелиду более сложного состава.

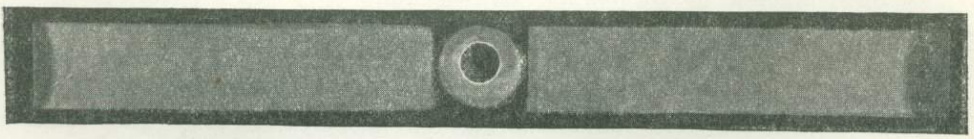


I

II



III



IV

Фиг. 38. Дебаеграммы магнетита и хромшпинелидов

I — дебаеграмма магнетита; II — совершенно свежего хромшпинелида из Халиловского месторождения № 59; III — частично метаморфизованного хромшпинелида из месторождения № 11 Верблюжьих гор и IV — сильно-метаморфизованного хромшпинелида оттуда же. В дебаеграммах I и II отчетливо видны дужки, в III — они в значительной мере затушованы, в IV — вместо линий наблюдается сплошная вуаль

Меньшие параметры решетки наших хромшпинелидов, чем у хромита ($FeO.Cr_2O_3$), объясняются тем, что в исследованные нами минералы входят в качестве изоморфных примесей элементы (Al, Mg) с меньшим, чем у Fe,''' радиусом иона.

4. При изменении хромшпинелидов, как показывают рентгенометрические исследования, не происходит выделения магнетита или хромита, а образуется какое-то аморфное вещество,[1] в результате чего на рентгеновском снимке получается сначала заметная вуаль, а в предельных случаях и полное исчезновение линий (фиг. 38, IV).

Из микроскопических, химических, рентгеноскопических данных следует, что метаморфизм хромшпинелидов представляет собой сложный процесс. При этом происходит переход закиси железа в окись вплоть до образования зерен гематита. Об этом совершенно определенно свидетельствуют соотношения в данных анализов между R_2O_3 и RO. На ряду с этим имеем вынос глинозема и магния.

Обычно в работах, посвященных месторождениям хромитов, приводится классификация хромшпинелидов по Симпсону, Ниггли, Болдыреву. Все эти классификации учитывают лишь минеральные разности неизмененных хромшпинелидов. Поэтому пользоваться ими можно только в тех случаях, когда анализируется не затронутая метаморфизмом руда. Так как при метаморфизме руд происходит существенное изменение в химическом составе хромшпинелидов, благодаря которому рудные зерна теряют структуру шпинели и становятся смесью нескольких минеральных разностей, то, разумеется, пересчеты данных химических анализов на формулу типа шпинели производить нельзя. Было указано, что нередко в одном и том же зерне хромшпинелида можно наблюдать целую гамму различных оттенков в полированных шлифах в отраженном свете. Каждый оттенок цвета отвечает уже какому-то минеральному виду. Также существенным дефектом названных систем классификаций минеральных видов хромшпинелидов, за исключением классификации Болдырева, является то, что ими не учитывается раздельно FeO и Fe_2O_3.

Поэтому для целей установления явлений природного метаморфизма, а также для отнесения неизмененных или мало измененных хромшпинелидов к тому или иному минеральному виду, безусловно, является обязательным раздельное определение закисного и окисного железа. В последнее время методика анализа на закисное железо достаточно хорошо разработана.

При сравнительном изучении вещественного состава неметаморфизованных или мало измененных хромшпинелидов, вполне понятно, можно пользоваться лишь теми диаграммами, при составлении которых учитывается закисное и окисное железо, как это уже, например, применяет в своих работах А. Г. Бетехтин.

---

[1] По указанию Б. К. Бруновского.

Таким образом, обычными химическими анализами тех руд, в которых есть признаки метаморфизма, нельзя определять минеральную разность хромшпинелида на основе указанных классификаций, что не может не затруднять и научно-исследовательские выводы.

V. МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД, НЕПОСРЕДСТВЕННО ВМЕЩАЮЩИХ РУДНЫЕ ТЕЛА

Явления специфического метаморфизма свойственны не только рудным телам, но и вмещающим их породам.

Исключительно интересной особенностью хромитовых месторождений Верблюжьих гор является наличие вокруг рудных тел приконтактовых оторочек, в большинстве случаев состоящих из двух зон: 1) хлоритовой и 2) джефферизитовой, за которыми следует серпентинит.

Подробное описание оторочек помещено в работе четырех авторов (Г. А. Соколов и др., 1936). Здесь мы будем поэтому кратки и опишем оторочки только в той мере, в какой это необходимо для понимания процессов метаморфизма.

Первая, т. е. хлоритовая, зона присутствует почти на всех без исключения месторождениях, джефферизитовая же присутствует лишь в центральной, главной группе месторождений.

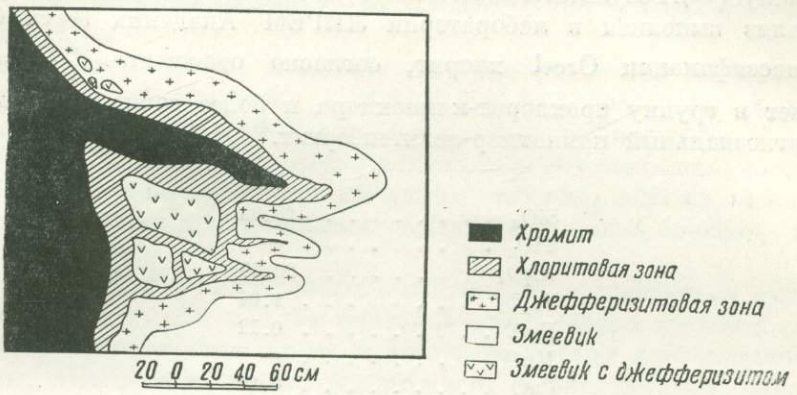
Общая характеристика хлорито-джефферизитовых оторочек

Из приведенных выше зарисовок разрезов № 1, 2, 3, 4, 5 (фиг. 16, 17, 18, 19) видно, что во всех случаях хлоритовая оторочка прилегает непосредственно к рудному телу. К хлоритовой же зоне примыкает джефферизитовая.

Фиг. 39. Приконтактовые изменения в серпентинитах

Характер расположения джефферизита и аморфного зеленого серпентина среди серпентинита. Месторождение № 7—8

Эти две оторочки в указанном порядке следуют, примерно, параллельно контурам рудного тела. Там же, где на поверхности рудных тел присутствуют различные углубления или рудное тело претерпевает пере-



Фиг. 40. Деталь строения измененных боковых пород

Месторождение № 7—8. Нижний северный забой

жимы, мощность хлоритовой и джефферизитовой оторочек значительно возрастает, достигая иногда нескольких метров, как бы компенсируя неровности рудного тела. Резкого контакта между отдельными оторочками проследить нельзя; обычно он постепенный, и материал одной оторочки зачастую проникает в другую. Для хлорита и джефферизита довольно обычным являются неправильные, ветвящиеся жилки различной мощности, выходящие из соответствующих зон и рассекающие не только самые оторочки, но проникающие и на довольно значительные расстояния от рудных тел в массив серпентинитов (фиг. 39). Иногда присутствует еще третья оторочка, представленная темнозеленым серпентином.

В зонах оторочек можно наблюдать отдельные остатки от замещения сильно измененного серпентинита, еще не вполне отвечающего минералогическому составу джефферизитовой оторочки (фиг. 40).

Краткая химико-минералогическая характеристика оторочек

1. Минералогический состав хлоритовой оторочки. Как уже указывалось выше, хлоритовая оторочка прилегает непосредственно к рудным телам. Сложена она из плотной светлосерой породы, то массивной, то сланцеватой. Порода эта мономинеральна и сложена [1] из тонкочешуйчатого хлорита с шелковистым блеском твер-

[1] Нижеследующие данные получены нами еще во время работы 1933/34 г.

достью 1.5—2, показателем преломления Np = 1.568, с низким двупреломлением Ng — Np = 0.008. Плеохроизм отсутствует. Хлорит одноосный или почти одноосный. Оптически положительный. Знак главной зоны: минус (—). Результаты химического анализа хлорита даны на стр. 322.

Анализ выполнен в лаборатории ЛИГЕМ Академии Наук СССР. По классификации Orcel хлорит, согласно отношению $\frac{SiO_2}{R_2O_3} = 2.4$, попадает в группу прохлорит-клинохлора и более точно определяется как магнезиальный клинохлор-лейхтенбергит.

	в %
SiO_2	29.93
TiO_2	—
Al_2O_3	20.20
Fe_2O_3	1.04
FeO	0.72
MnO	—
CaO	0.82
MgO	34.70
NiO	0.16
Потери при прокал.	12.88
Сумма	100.43

2. Минералогический состав джефферизитовой зоны. Большинство хромитовых тел вслед за хлоритовой оторочкой имеет зону, состоящую по преимуществу из минерала яблочно-зеленого цвета с шелковистым блеском, совершенной спайностью по базопинакоиду. При нагревании минерал не разлистовывается. Этот яблочно-зеленый пластинчатый минерал оптически одноосен или почти одноосен и отрицателен. Знак главной зоны: плюс (+). Химический анализ минерала дал следующие результаты:

	в %
SiO_2	37.42
Al_2O_3	11.64
Fe_2O_3	2.46
FeO	0.24
CaO	1.14
MgO	30.51
NiO	0.98
$+H_2O$	7.74
$-H_2O$	7.75
Сумма	99.86

Аналитик Н. Д. Синдеева.

Джефферизитовая зона никогда не прилегает непосредственно к хромитовому телу, а всегда отделяется хлоритовой зоной, хотя бы и самой незначительной мощности.

Даже в тех случаях, где джефферизит содержит обломки хромита, последние покрыты тонкой, в несколько миллиметров мощности, хлоритовой оболочкой.

В полевой период 1935 г. нами специально изучался вопрос о поведении джефферизита на различных горизонтах по глубине и содержании в нем никеля.

Из данных анализов вытекает, что в поверхностных горизонтах происходит сильное колебание в содержании NiO. Особенно она концентрируется на глубинах 10—12 м. На больших глубинах (28—43 м) содержание NiO в джефферизите резко понижается. Это положение согласуется и с макроскопическими наблюдениями: зеленая окраска минерала на глубоких горизонтах становится значительно более бледной, приближаясь к белой.

Выветривание рассмотренных выше оторочек приводит к выделению гидроокислов железа и также марганца в виде тонких пленок и корок и, наконец, к образованию опала и халцедона. Ниже располагаются карбонаты, повидимому, также гипергенного происхождения. Первичная текстура пород при этом, естественно, утрачивается. С глубиной (6—7 м) эта, так называемая «бурая», зона исчезает.

Характеристика вмещающих пород (серпентинитов)

Серпентиниты, являющиеся вмещающими породами, также сильно изменены гидротермальными растворами.

Серпентиниты более глубоких горизонтов (ниже 8—12 м), где уже отсутствует зона выветривания, меньше разрушены, нежели на поверхностной зоне, и обладают буровато-серым цветом до темнозеленого. В породе принимает участие джефферизит. Он, с одной стороны, образует тонкие прожилки в мелкозернистой антигоритовой массе, а, с другой, — находится во взаимном срастании с хлоритом и антигоритом.

По составу и структуре описанную породу, прилегающую к рудным телам, можно охарактеризовать как смешанные антигорито-хризотиловые серпентиниты с хлоритом и джефферизитом. В 5—8 м в сторону от оторочек идут уже серпентиниты, сложенные почти только одним антигоритом.

Из вышеописанного следует, что приконтактовая зона ультраосновных пород, мощностью до 5 м, претерпела в общем сильные изменения, с образованием во многих случаях новых минералов (джефферизит, хлорит).

Имеющиеся у нас анализы образцов пород из приконтактовой зоны расположим в последовательном порядке, начиная от контакта рудного тела (табл. 13).

Микроскопический и химический анализы оторочек и серпентинитов приконтактовой зоны показывают, что:

1) образование оторочек вокруг рудных тел, несомненно, явилось результатом метасоматического изменения серпентинитов при участии гидротермальных растворов;

2) джефферизит занимает по составу промежуточное положение между хлоритом и более нормальным серпентинитом (образец № 861) в отношении содержания SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3;

3) каждая, пространственно следующая от серпентинитов к рудному телу, зона характеризуется возрастающим содержанием Al_2O_3, уменьшением SiO_2 и Fe_2O_3;

Таблица 13

Компоненты	Хлоритовая зона	Джефферизитовая зона	Серпентиниты в 5—8 м от контакта с рудным телом, обр. № 861
SiO_2	29.93	39.40	41.69
Al_2O_3	20.20	12.36	1.37
Fe_2O_3	1.04	2.59	4.10
Cr_2O_3	—	—	0.46
FeO	0.72	0.26	1.10
MgO	34.70	32.13	38.73
CaO	0.82	1.20	0.01
NiO	0.16	1.03	0.28
MnO	—	—	0.07
K_2O	—	—	—
Na_2O	—	—	—
$-H_2O$	—	—	0.61
$+H_2O$	12.86	11.52	—
Потери при прокал.	—	—	11.78
Сумма	100.43	100.49	100.20

4) в джефферизитовой зоне происходит существенное накопление Ni, причем с глубиной содержание этого элемента резко уменьшается. Появление Ni связано с чисто поверхностными процессами. С явлениями выветривания также связано накопление гидроокислов железа, марганца и никеля в так называемой «бурой зоне».

Из изложенного становится совершенно ясным, что оторочки в их первоначальном виде образовались в результате привноса глинозема, обусловившего образование из первичных вмещающих серпентинитов хлорито-джефферизитовых пород.

Поверхностные процессы наложили свой добавочный отпечаток на первичный характер приконтактных зон. В центральной группе месторождений мощность зоны выветривания для них достигает 5—6 м. Любопытно, что наибольшее выветривание происходит на границе между серпентинитами и хлорито-джефферизитовыми оторочками.

Из остальных месторождений района Верблюжьих гор более или менее аналогичное изменение боковых пород, но в сравнительно меньшем масштабе, наблюдается лишь в месторождении № 26. Некоторой особен-

ностью состава хлоритовых оторочек здесь является наличие оригинального асбестовидного хлорита зеленого цвета. Джефферизитовая оторочка выражена слабо. Сам джефферизит имеет голубовато-зеленый оттенок.

В месторождении № 23 метаморфические изменения боковых пород проявлены еще слабее. Здесь мы по существу имеем одну оторочку, сложенную, главным образом, хлоритом и антигоритом, к которым присоединяется в небольшом количестве актинолит.

В месторождениях № 14, 15 и в месторождениях вкрапленных руд хлоритовые оторочки практически отсутствуют. Хлорит встречается лишь в виде примеси среди примыкающих к рудным телам серпентинитовых пород.

Из вышеприведенных данных о приконтактовых изменениях в серпентинитах следует, что эти изменения неодинаково развиты в отдельных месторождениях. Намечается определенная связь степени изменения боковых пород со степенью метаморфизма хромшпинелидов. Так, например, руды месторождений № 23, 14, 15 слабо метаморфизированы, но там отсутствуют совершенно и джефферизитовые зоны и слабо развита хлоритовая зона. Где мощнее развиты эти оторочки, там сильнее произошло и изменение руд. Это особенно ярко выражено в месторождениях центральной группы № 11, 9, 7—8, 30.

Глыбовые останцы серпентинитов, сохранившихся еще незамещенными в массе оторочек, а также развитие джефферизита и хлорита по трещинкам в серпентинитах за пределами оторочек указывают на то, что процесс замещения серпентинитов происходил в момент тектонических нарушений, в результате чего в контакте двух неоднородных по твердости тел получились ослабленные зоны, которые и способствовали циркуляции гидротермальных растворов.

Момент образования оторочек имел место раньше тех наиболее сильных динамических явлений, с которыми связаны крупные разрывы и смещения рудных тел. Этот факт хорошо иллюстрируется в месторождении № 11—12. Рудное тело № 12 является перемещенной частью северного конца рудного тела № 11, что доказывается формой разорванных тел и тем, что по линии смещения серпентиниты сильно смяты и перетерты. Тем самым, казалось бы, была создана благоприятная обстановка для циркуляции гидротермальных растворов с образованием оторочек, но при тщательных полевых наблюдениях мы не находим джефферизито-хлоритовых образований в этой зоне смятия. Это свидетельствует о том, что образование этих оторочек произошло в сравнительно раннюю стадию существования массива ультраосновных пород.

Однако, оторочки не могли сформироваться во время внедрения рудных масс, так как они наблюдаются на таких поверхностях рудных тел, которые явно образовались в результате разрывов уже затвердевших рудных масс, но только разрывов менее сильных, чем только что описанные.

Образование столь мощных оторочек вокруг рудных тел, как это мы имеем для центральной группы месторождений в литературе, поскольку

нам известно, не описано ни для одного хромитового месторождения Союза. Точно так же об этом нет указаний и в иностранной литературе.

Все это заставляет нас считать причиной в данном случае не только обычно привлекаемую серпентинизацию, но искать и дополнительные факторы для объяснения метаморфизма руд и вмещающих пород.

Для более объективного анализа возможных факторов метаморфизма хромшпинелидов мы решили дать также краткую сравнительную характеристику хромитовых месторождений, залегающих в серпентинитовых массивах: Шайдуровском и Гологорском (на Ср. Урале).

VI. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЗМА ХРОМШПИНЕЛИДОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ШАЙДУРОВСКОГО И ГОЛОГОРСКОГО МАССИВОВ

Шайдуровский ультраосновной массив является примером массива с резко проявленным метаморфизмом ультраосновных пород, причем парагенезис метаморфических минералов указывает на то, что агентами метаморфизма здесь в значительной мере являлись отщепления гранитной магмы.

Ультраосновные породы Гологорского массива, наоборот, испытали меньший метаморфизм, причем господствующим метаморфическим минералом здесь является серпентин. Для Гологорки вряд ли можно подозревать участие в явлениях метаморфизма каких-либо кислых интрузий.

Не вдаваясь в детали геологического строения массивов, при описании их сделаем особый упор на вещественный состав руд, в связи с метаморфизмом хромшпинелидов и вмещающих пород.

Шайдуровское месторождение хромистого железняка. Шайдуровский серпентинитовый массив расположен в 30 км к юго-востоку от г. Свердловска, близ Челябинского тракта. Месторождение хромитовых руд открыто еще в прошлом столетии. Никаких документов по прежней разведке и эксплоатации месторождения не сохранилось. Как мертвые документы остались только глубокие карьеры.

В 1934—1935 гг. Шайдуровские месторождения разведывались партией Уральского геолого-разведочного треста. Было пробурено несколько скважин. Часть из них подсекла рудные тела мощностью от 40 см до 8 м. Руда выше среднего качества, с средним содержанием Cr_2O_3: 43—46%. В настоящее время месторождение законсервировано в виду малых запасов. Все категории запасов руд (A + B + C) составляют 12 100 т.[1]

Хромитовые тела разбросаны небольшими группами в различных участках: 1) «Поскотина», 2) «Нижний разрез», 3) «Верхний разрез», 4) «Первый участок», 5) «Второй участок», 6) «Фукситовая яма» и 7) «Кашинский угор». Более крупные из них (2 и 3) залегают в серпентинизированных и карбонатизированных ультраосновных породах и приурочены к северо-западной периферии Шайдуровского массива. Остальные, залегающие в талько-хлоритовых и карбонатных породах, обычно невелики по размерам.

[1] По данным производившего разведку геолога М. Алешина.

При полевых наблюдениях главное внимание мы сосредоточили на более крупных месторождениях данного массива — «Верхний разрез» и «Нижний разрез».

Месторождение «Верхний разрез», около которого были сосредоточены основные работы по механическому бурению, находится в 750 м к югу от дер. Шайдурово. «Нижний разрез» расположен в 500 м от дер. Шайдурово и также довольно интенсивно разведывался.

Формы рудных тел в значительной части обусловлены сбросами. Длина рудных тел колеблется от 10 до 50 м.

Вмещающие породы представлены серпентинитами со значительным количеством карбонатов. В шлифах хорошо наблюдается замещение антигорита карбонатами.

Так как искусственные выработки и естественные обнажения плохо вскрывают соотношения пород, то главное внимание мы сосредоточили на кернах рудных скважин (№ 3, 3а, 4, 7).[1] Скважины № 3, 3а, 7 расположены на одном профиле (фиг. 41, стр. 328).

Здесь, как и в районе Верблюжьих гор, мы отбирали материал для камеральной обработки по двум разрезам, даваемым скважинами № 3 и 3а, вкрест простирания рудного тела (фиг. 41).

Вблизи контакта с рудным телом серпентиниты Шайдуровского массива сильнее карбонатизированы и содержат значительное количество лейст хлорита.

Непосредственно к рудному телу примыкает хлоритовая оторочка небольшой (от 3 до 0.25 см) мощности, она обладает бледнозеленым цветом.

Характерная для месторождения Верблюжьегорского массива джефферизитовая оторочка здесь отсутствует. Рудные тела сложены сплошными аггрегатами хромшпинелидов, в большинстве случаев обладающих слабым блеском.

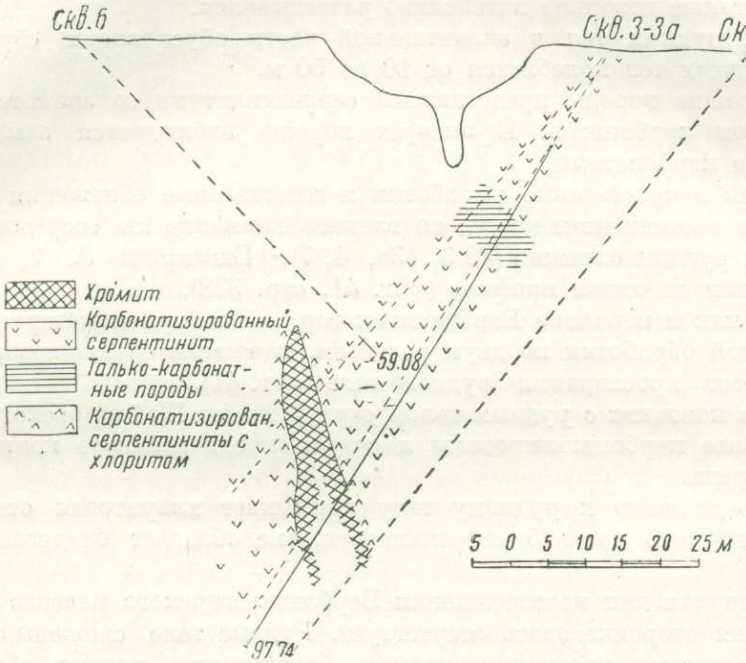
Под микроскопом часто наблюдаются начальные стадии изменений зерен хромшпинелидов, причем здесь, как и на Верблюжьегорских месторождениях, периферические части рудного тела изменены сильнее. Изменение идет, главным образом, по трещинкам хромшпинелидовых зерен. Иногда (очень редко) наблюдаются сильно корродированные зерна хромшпинелидов.

Однако, общая степень метаморфизма хромшпинелидов значительно слабее, чем в Верблюжьегорском районе. Особенно это хорошо наблюдается в образцах из средины рудного тела. Руды эти, как правило, имеют смоляновидный блеск. Под микроскопом в прозрачных шлифах все зерна хромшпинелидов просвечивают оранжево-красным цветом. Лишь местами по трещинам наблюдается самая начальная стадия изменения хромшпинелидов.

Силикатными минералами, как бы цементирующими рудные зерна, являются хлорит, антигорит, карбонаты.

[1] Просмотр кернов в кернохранилище производился с разрешения М. Алешина.

Химические анализы хромшпинелидов приводим в табл. 14. Цифры для окисного железа и для глинозема говорят об общей относительно слабой метаморфизованности руд и о слабо выраженной закономерности в степени метаморфизма от периферических частей рудного тела к центральным частям.



Фиг. 41. Разрез № 1 по скважинам 3, 3-а, 7
Месторождение «Верхний разрез» в Шайдуровском массиве

Анализировались Химической лабораторией Института прикладной минералогии в Свердловске. Аналитик Шейн.

Месторождения, известные под названием «Второй участок», «Фукситовая яма», «Кашинский угор», являются небольшими по размерам и залегают в тальк-карбонатных породах. По содержанию Cr_2O_3 они относятся к нижесредним (36—39% Cr_2O_3). Руды сильно изменены. В зальбандах рудных тел и в самих рудах встречаются часто новообразования (фуксит, хромтурмалин, рутил и др.). Полный список минералов этих месторождений нами приведен в табл. 16, помещенной на стр. 332—333.

Гологорское хромитовое месторождение залегает в массиве, расположенном в 40 км к западу от г. Свердловска и в 3.5 км к востоку от ст. Хромпик. Месторождение открыто в 1867 г. и с тех пор эксплоатируется с перерывами до настоящего времени.

Гологорское месторождение выделяется среди других месторождений Урала крупными размерами рудного тела, высоким качеством руд и относительно слабым метаморфизмом ультраосновных пород, среди которых наблюдаются и несерпентинизированные дуниты.

Таблица 14

Анализы концентратов Шайдуровского месторождения хромитовых руд (в весовых %)

Компоненты	Скв. 7	Скважина 3а					Скважина 3		
		профиль № 1					профиль № 2		
	обр. № 24 глуб. 99.58 м	обр. № 37 глуб. 70.47 м	обр. № 38 глуб. 73.29 м	обр. № 42 глуб. 74.38 м	обр. № 43 глуб. 77 м	обр. № 44 глуб. 79.40 м	обр. № 57 глуб. 60.08 м	обр. № 58 глуб. 64 м	обр. № 59 глуб. 68 м
SiO_2	5.11	3.37	5.50	6.70	2.38	4.65	8.78	9.92	3.60
Cr_2O_3	41.00	46.22	44.83	44.28	41.60	42.96	40.00	43.40	40.80
Al_2O_3	7.30	15.68	12.10	11.91	25.35	17.24	8.62	18.50	24.04
Fe_2O_3	18.38	9.28	7.98	17.20	9.75	10.52	9.91	6.07	3.67
FeO	10.31	9.04	11.56	0.87	3.84	6.99	14.19	11.55	9.96
MgO	15.33	14.97	15.54	15.70	17.44	16.22	15.40	15.43	17.15
Потери при прокал. . .	3.15	1.90	2.94	4.61	0.55	2.39	4.24	1.77	1.73
Влажность . .	0.20	0.03	0.07	0.04	0.02	0.18	0.26	0.02	0.07
Сумма . .	100.78	100.49	100.52	101.31	100.93	101.15	101.40	106.66	101.20

Наши исследования на Гологорском месторождении проводились с той же целью, что и в Шайдуровском массиве, т. е. для сравнения с минеральными образованиями района горы Верблюжьей. Характерной особенностью Гологорского месторождения, отличающей его от обоих вышеописанных месторождений, является наличие здесь вокруг рудных тел следующих зон:

1) хлоритовая зона, аналогичная зоне вышеописанных месторождений, мощностью от 5 до 20 см;

2) за ней следует не везде выдержанная зона распространения светло-зеленого серпентинизированного дунита мощностью около 20 см;

3) следующей по мере удаления от рудного тела является зона черного серпентина.

Эта последняя зона отличается исключительным постоянством и выдержанностью.

Только что названные разновидности метаморфизованных дунитов в зонах вокруг рудных тел заслуживают большого внимания. С одной стороны, они интересны геохимически и минералогически; с другой стороны, они имеют некоторое значение при поисковых и разведочных работах.

Под микроскопом в шлифах из дунитов наблюдается до 5% оливина. Хризотил и антигорит занимают почти равное положение. Самые руды Гологорского месторождения представлены массивной в большинстве

случаев крупнозернистой разностью хромшпинелидов и имеют характерную для хромитов коричневую черту. Среднее содержание $Cr_2O_3 = 45\%$. Материалы для детального изучения по Гологорскому месторождению взяты также по способу профилей, причем использован керн скважины № 22а, пересекшей всю мощность рудного тела.[1]

Под микроскопом в полированных шлифах устанавливается, что гологорские руды испытали меньший метаморфизм. Рудные зерна просвечивают красным цветом, причем здесь, как и в месторождениях Шайдуровского и Верблюжьегорского массивов, хромшпинелиды в образцах из периферических частей рудного тела сильнее изменены. Это хорошо подтверждается и химическими анализами (табл. 15).

Таблица 15

Анализы хромшпинелидов из руд Гологорского месторождения

Компоненты	Скважина № 22а		
	обр. № 4, глуб. 71.52 м	обр. № 5, глуб. 80 м	обр. № 7, глуб. 89.19 м
SiO_2	2.82	1.30	1.68
Cr_2O_3	52.80	49.83	50.03
Al_2O_3	11.86	19.55	16.56
Fe_2O_3	4.34	2.72	8.85
FeO	14.34	11.32	8.61
MgO	12.93	15.00	14.36
Потери при прокал.	1.72	0.77	1.15
Влажность	0.10		
Сумма	100.91	100.49	101.24

Образцы, взятые у контакта, содержат меньше глинозема, больше железа, чем образец из центральной части рудного тела. Здесь также наблюдаются явления, аналогичные верблюжьегорским, но общее изменение хромшпинелидов проявлено значительно слабее. Таким образом, наши наблюдения указывают, что Гологорское месторождение, а также вмещающие его породы не испытали такого сильного метаморфизма, как на Верблюжьей и Шайдурово, и не содержат тех специфических минералов для месторождения, которые указаны для месторождений Верблюжьих гор и Шайдуровского массива.

Для полноты картины интересно сопоставить минералогию месторождений Верблюжьегорского и Шайдуровского массивов.[2] Гологорское

[1] Просмотр керна в кернохранилище производился с разрешения геолога Н. М. Аксенова.

[2] Большинство минералов пород Шайдуровского массива и рудных тел заимствовано из отчета, находящегося в фондах УРАЛГЕОМИНа: Парагенезис минералов хромитовых месторождений. Рукопись, 1934.

месторождение с этой точки зрения особого интереса не представляет.

В табл. 16 выписаны все главнейшие минералы Верблюжьегорских и Шайдуровских месторождений, причем раздельно указаны минералы в породах массивов, в рудах и в оторочках вокруг рудных тел.

Таблица показывает, что Шайдуровский массив является примером резкого метаморфизма ультраосновных пород, причем парагенезис новообразованных минералов (фуксит, турмалин, тальк, тремолит, актинолит, антофиллит и др.) указывает на то, что агентами метаморфизма, повидимому, являлись отщепления гранитной магмы. Несмотря на резкость метаморфизма вмещающих пород, главные рудные залежи все же метаморфизованы значительно меньше верблюжьегорских.

В Верблюжьегорском массиве такие минералы, как фуксит, хромовый турмалин, антофиллит, отсутствуют, другие же, как тальк, актинолит, карбонаты, встречаются в значительно меньших количествах. Хлоритовая зона около рудных тел в Верблюжьегорском районе несравнимо мощнее, чем в Шайдуровском массиве, и характеризуется несколько иным составом.

Джефферизитовая зона имеется только около рудных тел Верблюжьегорских месторождений.

Все это указывает на то, что агенты метаморфизма этих двух массивов и их рудных тел были различными как по своему составу, так и по источнику.

После сравнительного обзора метаморфизма хромитовых руд в массивах Верблюжьих гор, Гологорском и Шайдуровском попытаемся дать краткие выводы о факторах и условиях метаморфизма руд Верблюжьегорских месторождений.

VII. ВЫВОДЫ

1. Ультраосновная магма в начале варисцийского цикла интрудировала в нижне-карбоновую осадочно-вулканическую толщу, образовав падающую на восток межпластовую интрузивную залежь — перидотитовый массив горы Верблюжьей, среди которого, вероятно, были обособлены и дунитовые участки.

2. Рудные тела в перидотитовом массиве сформировались в результате инъекции остаточного рудного расплава. Приуроченность главных рудных тел к дугообразному изогнутию массива говорит о том, что остаточные рудные расплавы использовали для своих продвижений наиболее ослабленные зоны почти остывшего к этому времени массива, возникшие при его изгибании.

Генезис хромшпинелидов горы Верблюжьей разобран в работе четырех авторов (Г. А. Соколов и др., 1936).

3. После формирования рудных тел произошло внедрение в породы ультраосновной интрузии габбро-диоритовых дифференциатов вдоль трещин того же направления, что и трещины, занятые рудными телами. Диоритовые дайки расположены вблизи центральной группы рудных тел и вытягиваются параллельно последним.

Таблица 16

Сравнительная таблица минералов Верблюжьегорского и Шайдуровского массивов

Наименование минералов	Верблюжка			Шайдурово		
	массив	руда	оторочка вокруг рудных тел	массив	руда	оторочка вокруг рудных тел
Оливин	Встречен в шлифах на глубине 20—30 м	Нет	Нет	Встречается только в плотных серпентинитах «Нижнего» и «Верхнего» карьера в небольшом количестве	Нет	Нет
Пироксен	Наблюдаются только псевдоморфозы по нему	»	»	Не встречается	»	»
Антигорит	Главный минерал массива	Очень редок	Единичные листочки в джефферизитовой зоне	Главный минерал нормальных серпентинитов	Встречается часто	»
Хризотил	Мало распространен	Не встречается	Нет	Очень редок	Нет	»
Хлорит	» »	Главный нерудный минерал в цементе хромшпинелидов	Целиком слагает первую оторочку от рудного тела; мощность от 2 мм до 1.5 м	Очень распространен; в массиве имеются тальково-хлоритовые сланцы	Встречается в цементе руды, составляя около 40% силикатной части	Слагает первую оторочку от рудного тела очень малой мощности от 2 мм до 2 см
Джефферизит	Редок	Редок, спорадически	Слагает первую оторочку рудного тела мощностью от 5 мм до 0.5 м	Нет	Нет	Нет
Тальк	Мало распространен. Встречается, главным образом, вблизи гранитов и их дериватов	Нет	Нет	Сильно распространен, имеются тальково-хлоритовые сланцы, а также часто встречается в ассоциации с карбонатами и антигоритом	Не наблюдался	Не наблюдался
Уваровит	Нет	В трещинах совместно с хлоритом	»	Встречается в тальково-хлоритовых сланцах	Часто в пустотах хромита	—

Рутил	»	Единичные кристаллы в ассоциации с хлоритом	»	Не наблюдается	Часто в ассоциации с хромтурмалином и фукситом	—
Ильменит	Единичные кристаллы	Встречен в пустотах рудных тел	»	Не наблюдался	Не встречен	Нет
Хромовый турмалин	Не встречен	Не встречен	»	—	Довольно часто в ассоциации с фукситом, турмалином и хлоритом	Нет
Турмалин	Встречен в актинолитовых сланцах в одной из дудок	Нет	»	—	По трещинкам в руде вместе с фукситом, хлоритом, хромовым рутилом	—
Фуксит	Не встречен	Не встречен	Не встречен	Редко в талько-хлоритовых сланцах	Встречается почти во всех рудных телах; большое количество наблюдается в рудах, залегающих в талько-карбонатных породах. Встречается в ассоциации с рутилом и родохромом	Нет
Актинолит	Вблизи гранитов на северном участке в малом количестве	—	Вокруг жил плагиаплитов мощностью 0.5 м	В контакте с гранитами и жильными телами имеются сравнительно мощные полосы актинолитовых сланцев	—	—
Тремолит	Вблизи гранитов в незначительном количестве	—	—	В контакте с жильными телами в небольшом количестве; редок в массиве	—	—
Антофилит	Не встречен	Не встречен	Не встречен	Встречается в хлорито-актинолитовых породах	—	—
Карбонаты	Сравнительно в малом количестве	—	—	Распространены сильно, главным образом кальцит; всегда встречаются вместе с хлоритом и актинолитом. Кроме этого имеются отдельные участки тальково-карбонатных пород	В руде до 5%	—
Апатит	Редко в ассоциации с актинолитом в оторочках вокруг плагиаплита	—	—	Часто в актинолито-хлоритовых сланцах	—	—

В последующие фазы и хромитовые тела, и диоритовые дайки одинаково участвовали в тектонических передвижках, широко развитых в перидотитовом массиве.

4. Метаморфизм хромшпинелидов представляет сложный химический процесс, при котором происходит: а) переход двухвалентного железа в трехвалентное, о чем совершенно определенно свидетельствуют соотношения между FeO и Fe_2O_3; б) существенный вынос из хромшпинелида глинозема и магнезии; в) переход части вещества хромшпинелида в коллоидное или скрытокристаллическое состояние. Изредка в продуктах метаморфизма наблюдаются новообразования гематита.

5. Метаморфизм хромитовых руд с сопутствующими ему изменениями боковых пород произведен гидротермальными растворами. В условиях Верблюжьегорского массива имели место три последовательных этапа гидротермальных процессов: а) гидротермальная деятельность, связанная с самой ультраосновной интрузией; б) гидротермальная деятельность, связанная с внедрением габбровых и диоритовых даек, и в) гидротермальная деятельность, связанная с гранитной интрузией.

Наиболее активно проявилась гидротермальная деятельность в районе расположения главного рудного участка; там же располагаются, главным образом, диоритовые дайки.

6. Гидротермальные растворы самой ультраосновной интрузии, захватившие своим метаморфизующим действием всю интрузию в целом, обусловили только начальную серпентинизацию ультраосновных пород и начальную стадию изменения хромшпинелидов, подобно тому как это наблюдается в рудах Гологорского массива, массивов Крака и Халиловских месторождений, в которых руды метаморфизованы значительно слабее, чем руды центральной группы Верблюжьегорских месторождений.

Действием этих растворов нельзя объяснить той высокой степени метаморфизма, которая имеется в рудах и вмещающих породах Верблюжки.

7. Гидротермы гранитной интрузии, внедрившейся после завершения всех процессов, связанных с магматической и постмагматической деятельностью ультраосновного массива, обусловили появление актинолита, талька и хлорита массивов, расположенных вблизи гранитного интрузива, а также произвели дополнительную серпентинизацию и силификацию.

Мы не наблюдаем сколько-нибудь серьезно проявившихся процессов метаморфизма в хромшпинелидах, обязанных воздействию дериватов кислой интрузии.

В изученном нами Шайдуровском перидотитовом массиве, где также непосредственно контактирует гранитный массив, мы также не обнаруживаем столь серьезных метаморфических проявлений в рудных телах, какие имеют место в главном рудном поле массива Верблюжьих гор.

8. Нам представляется, что наиболее активным фактором метаморфизма хромшпинелидов (и диоритов) явились пневмато-гидротермальные

растворы, связанные с габбро-диоритовыми дифференциатами глубинного ультраосновного очага, представителями которых в районе центральной группы месторождений горы Верблюжьей являются диоритовые дайки.

Наличие в ультраосновных массивах основных дифференциатов (габбро и диоритов) еще не всегда влечет за собой сильный метаморфизм как самих ультраосновных пород, так и руд (таким примером может служить ультраосновной хромитоносный Хабарнинский массив, где широко развиты породы группы габбро и где нет тех резких проявлений метаморфизма хромовых руд, какие наблюдаются в месторождениях горы Верблюжьей).

Образование в диоритах горы Верблюжьей таких вторичных автометаморфных минералов, как гастингсит и канкринит, указывает на особый состав соответствующих растворов и их повышенную химическую активность. Именно действию этих растворов обязаны, по нашему мнению, вынос из хромшпинелидов Al, образование мощных метасоматических оторочек вокруг рудных тел путем замещения первичных силикатов минералами хлоритовой группы и автометаморфизм самых диоритов. [1]

9. Тектонические передвижки существовали и после образования минералогических комплексов, связанных с деятельностью эпимагматической гидротермальной фазы. За это говорит ряд сбросов и сдвигов, проходящих через рудные тела, причем по плоскостям этих перемещений мы уже не имеем хлоритовых и других образований.

10. При процессах метаморфизма получается естественное обогащение руд хромом за счет выноса глинозема. Особенно это бывает выражено обычно в периферических частях рудных тел. Обогащение идет до определенных пределов степени метаморфизма; при чрезвычайно сильном метаморфизме содержание окиси хрома понижается, резко увеличивается содержание железа и руда становится нерентабельной. Но такие случаи метаморфизма редки; наблюдаются они в маломощных рудных телах.

11. При изучении вещественного состава хромитовых руд, при опробовании месторождений, а также при обработке руд необходимо учитывать степень метаморфизма хромшпинелидов, так как при этом процессе происходит сильное изменение цифр содержания отдельных окислов, что не может не влиять на поведение метаморфизованных руд при технологических процессах.

---

[1] Высказанное автором мнение является далеко не бесспорным. В ряде месторождений хромита, в частности в некоторых месторождениях Закавказья, наблюдается не менее сильный метаморфизм хромшпинелидов с образованием хлорито-серпентиновых оторочек, однако ни прямой, ни косвенной связи этих явлений с какими-либо жильными дериватами ультраосновной магмы установить не удается. Наоборот, почти всюду устанавливается их связь с процессом серпентинизации ультраосновных пород.— *Примеч. ред.*

S. A. KASHIN

METAMORPHISM OF CHROMSPINELIDES IN THE "VERBLYUZHI GORY" (THE CAMEL MOUNTS) DEPOSITS IN THE SOUTH URAL

SUMMARY

1. The intrusive body of the ultrabasic rocks under the name „Verblyuzhi Gory" is situated about 150 km to the east from Magnitogorsk. It chiefly consists of peridotites (harzburgites) and in smaller degree of the gabbro rocks. This body beds amid the metamorphic series of the lower Carboniferous in form of a powerful sill intrusion dipping to the east.

The rocks composing this body are considerably altered (serpentinized), in some places crumpled and divided into layers. In the north this body borders upon the granitic intrusive body of younger age. In the contact with the latter there is observed a sharply expressed silification of serpentinites. The metamorphism of the diorite dykes situated near the chief ore bodies renders a particular interest. They display a formation of the alkaline hornblende (hastingsite) and cancrinite.

2. The chief ore bodies are associated with the foldlike bend of the peridotite body, directed by its convex part eastward. The later tectonic distortions have broken the ore bodies into the separate blocks. The initiary form of these ore bodies was apparently lens-like; the thickness of the ore bodies reaches 15 metres.

The ore mass is represented by massive chromspinelides. The boundaries with the surrounding rocks are sharp. The silicates are represented chiefly by chlorite in form of finely grained aggregates. Besides, the excelent druses of coarsely crystalline formations of chlorite, sometimes of uvarovite, geikielite and other minerals are found in the fissures.

3. The characteristic peculiarity of these deposits is the presence of metamorphic shells around the ore bodies represented by the chlorite aggregates. In some deposits the chlorite shell is followed by a jefferisite lining gradually replaced by the wall rock (serpentinite). Total thickness of these linings reaches one metre and more.

4. The systematical study of the ore body structure with correlation of chemical analyses and microscopical investigations has shown a very interesting picture of the disposition of separate zones in an ore body. It was stated with complete certainty that the peripherical parts of the most of ore bodies are metamorphosed, the degree of metamorphism decreasing towards their central parts.

5. The most essential metamorphic alterations of chromspinelides are as follows. During the initial stages of metamorphism of chromspinelides the ferrous oxide changes into the ferric oxide. Spinelides become opaque in the thin sections. Thus, the quantity of the trivalent components in spinelides is sharply increasing. Therefore, the crystalline lattice of spinelide is naturally disturbed. Alumina contained in chromspinelides gets free of the connections with the crystallic lattice and reacts with the

serpentine solutions forming chlorite in shape of finely grained aggregates. During this process the grains of chromspinelides are intensely corroded and partly replaced by chlorite.

The chemical analyses of the ores ground and fractioned by means of hydraulic classificator entirely support that alumina is carried out from the chromspinelide substance. The same was observed with magnesia.

The Röntgen ray investigations show that at the moment of the oxidization of chromspinelides the crystallic lattice of mineral is actually disturbed. The metamorphosed chromspinelides behave in the X rays as colloides.

The described phenomena of metamorphism of spinelides are distinctly observed both in the thin sections and in polished sections. In the thin sections it is possible to see that metamorphism (expressed in the streak by appearance of the dark opaque parts) is developed beginning from the periphery of grains and then along the fissures inside the grains. In the polished sections these phenomena are seen particularly distinctly when they are examined with the immersion oil. In the reflected light the metamorphosed parts look naturally light. In the cases, when metamorphism displays particularly sharply, the finest grains of hematite appear, proving that the trivalent iron free of the crystalline connections is able to produce independent formations.

The investigations of the physical properties of ores showed an obviously encreased magnetism of metamorphosed ores.

Due to the partial departure of alumina and magnesia the contents of the chromium oxide in chromspinelides increases several per cents.

6. The formation of the chlorite and jefferisite linings around the ore bodies is genetically closely associated with the metamorphism of ores. The author was able to show that the more were the ores metamorphosed, the greater was thickness of these linings and vice versa.

7. The similar phenomena have been studied by the author in Shaidurovo and Gologorka chromite deposits in the middle Ural. The first of them displays sharply expressed hydrothermal processes genetically associated with a later granitic intrusion. But the metamorphic phenomena are expressed here not so strong as in the Verblyuzhi Gory region. In the deposit Gologorka a big ore body beds amid dunite, which is not so intensely serpentinized as in the Verblyuzhi Gory region. The metamorphism of chromspinelides and the alteration of the wall rocks are, therefore, also insignificant.

8. The metamorphism of chromspinelides accompanied by the alteration of the surrounding rocks is undoubtfully genetically associated with the later hydrothermal activity. The comparative study of the described phenomena in different plutonic bodies shows, that there is no necessity to associate this activity with any superposition of the acid magmas. The metamorphism of the chromspinelides is rather due to the process of serpentinization of the ultrabasic rocks. The metamorphism of the diorite dykes in the Verblyuzhi Gory region is apparently due to the same process.

ЛИТЕРАТУРА

Русская

Аршинов В. В. и Меренков Б. Я. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста (Ср. Урал). Тр. Инст. прикл. минер., вып. 45, 27, 1931.
Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. Зап. Ленингр. горн. инст., 8, 1934.
Болдырев А. К. Курс описательной минералогии, вып. 3, 1935.
Вахромеев С. А. Хромиты (хромшпинели) Урала и их классификация. Свердлгиз, 1935.
Горностаев Н. Н. Геологическое исследование в Полтавском районе на Юж. Урале. Тр. Всесоюзн. геол. разв. объед., вып. 270, 1933.
Кротов Б. П. Петрографические исследования южной части Миасской дачи. Тр. Об-ва ест. Каз. универс., **47**, вып. 1, 1915.
Лодочников В. Н. Серпентин и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы. Проблемы советской геологии, № 5, 1933.
Соколов Г. А., Вахромеев С. А., Кашин С. А., Синдеева Н. Д. Геолого-геохимическое исследование массива на горе Верблюжьей. Изд. СОПС Академии Наук, М., 1936.
Татаринов П. М. Останинское месторождение хризотил-асбеста на Урале, Л., 1929.

Иностранная

Fisher L. Origin of Chromite rocks. Econ. Geol., 1929, **24**, № 7, 691—721.
Niggli P. Z. Krist., 1924, **60**, 329—331.
Simpson E. Miner. Mag., 1920, **19**, 99—106.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. Н. КНИПОВИЧ

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Полный химический анализ хромшпинелидов с целью определения минерального вида характеризуется некоторыми особенностями и представляет собой довольно сложную задачу.

Особенное значение для этих целей имеет количественное определение закисного железа на ряду с окисным, так как теперь твердо установлено, что железо в хромшпинелидах присутствует в том и другом виде. Эти определения нужны не только для того, чтобы минералоги могли рассчитать химические формулы интересующих их минеральных видов, но также и для того, чтобы определить степень метаморфизма этих минералов. В последнее время благодаря полным химическим анализам удалось показать, что хромшпинелиды при процессе серпентинизации ультраосновных пород подвергаются некоторому химическому изменению. Эти изменения выражаются, главным образом, в том, что значительная часть закисного железа при этом переходит в окисную форму, подобно тому, как это имеет место при окислении магнетита с превращением его в мартит.[1]

Из химических компонентов, входящих в состав хромшпинелидов, главными являются следующие: Cr_2O_3, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO и MgO. В незначительных количествах могут присутствовать: TiO_2, MnO, ZnO, NiO, CoO, P_2O_5, V_2O_5.

За счет посторонних примесей в хромшпинелидах, кроме того, могут присутствовать: SiO_2, CaO и H_2O. Наконец, парагенетически с хромшпинелидами в тесном срастании с ними могут находиться и минералы элементов платиновой группы и изредка золота.

Само собой понятно, что для минералогических целей материал, взятый для полного химического анализа, по возможности должен быть свободен от примесей посторонних минералов. С этой целью обычно прибегают к предварительному механическому анализу с помощью гидравлических классификаторов или с помощью тяжелых жидкостей.

Вначале нами дается характеристика качественной пробы на хром и методика частичного количественного анализа на хром и валовое

[1] Подробнее об этом см. работы А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина.

железо, а затем излагается полный химический анализ хромшпинелидов. Количественному анализу хромшпинелидов предпосылается небольшая глава, касающаяся методов разложения этих минералов. Последней главой является «Опробование хромитов на платину, золото и другие благородные металлы»; она написана Б. Г. Карповым, которому автор приносит свою глубокую признательность.

КАЧЕСТВЕННАЯ ПРОБА НА ХРОМ

С целью проведения качественной реакции на хром обычно взятый для анализа материал сплавляют с содой и селитрой. Сплав в присутствии хрома окрашивается в желтый цвет, но надо иметь в виду, что железо маскирует эту реакцию.

Водная вытяжка сплава с содой и селитрой (или с перекисью натрия) бывает окрашена в желтый цвет. В присутствии марганца вытяжка может иметь зеленую окраску. В последнем случае марганец следует перевести в осадок прибавлением нескольких капель спирта и нагреванием.

При подкислении серной или азотной кислотой цвет раствора становится более оранжевым, так как хромовая кислота переходит в двухромовую.

Эти признаки являются вполне достаточными для установления присутствия хрома в интересующем нас минерале.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ХРОМШПИНЕЛИДОВ [1]

Методы разложения

Кислотами, за исключением смеси хлорной и серной, хромшпинелиды не разлагаются. Они могут быть переведены в растворимое состояние сплавлением: 1) с содой и селитрой, 2) с бурой, 3) с кислым сернокислым калием и 4) с перекисью натрия.

Первые три метода отличаются большой длительностью и могут быть применены разве лишь при полных анализах. Наиболее применимым (из сухих методов) в практике анализа хромшпинелидов является последний метод. Из мокрых методов заслуживает внимания разложение смесью хлорной и серной кислот.

Сплавление с перекисью натрия. Тонко измельченная навеска смешивается с 8-кратным количеством перекиси натрия в серебряном, никелевом, железном или фарфоровом тигле. Сначала смесь нагревают очень осторожно. Когда вся масса расплавится, нагревание усиливают. Покачиванием тигля перемешивают оседающие на дно частицы руды. Тигель накаливают до темнокрасного каления в течение 5—10 мин. Когда сплав станет однородным и на дне не будет заметно темных частиц, захватывают тигель щипцами, дают сплаву растечься тонким слоем по стенкам, охлаждают и выщелачивают сплав холодной водой.

[1] Излагаемые ниже методы анализа в основном являются методами, принятыми в лаборатории ЦНИГРИ.

При массовом опробовании на хром сплавление можно вести в обыкновенных стеклянных пробирках, все время вращая пробирку при сплавлении во избежание образования крупных фистул. По окончании сплавления пробирку со сплавом помещают в стакан с водой.

В настоящее время часто трудно бывает достать чистую перекись натрия. Обычными загрязнениями технического продукта служат: кремнезем, алюминий и медь. Примеси кремнезема и алюминия имеют значение при полных анализах. При частичных определениях (особенно хрома, титана, ванадия) наиболее вредной примесью является медь, при выщелачивании сплава водой нередко переходящая частично в водную вытяжку. Медь может быть удалена из раствора сероводородом в кислой среде или из щелочной вытяжки в виде основного карбоната пропусканием углекислоты и кипячением раствора. Если окраска раствора не слишком интенсивна, определению хрома медь не мешает.

Следует также иметь в виду, что чистая (импортная) перекись натрия нередко содержит довольно значительные количества кальция.

Разложение мокрым путем. Кэннигэм и Мак Нейль (Cunningham a. Mc Neil, 1929) предложили разлагать хромиты смесью серной и хлорной ($HClO_4$) кислот.

Тонко измельченную навеску в 0.5 г заливают смесью 10 $см^3$ серной кислоты (1 : 2 H_2O) и 5—10 $см^3$ $HClO_4$) и нагревают в открытом стаканчике на песчаной бане или электрической плитке до тех пор, пока не начнут выделяться пары хлорной кислоты. В этот момент закрывают стакан часовым стеклом и продолжают нагревание до полного разложения руды. Температура нагрева не должна превышать 80—90°. Если полного разложения не наступает, следует охладить раствор и добавить еще некоторое количество хлорной кислоты. Когда в нерастворимом остатке не останется темных частиц, раствор охлаждают, разбавляют водой и отфильтровывают нерастворимый остаток.

Если проба идет на определение хрома, следует выпарить раствор до выделения густых паров серной кислоты.

Частичный анализ на главные компоненты

Для промышленных целей, как известно, бывает очень важно знать прежде всего содержание в хромитовой руде главных ее компонентов: окиси хрома и железа (пересчитанной на закись). В связи с этим следует остановиться на методике частичного анализа пробы на указанные компоненты.

Определение хрома. Руду разлагают сплавлением с перекисью натрия, как описано выше. Сплав выщелачивают водой.

При рядовых определениях хрома водную вытяжку не отфильтровывают. При более же точной работе ее необходимо отфильтровать.

В обоих случаях раствор кипятят до разложения избытка перекиси натрия. Чрезвычайно важно удалить перекись натрия до подкисления, так как в кислом растворе образующаяся перекись водорода будет восста-

навливать хром. Полезно для разложения перекиси и связывания свободной щелочи пропустить через раствор перед фильтрованием струю CO_2.

Обработанный таким образом раствор нейтрализуют серной кислотой до тех пор, пока желтый цвет его не окрасится в оранжевый. Затем прибавляют еще некоторое количество (15—20 см³) серной кислоты (1 : 2). Разбавив затем раствор холодной водой до 500 см³, прибавляют из бюретки 0.2 *N* раствор соли Мора до тех пор, пока окраска не изменится в чистую изумрудно-зеленую. Избыток соли Мора обратно оттитровывают 0.1 *N* раствором $KMnO_4$ до момента перехода окраски раствора в сине-фиолетовый цвет.

При этом имеют место следующие реакции:

$$H_2Cr_2O_7 + 6FeSO_4 + 6H_2SO_4 = Cr_2(SO_4)_3 + 3Fe_2(SO_4)_3 + 7H_2O$$
$$2KMnO_4 + 10FeSO_4 + 8H_2SO_4 = 2MnSO_4 + K_2SO_4 + 5Fe_2(SO_4)_3 + 8H_2O.$$

Раствор необходимо титровать сразу после подкисления, так как в кислом растворе хромовая кислота может при стоянии частично восстановиться за счет не вполне разрушенной перекиси водорода или органической пыли из воздуха. Благодаря этому результаты при определении хрома будут понижены.

Раствор соли Мора готовят растворением 80 г ее в литре воды, подкисленной 50—60 см³ серной кислоты. Титр его устанавливают титрованием тем же раствором $KMnO_4$, который идет на титрование руды. Отсюда вычисляют объем раствора $KMnO_4$, эквивалентный 1 см³ соли Мора. Разность между количеством куб. сантиметров $KMnO_4$, пошедших на титрование соли Мора и на титрование пробы, отвечает количеству соли Мора, окисленному хромовой кислотой. 1 см³ 0.1 *N* $KMnO_4$ соответствует 0.002529 г Cr_2O_3. Так как титр раствора соли Мора от времени несколько меняется, лучше проверять его перед каждой серией проб.

Для определения хрома руду можно также разлагать м о к р ы м путем, как описано выше. С этой целью к раствору (или аликвотной части раствора) после выпаривания до появления густых паров серной кислоты и отфильтрования нерастворимого остатка прибавляют 10 см³ 0.25% раствора $AgNO_3$, затем разбавляют водой до 300—400 см³ и прибавляют 3—5 г персульфата аммония. Раствор кипятят в течение 20—30 мин., охлаждают и титруют, как это изложено выше. При окислении персульфатом раствор не должен содержать больше 10 см³ H_2SO_4 в 100 см³, так как при более высокой кислотности окисление хрома проходит не количественно.

О п р е д е л е н и е в а л о в о г о ж е л е з а. Определение железа может быть произведено как из нерастворимого остатка после сплавления с перекисью натрия, так и мокрым методом.

В первом случае остаток растворяют в соляной кислоте, кипячением или выпариванием разрушают могущие остаться перекисные соединения. Затем, нагревая раствор до кипения, прибавляют по каплям раствор хло-

ристого олова до обесцвечивания, добавляя после этого еще 1—2 капли лишних. При этом железо восстанавливается согласно следующей реакции:

$$SnCl_2 + 2FeCl_3 = SnCl_4 + 2FeCl_2.$$

Раствор охлаждают, разбавляют холодной водой, удаляют избыток хлористого олова, прибавляя 5—10 см³ насыщенного раствора сулемы по реакции:

$$SnCl_2 + 2HgCl_2 = Hg_2Cl_2 + SnCl_4.$$

Если вместо белого осадка Hg_2Cl_2 появляется серый или черный (содержащий металлическую ртуть), необходимо добавить еще некоторое количество сулемы. Если же осадок после этого не побелеет, то это будет означать, что избыток $SnCl_2$ слишком велик. Определение следует повторить.

После прибавления сулемы приливают 10 см³ смеси серной — H_2SO_4 (1 : 1) и фосфорной — H_3PO_4 (1 : 1) кислот в равных объемах и сразу же титруют 0.1 *N* раствором $K_2Cr_2O_7$ с индикатором дифениламином.[1] Раствор при титровании должен содержать достаточное количество соляной кислоты (не меньше 10 см³ концентр. HCl в 100 см³ раствора), иначе титрование идет нечетко.

При разложении же м о к р ы м путем перед определением железа должен быть отделен хром. С этой целью после разложения руды смесью серной и хлорной кислот или добавляют еще некоторое количество $HClO_4$ и затем нагревают до перехода зеленого цвета раствора в оранжевый или же окисляют хром персульфатом аммония в присутствии нитрата серебра (см. Определение хрома). После этого железо вместе с алюминием осаждают аммиаком, осадок растворяют в соляной кислоте и титруют, как указано выше.

ПОЛНЫЙ АНАЛИЗ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Определение содержания х р о м а производится из отдельной навески. Ход анализа на хром описан выше, и потому останавливаться здесь на этом не будем.

Определение таких компонентов, как к р е м н е з е м, о к и с ь а л ю м и н и я, т и т а н о в а я к и с л о т а, валовое содержание ж е л е з а, о к и с ь к а л ь ц и я и о к и с ь м а г н и я, могут быть проведены из одной навески методом сплавления или мокрым путем.

Что же касается определения з а к и с и ж е л е з а, з а к и с и м а р г а н ц а, з а к и с и н и к е л я и к о б а л ь т а, о к и с и ц и н к а, п я т и о к и с и ф о с ф о р а и п я т и о к и с и в а н а д и я, то все эти определения производятся из отдельных навесок, так как все они, за исключением закиси железа, присутствуют в очень малых количествах.

[1] 1 г дифениламина растворяют в 100 см³ крепкой H_2SO_4.

1. Анализ методом сплавления с перекисью натрия

Достоинствами этого метода при полном анализе являются: 1) его быстрота, 2) возможность прямого определения алюминия, который отделяется от железа при выщелачивании сплава водой.

Прямое определение алюминия особенно важно в тех случаях, когда его содержание невелико при большом содержании железа.

Главный недостаток метода — необходимость работать в серебряных или никелевых тиглях, благодаря чему в анализ вводятся соли посторонних металлов, которые затем приходится удалять. Кроме того, чистая перекись натрия не всегда доступна.

Продажный реактив необходимо проверять на SiO_2 и Al_2O_3; если их содержание не слишком высоко, можно брать отвешенное количество перекиси натрия и вводить в анализ поправку. При слишком большом загрязнении этими компонентами реактив нельзя применять для определения SiO_2 и Al_2O_3. Кроме того, как указывалось выше, реактив нередко содержит медь; ее приходится удалять сероводородом. Если реактив содержит кальций, то определение кальция в пробе необходимо производить мокрым путем, так как кальций в хромшпинелидах обычно или отсутствует, или содержание его весьма незначительно. Величина поправки на кальций в реактиве может значительно превысить содержание кальция в пробе.

Определение кремнезема. Определение кремнезема при применении метода сплавления необходимо производить из отдельной навески.

При этом отдельную навеску 0.5—1.0 г сплавляют в никелевом или железном тигле с 8—10-кратным количеством перекиси натрия, сплав растворяют в воде, подкисляют соляной кислотой и выделяют кремнекислоту двукратным выпариванием с HCl. Осадок прокаливают до постоянного веса и проверяют на чистоту выпариванием с плавиковой и серной кислотами. Необходимо следить, чтобы в осадке кремнекислоты не осталось частиц неразложенной руды, иначе осадок необходимо сплавить с содой и селитрой и снова выделить кремнезем выпариванием раствора сплава с соляной кислотой. Дело в том, что в неразложенном остатке нередко может содержаться окись магния, которая при обработке осадка плавиковой и серной кислотами перейдет в нерастворимый $MgSO_4$, и поэтому результаты для SiO_2 будут искажены.

Определение алюминия, железа, титана, кальция и магния при методе сплавления может быть произведено из одной навески.

Навеску в 0.5—0.7 г сплавляют с перекисью натрия и небольшим количеством углекислого калия или калия-натрия [1] в серебряном или никелевом тигле. Сплав выщелачивают водой, водную вытяжку отфильтровывают [2] (не пропуская углекислоты) и промывают слабым раствором соды. Так как небольшие количества алюминия и кремнезема могут

[1] K_2CO_3 или $KNaCO_3$ прибавляют для того, чтобы предупредить сильное действие натрия на стенки тигля.

[2] Если водная вытяжка окрашена в зеленый цвет соединениями марганца, прибавляют несколько капель спирта и нагревают, пока марганец не осядет и вытяжка не приобретет зеленовато-желтый цвет солей хромовой кислоты.

остаться в нерастворимом остатке после первого сплавления, то этот остаток еще раз сплавляют и сплав выщелачивают водой.

Определение окиси алюминия. К отфильтрованной водной вытяжке прибавляют азотнокислого аммония и кипятят, продолжая прибавлять небольшими порциями азотнокислый аммоний, пока не свяжется вся щелочь и не перестанет появляться запах аммиака при прибавлении новых порций NH_4NO_3. Видимым признаком конца осаждения является также переход окраски раствора в более темный оранжевый цвет. Гидрат окиси алюминия выпадает в виде довольно плотного, легко фильтрующегося осадка.

Этот осадок отфильтровывают, промывают 2% азотнокислым аммонием, растворяют в слабой азотной кислоте, кипятят с 0.5—1 г персульфата аммония для окисления хрома, который мог попасть в осадок гидрата окиси алюминия, и снова осаждают аммиаком, применяя в качестве индикатора метил-рот (или приливая аммиак до слабого запаха).

Осадок отфильтровывают, промывают 2% азотнокислым аммонием, помещают в платиновый тигель, озоляют фильтр и прокаливают осадок на сильном огне до постоянного веса. Полученный осадок необходимо очистить от кремнезема. Если содержание алюминия невелико, можно обработать осадок в тигле несколькими каплями H_2SO_4 (1 : 2) и 1—2 $см^3$ плавиковой кислоты. После выпаривания кислот остаток прокаливают на сильном огне до постояннаго веса и взвешивают получившийся Al_2O_3. Если же алюминия много, то выпаривание с кислотами и последующее прокаливание до окиси могут быть затруднительными. В этих случаях осадок Al_2O_3 сплавляют с кислым сернокислым калием. Сплав растворяют в слабой серной кислоте, выпаривают раствор до появления паров серной кислоты, разбавляют по охлаждении водой, отфильтровывают осадок, промывают его горячей водой, прокаливают, взвешивают и удаляют кремнезем выпариванием с плавиковой и серной кислотами, как указано выше. Найденный вес кремнезема вычитают из первоначального веса Al_2O_3 и получают таким образом вес чистой окиси алюминия.

Если проба содержит много титана, часть его также может попасть в водную вытяжку и осесть вместе с алюминием. Поэтому сернокислый раствор после сплавления осадка с кислым сернокислым калием следует испытать на титан перекисью водорода; в случае появления желтого окрашивания определить содержание титана, как это будет описано ниже, и внести соответствующую поправку в цифру веса окиси алюминия.

Определение окиси алюминия, кроме описанного метода, можно произвести также следующим путем. Водную вытяжку из сплава с перекисью натрия насыщают углекислотой и кипятят, продолжая пропускать CO_2, пока не свяжется вся свободная щелочь и алюминий не осядет в виде кристаллического осадка гидрата окиси по реакции:

$$NaAlO_2 + CO_2 + 2H_2O \rightarrow NaHCO_3 + Al(OH)_3.$$

Хром остается в растворе. Осадок гидрата окиси алюминия отфильтровывают и очищают, как при предыдущем методе. Следует, однако, заме-

тить, что разложение алюмината натрия углекислотой идет с трудом, и добиться полного выделения алюминия гораздо труднее, чем при первом методе.

Определение титана и железа. Если сплавление велось в серебряном тигле, то остаток после водной вытяжки растворяют в слабой серной кислоте и выделяют серебро сероводородом.[1] Осадок сернистого серебра отфильтровывают, промывают сероводородной водой. Фильтрат кипятят для удаления сероводорода и окисляют железо прибавкой нескольких капель азотной кислоты или перекиси водорода.

Если же сплавление велось в никелевом тигле, растворяют остаток после водной вытяжки в соляной кислоте.

Полученный тем или иным путем раствор обрабатывают аммиаком. Осадок титана и железа переосаждают, растворяя в серной кислоте, после чего определяют содержание титана колориметрическим путем. Для этого прибавляют к раствору несколько капель 3% перекиси водорода и измеряют его объем. Затем сравнивают в колориметре или генеровских цилиндрах окраску раствора с окраской стандартного раствора титана.

Из этого же раствора можно определить содержание валового железа, для чего следует осадить его аммиаком. Осадок, не промывая, растворяют в соляной кислоте и определяют содержание железа подобно тому, как было изложено выше (см. Определение валового железа).

Если титан определялся из отдельной навески, тогда первый осадок от аммиака сразу растворяют в соляной кислоте, восстанавливают хлористым оловом и т. д.

Определение кальция. Если руда сплавлялась в серебряном тигле, в фильтрате от железа и титана сразу можно осаждать кальций. Если сплавление велось в никелевом тигле, тогда из этого фильтрата сначала осаждают никель сернистым аммонием.

Так как содержание кальция в пробах хромшпинелидов обычно бывает ничтожно, то определять его следует весовым, а не объемным методом.

Если фильтрат от сернистого никеля окрашен в желтый или коричневый цвет, подкисляют его уксусной кислотой и кипятят для выделения оставшегося в растворе коллоидного сернистого никеля. Фильтрат подкисляют соляной кислотой, кипятят с целью удаления сероводорода, затем прибавляют 10—15 см³ насыщенного раствора щавелевокислого аммония, нейтрализуют аммиаком до слабого запаха и снова кипятят. Через 4 часа (а если кальция очень мало, то на следующий день) отфильтровывают осадок, промывают разбавленным щавелевокислым аммонием. Затем растворяют его в соляной кислоте, прибавляют 2—3 см³ щавелевокислого аммония, нагревают до кипения и прибавляют аммиака до слабого запаха. Осадок отфильтровывают через 4 часа.

Переосаждение осадка необходимо, хотя содержание кальция по большей части очень мало. Дело в том, что хромшпинелиды обычно содержат

[1] Можно также растворить остаток от водной вытяжки в соляной кислоте и отделить серебро в виде хлористого.

значительные количества магния, и поэтому осадок щавелевокислого кальция очень часто загрязнен магнием. В виду этого при первом осаждении кальция приходится брать большой избыток щавелевокислого аммония, так как количество реактива должно быть достаточным, чтобы связать весь магний, иначе осаждение кальция будет неполным. Следует обращать внимание на вид осадка щавелевокислого кальция: если он пристает к стенкам, что является признаком присутствия магния в нем, то в этом случае осадок надо еще раз переосадить. Осадок прокаливают на сильном огне до постоянного веса.

Определение магния. Фильтрат от кальция подкисляют несколькими каплями соляной кислоты, нагревают до кипения и прибавляют 10—15 см³ 5% раствора фосфорнокислого натрия или аммония. По охлаждении прибавляют $^1/_5$ объема раствора аммиака, сильно перемешивают и оставляют на ночь. Утром еще раз сильно перемешивают. Когда осадок снова осядет, фильтруют его, промывают в $2^1/_2$% аммиаком и прокаливают в фарфоровом тигле до белого цвета осадка.

2. Анализ методом разложения в кислотах

Разложение пробы хлорной и серной кислотами имеет те преимущества, что при нем анализ ведется в стеклянной и платиновой посуде, не вводится никаких посторонних металлов. Кроме того, этот метод позволяет вести массовую работу.

Для полного анализа руду разлагают тем путем, который описан выше в специальной главе.

Так как в дальнейшем для наших целей требуется, чтобы хром присутствовал в шестивалентной форме, то к разбавленному водой раствору, после разложения пробы, добавляют немного хлорной кислоты и нагревают до тех пор, пока окраска раствора не станет оранжевой.[1]

Определение кремнезема. Нерастворимый остаток после разложения в кислотах отфильтровывают, прокаливают до постоянного веса, и выпаривают с 5 см³ плавиковой и 3—5 каплями серной кислоты 1 : 1. Остаток снова прокаливают и взвешивают. Разность в весе дает содержание SiO_2.

Остаток сплавляют с содой и селитрой (или $KHSO_4$), сплав растворяют и присоединяют к основному раствору.

Определение железа и алюминия. Фильтрат после кремнекислоты испытывают на осадок небольшим избытком аммиака. Полученный осадок отфильтровывают, растворяют в азотной кислоте, кипятят с несколькими кристаллами персульфата аммония и снова осаждают аммиаком.

Для полного отделения хрома переосаждение приходится производить несколько раз. Аммиак следует употреблять обязательно перегнанный, так как имеющиеся в техническом аммиаке органические вещества восста-

[1] Если хром определяют из этой же навески, то окисление хрома производят кипячением с $AgNO_3$ и персульфатом аммония (см. выше, Определение хрома).

навливают хром. Для окисления частично восстановившегося хрома перед каждым переосаждением кипятят раствор с персульфатом аммония.

По отделении хрома осадок отфильтровывают, прокаливают и взвешивают. Таким образом, получается сумма: $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + MnO$ (иногда с частью Cr_2O_3).

Марганец определяется из отдельной навески (см. об этом ниже).

Титан может быть определен из этого же раствора. С этой целью осадок растворяют в серной кислоте 1 : 1 (если растворение идет плохо, выпаривают до густых паров H_2SO_4), разбавляют водой и определяют титан колориметрически (см. предыдущую главу).

Для определения железа раствор после определения титана осаждают аммиаком, растворяют в соляной кислоте и восстанавливают хлористым оловом (см. выше, Определение валового железа). Алюминий дается по разности: вес прокаленного осадка минус суммарный вес окиси железа, титана и марганца.

При точной работе следует проверить осадок на содержание хрома и марганца. Для этого раствор после определения титана нагревают с азотнокислым серебром и персульфатом аммония и определяют марганец так же, как из отдельной навески (см. ниже), т. е. колориметрическим путем. Затем раствор кипятят до исчезновения окраски перманганата. В случае присутствия хрома становится заметной желтая окраска раствора. Хром в растворе определяют также колориметрически, сравнивая со стандартным раствором. Для приготовления стандартного раствора навеску 0.1935 г $K_2Cr_2O_7$ растворяют в литре воды, подкисленной серной кислотой; 1 см^3 этого раствора содержит 0.1 мг Cr_2O_3. Найденные количества хрома и марганца вычитают из веса окиси алюминия.

Определение кальция и магния производят в аммиачном фильтрате после алюминия и железа таким же точно образом, как это изложено при анализе по методу сплавления. Так как раствор этот содержит хромовую кислоту, то осадок магния необходимо переосаждать.

3. Другие методы разложения руды

В литературе, особенно немецкой, часто рекомендуется анализ хромита методом сплавления с содой и селитрой. Однако, сплавление это представляет крайне длительную операцию (до 6—8 часов), причем нередко сплавление приходится повторять.

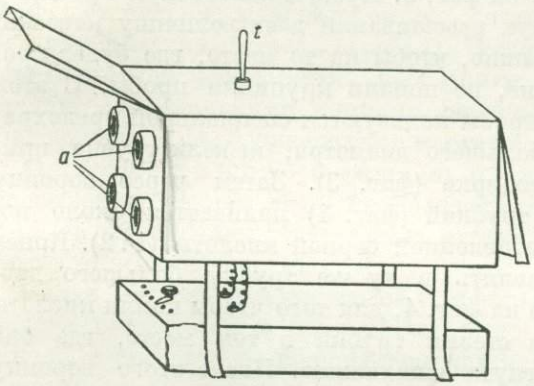
Лучше идет сплавление с содой и бурой. Но и этот метод длителен, так как введенную борную кислоту приходится удалять повторным выпариванием солянокислого раствора сплава с метиловым спиртом.

Хромшпинелиды можно также перевести в раствор сплавлением с кислым сернокислым калием (8—10-кратное количество). При этом не следует слишком сильно накаливать сплав, так как при перегревании образуются труднорастворимые основные соли хрома. Сплав растворяют в соляной кислоте, осаждают содой для отделения от сернокислых щелочных солей, осадок растворяют в серной или азотной кислотах и дальше ведут анализ так же, как и при разложении мокрым путем.

Все эти методы обладают лишь тем достоинством, что разложение можно вести в платиновой, а для кислого сернокислого калия даже в фарфоровой посуде. Однако, большая сложность и длительность операций значительно обесценивают их.

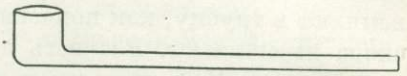
4. Определения из специальных навесок

О п р е д е л е н и е з а к и с н о г о ж е л е з а. Руду разлагают под давлением серной кислотой при температуре 250°.[1] Разложение производится в трубчатой электрической печи типа печей Кариуса. Удобно иметь печь на 4 трубки. Ее можно сконструировать следующим образом.

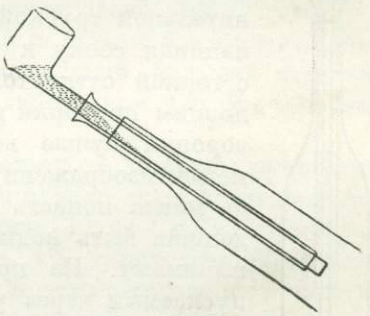


Фиг. 1. Трубчатая электрическая печь типа Кариуса

a — сквозные каналы для установки запаянных трубок, *t* — термометр



Фиг. 2. Пробирка для взятия навески системы М. Н. Воробьева



Фиг. 3. Положение пробирки при всыпании навески в трубку

Четыре жестяных трубки длиной в 40 см и диаметром около 4—5 см, обмотанные по асбестовой изоляции нихромовой проволокой, монтируются в ящике из толстого кровельного железа так, чтобы получился закрытый со всех сторон прямоугольный ящик (фиг. 1), в котором эти трубки образуют четыре сквозных канала, параллельных его длинным сторонам. Для лучшей тепловой изоляции ящик окружают несколько бо́льшим кожухом. Промежутки между ним заполняются волокнистым асбестом. К кожуху прикрепляются на шарнирах две откидывающиеся вверх дверцы, закрывающие входы и выходы каналов. В каналы вставляют отрезки железных водопроводных труб. Эти трубки должны легко выниматься из каналов и быть немного длиннее их.

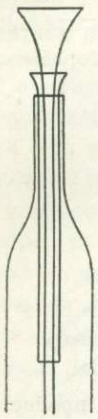
Трубки закрываются пробками, скатанными из тонкого асбестового картона. Через кожух и внутренний ящик проходит соединяющая их короткая трубка, через которую в пространство между каналами вставляют термометр. Печь должна быть отрегулирована на температуру 250°.

[1] Метод разработан для хромистых железняков Л. Э. Шарловым. Ему же принадлежит описание печи, приводимое ниже.

Стеклянный прибор, в котором происходит растворение вещества, изготовляется следующим образом. Берется трубка из обыкновенного (нетугоплавкого) стекла диаметром около 25 мм и с толщиной стенок 2—2.5 мм. С одного конца она запаивается так, чтобы получилось нечто в роде большой толстостенной пробирки с круглым дном.

Затем на расстоянии 25 см от дна пробирки делается перетяжка диаметром 3—4 мм. Через этот конец в трубку всыпается навеска. [1]

Навеску удобнее всего брать в стеклянную пробирку с припаянной боковой трубкой, предложенную М. Н. Воробьевым и изображенную на фиг. 2. Для взятия навески в пробирку насыпается около 0.5 тонко измельченной пробы. [2] Пробирка с пробой взвешивается. Затем пробу всыпают в трубку, как показано на фиг. 3. Пустую навесочную пробирку снова взвешивают. Разность двух взвешиваний дает величину навески.



Фиг. 4. Положение трубки при вливании серной кислоты

При этом очень важно, чтобы на то место, где будет производиться запаивание, не попали крупинки пробы. С этой целью при всыпании пробы пользуются специальной предохранительной трубкой большего диаметра, нежели трубка, припаянная сбоку к пробирке (фиг. 3). Затем через воронку с тонкой оттянутой трубкой (фиг. 4) наливается около половины пробирки разбавленной серной кислоты (1 : 2). Конец воронки лучше вставлять в ту же трубку большего диаметра, изображенную на фиг. 4, для того чтобы капли кислоты не могли попасть на стенки трубки в том месте, где она должна быть подвергнута запаиванию. После этого воронку вынимают. Из пробирки вытесняют воздух током CO_2, пропускаемым через узкую трубочку. Затем трубку запаивают в месте перетяжки. Раствор с навеской сильно взбалтывают, обматывают трубку тонким слоем асбеста (чтобы не оцарапать ее о железную трубку), вставляют в печь и оставляют там на сутки при температуре не выше 250° (при более высокой температуре начинается частичное окисление). По истечении этого времени печь выключают, по охлаждении вынимают трубку. Если в нерастворимом остатке видны черные частицы, трубку помещают в печь еще на сутки, предварительно сильно взболтав ее содержимое, чтобы осадок отстал от стенок. Когда вся проба разложится, вскрывают трубку, выливают ее содержимое в стакан с водой, обмывают трубку струей из промывалки и титруют $0.1N$ раствором $KMnO_4$ до перемены окраски. 1 см³ $0.1N$ $KMnO_4 = 0.007184$ г FeO.

Определение закиси марганца. Обычно содержание марганца в хромитах невелико. Лучше определять его из отдельной навески, а в общем ходе анализа (при заметном содержании марганца) следует определить его содержание в осадке магния. В этом случае полу-

[1] Для сбережения трубок, по предложению М. Н. Воробьева, к этому концу припаивается более узкая трубка, которая в дальнейшем и подвергается запайке и резке.

[2] Следует обратить особое внимание на степень измельчения.

ченное количество следует вычесть из общей суммы магния. Остальная часть марганца содержится в осадке полуторных окислов.

Самое определение марганца производится колориметрическим путем. Нерастворимый остаток после водной вытяжки сплава растворяют в азотной кислоте, прибавляют 5 см³ 2% раствора $AgNO_3$, 0.5—1.0 г персульфата аммония и нагревают, пока окраска раствора не перестанет усиливаться. Затем раствор быстро охлаждают. В другой такой же стакан наливают такое же количество воды. Оба стакана ставят рядом на белую бумагу и из бюретки приливают в стакан с водой 0.1*N* $KMnO_4$, пока окраска в них не сравняется. Число куб. сантиметров 0.1*N* $KMnO_4$, умноженное на 0.00142, дает содержание MnO. При разложении пробы мокрым путем марганец выделяют кипячением слабокислого раствора после отделения нерастворимого остатка с персульфатом аммония (без прибавления нитрата серебра). Выпавший осадок гидрата перекиси марганца отфильтровывают, растворяют в слабой азотной или серной кислоте с несколькими каплями перекиси водорода, кипятят с целью разложения H_2O_2 и определяют марганец, как указано выше.

О п р е д е л е н и е з а к и с и н и к е л я и к о б а л ь т а. Эти определения удобнее всего производить из отдельной большей навески (2—3 г) сплавлением с перекисью натрия в серебряном или фарфоровом тигле, хуже в железном.

Сплав выщелачивают водой, отфильтровывают водную вытяжку, остаток растворяют в соляной кислоте. Если надо определить только никель, к раствору прибавляют винной кислоты (3 г на 1 г Fe_2O_3), нагревают почти до кипения и осаждают никель 1% спиртовым раствором диметилглиоксима (в пятикратном количестве против ожидаемого никеля). Через 2—3 часа осадок отфильтровывают, промывают два — три раза горячей водой, растворяют в соляной кислоте и переосаждают диметилглиоксимом, прибавив на этот раз 0.3—0.5 г винной кислоты. Осадок никель-диоксима фильтруют, лучше всего через тигель с пористым дном или тигель Гуча. При отсутствии их можно фильтровать через высушенный и взвешенный фильтр. Осадок промывают горячей водой и сушат при 100—110°. Фактор для перевода на никель — 0.2032; на NiO — 0.2586. Прокаливания осадка с взвешиванием в виде NiO лучше не применять, так как при сжигании фильтра с осадком глиоксима возможны потери никеля.

К о б а л ь т можно определить из одной навески с никелем. Солянокислый раствор остатка после растворения сплава в воде нейтрализуют аммиаком до перемены цвета, затем по каплям прибавляют раствор углекислого аммония, до появления слабой мути. Эту муть растворяют в уксусной кислоте, прибавляют 5—6 см³ 10% уксусной кислоты, разбавляют раствор до 400—500 см³ и нагревают до кипения. Железо постепенно выделяется в виде основной соли. Когда раствор близок к кипению, прибавляют для полного осаждения раствор уксуснокислого аммония, кипятят 1 мин., дают осадку отстояться, фильтруют и промывают водой, содержащей уксуснокислый аммоний.

Осадок железа растворяют в соляной кислоте и переосаждают тем же методом. Соединенные фильтры сгущают, прибавив несколько капель аммиака; затем отфильтровывают выделившийся осадок железа, если оно не осело полностью при первом осаждении.

После этого отделяют никельглиоксимом и определяют его, как указано выше.

Фильтрат от никеля подкисляют соляной кислотой, кипятят для разрушения глиоксима, нейтрализуют аммиаком и осаждают кобальт сернистым аммонием.

Отфильтрованный осадок прокаливают, растворяют в нескольких каплях соляной кислоты, разбавляют водой до 20—30 см³ и осаждают кобальт нитрозобетанафтолом (1% раствор в 50% уксусной кислоте). Осадок по отстаивании отфильтровывают и промывают слабой соляной кислотой, затем водой. Переносят осадок с фильтром в платиновый тигель, осторожно озоляют фильтр под тягой. Затем прокаливают осадок и взвешивают CoO.

Следует проверить осадок на содержание железа растворением в соляной кислоте и осаждением аммиаком в присутствии большого количества аммонийных солей.

Однако, лучше кобальт определять из отдельной навески, а никель отделять в присутствии винной кислоты, как описано выше.

В этом случае для определения кобальта первый солянокислый раствор нейтрализуют углекислым калием,[1] прибавляют уксусной кислоты до концентрации в 7% (по объему). Затем доводят до возможно малого объема (лучше не больше 50 см³) и осаждают равным объемом 50% раствора KNO_2.

По отстаивании осадок фильтруют и промывают слабой уксусной кислотой с добавкой небольшого количества азотнокислого калия раза два. Затем осадок растворяют в кислоте и переосаждают тем же методом, но из меньшего объема. Осадок отфильтровывают через тигель с пористым дном, сушат и взвешивают его в виде $K_3Co\,(NO_2)_6$.

Определение окиси цинка. Цинк определяется из водной вытяжки сплава с перекисью натрия (навеска 3—5 г). Раствор, содержащий алюминий, хром и цинк, нейтрализуют уксусной кислотой и прибавляют небольшой избыток ее. Затем цинк осаждают сероводородом, осадок фильтруют, промывают сероводородной водой, подкисленной уксусной кислотой и содержащей уксуснокислый аммоний.

Осадок растворяют в соляной кислоте, нейтрализуют аммиаком, осаждают цинк фосфорнокислым натрием или аммонием из нейтрального раствора. Осадок отфильтровывают через тигель с фильтрующим дном и или сушат при 100—105° и взвешивают в виде $ZnNH_4PO_4$, или прокаливают и взвешивают в виде $Zn_2P_2O_7$.

Определение пятиокиси фосфора. Фосфорная кислота также определяется из водной вытяжки сплава. Раствор подкисляют

[1] Метод разработан Науч.-иссл. сектором Ленинградского горного института.

азотной кислотой и осаждают небольшим избытком аммиака фосфат- и гидрат-окиси алюминия. Осадок растворяют в азотной кислоте, нейтрализуют аммиаком и в возможно меньшем объеме (не свыше 50 см³) осаждают кислым раствором молибденовокислого аммония, добавив 4—5 г азотнокислого аммония. Полученный осадок оставляют на ночь, фильтруют, промывают подкисленным 2% раствором азотнокислого аммония. Затем осадок вновь растворяют в аммиаке, выпаривают аммиачный раствор досуха во взвешенной фарфоровой чашечке и осторожно прокаливают остаток до перехода желтого цвета в синий при температуре не выше 400°. Взвешивают синий осадок состава $P_2O_5 \times 24MoO_3$.

Для пересчета на P_2O_5 вес осадка умножают на 0.0395.

Определение пятиокиси ванадия. Навеску от 0.5 до 3 г сплавляют в железном, фарфоровом или никелевом тигле с перекисью натрия, сплав выщелачивают водой, и нерастворимый остаток отфильтровывают. В водной вытяжке ванадий может быть определен весовым или объемным методом.

Из объемных методов лучше всего применять потенциометрическое титрование (Лендель и др., 1934); при отсутствии соответственной установки можно определять ванадий по персульфатному методу (Мамонтов, 1936). Метод основан на следующих реакциях. При сплавлении с перекисью натрия ванадий переходит в пятивалентный. Соль Мора в сернокислом растворе переводит его в четырехвалентный, восстанавливая одновременно и хром по реакции:

$$V_2O_5 + 2FeSO_4 + H_2SO_4 \rightarrow V_2O_4 + Fe_2(SO_4)_3 + H_2O.$$

$KMnO_4$ окисляет ванадий опять до пятивалентного:

$$2KMnO_4 + 5V_2O_4 + 3H_2SO_4 \rightarrow 5V_2O_5 + 2MnSO_4 + H_2SO_4 + 3H_2O.$$

Таким образом, содержание ванадия в пробе не влияет на определение хрома.

Водную вытяжку сплава с перекисью натрия кипятят для разрушения Na_2O_2 и подкисляют серной кислотой, к раствору приливают из бюретки соль Мора, избыток ее оттитровывают перманганатом, как при обычном определении хрома. Таким образом, получается содержание хрома.

К раствору после определения хрома прибавляют опять избыток соли Мора, чтобы восстановить хром и ванадий. Раствор испытывают капельной пробой с $K_3Fe(CN)_6$ на присутствие избытка FeO. Затем избыточную закись железа удаляют 15% водным раствором персульфата аммония. На холоду персульфат не окисляет ни хрома, ни ванадия.

Затем раствор нагревают до 35° (не выше) и титруют ванадий раствором $KMnO_4$ до перемены цвета. Хром при такой температуре не окисляется. 1 см³ 0.1*N* $KMnO_4$ соответствует 0.00255 г V.

Недостатком этого метода является нечеткий конец реакции при больших содержаниях хрома. Далее, при малых содержаниях ванадия, на его титрование идет всего несколько десятых куб. сантиметра $KMnO_4$, и трудно быть уверенным в результатах.

Поэтому при малом содержании ванадия и точной работе лучше применять весовой метод, который заключается в следующем.

Водную вытяжку сплава с Na_2O_2 подкисляют H_2SO_4 1 : 2 до чуть кислой реакции (не выше 1% H_2SO_4) и прибавляют на холоду по каплям 5% раствор купферрона. Тотчас же выпадает темнокрасный осадок.

Купферрон прибавляют при постоянном помешивании, пока не начнет появляться белый осадок нитрозофенилгидроксиламина от взаимодействия избытка купферрона с кислотой. Прибавляют избыток в 1—2 см³ купферрона, отфильтровывают осадок и промывают водой, содержащей в литре 30 см³ 5% раствора купферрона и 10 см³ H_2SO_4. Фильтровать и промывать осадок следует возможно быстрее, так как при долгом стоянии он становится клейким и плохо фильтруется. Осадок с фильтром сжигают в платиновом тигле.

Так как он обычно загрязнен адсорбированным хромом, то его сплавляют с содой и селитрой, сплав выщелачивают водой и снова осаждают купферроном. Осадок прокаливают и взвешивают. При малых содержаниях ванадия его лучше растворить в азотной кислоте и определить ванадий колориметрическим методом с перекисью водорода. Для этого раствор помещают в стакан и прибавляют по каплям 3% раствор перекиси водорода до тех пор, пока появляющаяся красная окраска не перестанет усиливаться (большого избытка H_2O_2 следует избегать). В другой такой же стакан помещают столько же воды, азотной кислоты и перекиси водорода, как в первый, и из бюретки по каплям приливают раствор NH_4VO_3, содержащий 0.001 г V в 1 см³ до тех пор, пока окраски не сравняются.

Потеря при прокаливании. Определение потери при прокаливании дает ненадежные результаты, так как закисное железо хромшпинелидов при прокаливании хотя и неполностью, но окисляется. Более точный результат получится, если навеску прокалить в фарфоровом тигле до постоянного веса, затем перенести остаток в трубку для разложения и определить закисное железо. Разность между определением общего количества закиси железа и закисного железа в остатке после прокаливания дает FeO, окислившееся при прокаливании до Fe_2O_3. Если обозначим общее количество FeO через a, количество FeO в остатке после прокаливания — через b, то $\frac{(a-b)10}{9}$ составляет вес образовавшейся Fe_2O_3; количество избыточного кислорода $\frac{(a-b)10}{9} - (a - b)$; это количество, умноженное на 100 и деленное на навеску, дает поправку в процентах, которую следует прибавить к наблюденной величине потери при прокаливании.

Если надо определить щелочи, то пробу разлагают мокрым путем (см. выше) в кварцевой или фарфоровой чашке. В дальнейшем ход анализа обычный, по Берцелиусу. Определение угольной кислоты производится так же, как в силикатном анализе.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ ПЛАТИНЫ, ЗОЛОТА И ДРУГИХ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ [1]

Общие замечания

Извлечение благородных металлов из хромита достигается сухим путем — плавкой с шихтой, состав которой приводится ниже. Серебряный королек далее анализируется уже мокрым путем.

Материал для анализа должен быть измельчен возможно лучше, в виду того что хромит значительно труднее ошлаковывается и растворяется, чем большинство горных пород силикатов. Просеивания через сито лучше избегать, принимая во внимание возможность застревания крючковатых зернышек платины.

Плавка должна быть проведена несколько дольше, чем при обычных плавках (кварцевых пород) на золото: сплав должен простоять еще часа полтора после полного успокоения расплава в тигле. Этого также требует сравнительная трудность шлакования хромита.

Состав шихты, применяемой для обработки хромитов лабораториями горного ведомства США, следующий (в г), принимая величину навески равной 30 г:

Двууглекислой соды	60
Плавленой буры	20
Глета	35
Кремнезема	15
Винного камня или муки	3
Хлористого серебра	0.05

Анализ серебряного королька

1. Серебряный королек, полученный в результате плавки и купелляции, разваривается в серной кислоте, разбавленной $^1/_9$ воды. По окончании разварки к охладившейся кислоте приливается большой избыток воды. Происходит разогревание и серебро растворяется. Не растворяются золото, платина и, возможно, следы иридия. Раствор сернокислого серебра отфильтровывается от остатка золота и платины, которые тщательно промываются горячей водою. На тщательность отделения серебра должно быть обращено особое внимание, в виду того что примесь серебра может повлиять в дальнейшем на точность определения платины.

2. Сернокислый фильтрат от золота и платины может, кроме серебра, содержать следы родия и палладия, а также и следы платины, если серная кислота слишком сгущалась. Необходимо обратить внимание на цвет этого фильтрата: желтый оттенок его говорит о том, что в нем могут содержаться заметные количества вышеупомянутых металлов, и необходима его дальнейшая обработка. По большей же части он бывает совершенно бесцветен, так как содержание элементов родия и палладия в платине, сопровождающей хромит, настолько ничтожно, что не может быть обнаружено обычными реагентами.

[1] Составлено Б. Г. Карповым.

3. Если желают сернокислый фильтрат подвергнуть дальнейшему исследованию, то его надо упарить, лучше всего в кварцевой или же фарфоровой чашечке, и удалить бóльшую часть серной кислоты нагреванием. Затем осаждают серебро раствором хлористого натрия, кипятят и отфильтровывают осадок хлористого серебра.

4. Фильтрат от AgCl в маленькой эрленмейеровской колбочке обрабатывают продолжительное время сероводородом при нагревании, а после охлаждения в токе сероводорода закрывают пробкой и оставляют стоять на сутки. Сернистые металлы, в том числе и платина, если она почему-либо перешла в раствор, осаждаются в виде темнобурого осадочка. Этот осадочек собирают на маленький беззольный фильтр, высушивают и помещают в возможно малый фарфоровый тигель. После сожжения фильтра прокаливают возможно сильнее (на паяльной горелке), после чего взвешивают сумму металлов.

5. После взвешивания тигелек помещают в стакан (100 $см^3$) и заливают разбавленной (1 : 3) царской водкой, которая при подогревании на водяной бане растворяет платину и палладий, оставляя родий, который отфильтровывается и взвешивается.

6. Раствор, содержащий платину и палладий, выпаривается досуха, дважды еще выпаривается с соляной кислотой, растворяется в воде, подкисленной одной или двумя каплями царской водки, после чего к раствору суммы солей приливается на холоду раствор диметиллгиоксима. Стакан оставляют стоять на ночь. Палладий выпадает в виде легких желтых хлопьев, которые отфильтровываются, прокаливаются и взвешиваются.

7. Фильтрат от глиоксимина выпаривается для удаления кислот, сухой остаток растворяют в воде и снова выпаривают, прибавив несколько кристалликов соды и раствора муравьинокислого натрия или аммония. Выделившуюся платину отмывают горячей водой, подкисленной (слабо) соляной кислотой и взвешивают.

8. Сумма нерастворившихся в серной кислоте металлов (п. 1) взвешивается в маленьком фарфоровом тигле после сильного прокаливания, после чего тигелек ставится в стаканчик и заливается разбавленной царской водкой (1 : 3). Стаканчик прикрывается стеклом и ставится на продолжительное время в теплое место или на водяную баню. Золото и платина переходят в раствор. Иридий, если он имеется, остается нерастворенным, отфильтровывается и взвешивается.

9. Фильтрат, содержащий золото и платину, выпаривается в маленькой фарфоровой чашке почти досуха; после чего еще два раза выпаривается почти досуха с несколькими каплями соляной кислоты для полного удаления следов азотной кислоты. Хлористые соли растворяются в воде, слегка подкисленной соляной кислотой.

Если в процессе разварки в серной кислоте серебро не совсем полно отделилось, то здесь оно выделится окончательно в виде аморфного осадка. Если такой остаточек замечается после растворения хлоридов золота и платины, то надо его тщательно отфильтровать через возможно меньший фильтр вместе с нерастворимым остатком иридия и эту смесь промыть

теплым аммиаком, растворяющим хлористое серебро, после чего фильтр сжигают в фарфоровом тигельке и взвешивают нерастворимый остаток.

10. Фильтрат, содержащий хлориды золота и платины, выпаривают в маленькой чашечке для удаления соляной кислоты, растворяют в малом количестве воды, прибавляют раствора щавелевой кислоты и продолжительное время (несколько часов) нагревают на водяной бане, причем золото выделяется из раствора. Оно отфильтровывается, а фильтрат вторично выпаривается с новой порцией щавелевой кислоты для поверочного опыта на полноту выделения золота.

После полного отделения золота его отфильтровывают, а фильтрат подщелачивают раствором соды и кипятят, прибавив раствора муравьинонатровой или муравьино-аммиачной соли. При этом выделяется платина, ее отфильтровывают, а фильтрат для поверки полноты выделения ее, выпаривают досуха, добавив еще несколько кристалликов муравьинокислой соли.

К этому осадку платины присоединяют полученный в п. 7 остаток, и все вместе взвешивают в маленьком фарфоровом тигле.

11. Серебро определяется из отдельной навески. Сплавление ведется совершенно так же, как и для общего анализа, с тем лишь изменением, что к составу шихты не добавляется хлористое серебро.

Полученный серебряный королек разваривается в царской водке, царская водка удаляется выпариванием и полученные хлориды обрабатываются подкисленной соляной кислотой водою при подогревании. Хлористое серебро остается в осадке, платина и золото растворяются. Хлористое серебро фильтруют через стеклянный взвешенный тигель с пористым дном, высушивают и взвешивают.

ЛИТЕРАТУРА

Лендель Г., Гофман Д., Брайт Г. Анализ черных металлов, 527, 1934.
Лурье Ю. Методика анализа хромистых железняков. Зав. лаборат., № 3, 1932.
Мамонтов П. Н. Ванадий. Сборн. Анализ минерального сырья, Л., 185, 1936.
Николаев А. В. Анализ хромистых железняков. Сборн. Анализ минерального сырья, Л., 41—48, 1936.
Cunningham Th. R. a. McNeil T. R. Journ. Ind. Eng. Chem., 71, 1929.

J. N. KNIPOVICHE

THE CHEMICAL ANALISIS OF CHROMSPINELIDES

SUMMARY

The main components of chromspinelides are Cr_2O_3, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO and MgO; TiO_2, MnO, ZnO, NiO, CoO, P_2O_5, V_2O_5 may be present in minute quantities; as the impurities of the outer origin there may be found SiO_2, CaO and H_2O.

The elements of platinum group and rarely gold may appear paragenetically in close concretion with the chromspinelides.

Very important is the quantitative determination both of ferric and ferrous oxides; that determination is important not only for the calculation of chemical formula of mineral, but it can also give a possibility to determine the grade of metamorphism of the mineral.

Methods of complete chemical analysis with the determination of all components called above, are given. The analysis is complicated by the great resistance of chromspinelides against most of chemical reagents. For the most part of determinations the decomposition of the sample by fusion with sodium peroxide or by dissolving in a mixture of perchloric and sulfuric acids is recommended. The direct determination of alumina is followed by its precipitation from the solution of aluminate by means of ammonium nitrate. For the determination of iron protoxide the sample is decomposed with sulfuric acid (1 : 2) in a closed tube at 250°.

Methods of assaying of the chrome-ores for the determination of gold, silver and elements of platinum group are given.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. Н. ЯЧЕВСКАЯ

К МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ВКРАПЛЕННЫХ РУД ДЛЯ ЦЕЛЕЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При детальном изучении минералогического и химического состава хромитовых руд часто приходится обращаться к механическому анализу их. Главным образом, это касается вкрапленных руд. Однако, в целях определения более точного химического состава хромшпинелидов бывает необходимым подвергать механическому анализу и сплошные хромитовые руды, содержащие хотя бы незначительное количество посторонних минеральных включений.

При этом, какие бы из существующих методов выделения мономинеральных фракций из горных пород мы ни применяли, редко когда удается совершенно избавиться от полиминеральных сростков. Особенно это относится к тонкозернистым вкрапленным рудам.

Для целей механического анализа чаще всего пользуются или простой отмывкой в чашке, применяющейся при шлиховом способе, или с помощью различных гидравлических классификаторов лабораторного типа (столов Вильфлея, классификаторов с вортексом Ричардса и др.).

Один из таких гидравлических классификаторов описан в работе Вахромеева (1935). Этот прибор вполне разрешает задачу в том случае, если мы имеем сравнительно крупнозернистые руды, допускающие возможность получить удовлетворительные результаты при дроблении пробы до 150 меш, т. е. до размера зерен, равного 1.104 мм.

Для разделения более мелкозернистых фракций данный гидравлический классификатор непригоден. В этих случаях также малопригодными являются и обычные методы разделения в тяжелых жидкостях. Несмотря на то что разница в удельных весах между хромшпинелидами (уд. вес 4.2—4.4) и серпентином (уд. вес 2.65), более чем достаточна для разделения их в этих жидкостях, в сростках мы имеем все переходы в интервале указанных удельных весов. Таким образом, при разделении, даже в наиболее тяжелых из применяемых жидкостей (жидкость Рорбаха с уд. весом 3.45), рудная фракция все же содержит в виде примесей сростки хромшпинелидов с серпентином или оливином.

В нашей практике при выделении для химического анализа хромшпинелидов из мелкозернистых руд Хабарнинских месторождений

Юж. Урала, мне пришла мысль прибегнуть к комбинации гидравлического метода и метода разделения в тяжелых жидкостях. Работа эта производилась следующим образом.

Руда, предварительно разбитая на небольшие куски, затем дробилась в фарфоровой ступке. Дробление в фарфоровой ступке следует предпочесть механическому, вследствие возможного при последнем способе засорения пробы металлическим железом. После дробления производилось отмывание в чашке обычным шлиховым способом до окончания сбрасывания легких минералов. Полученный концентрат просматривался под бинокулярной лупой. Этот просмотр показывал обычно, что кроме рудных зерен в нем присутствует значительное количество сростков этих зерен с силикатами. При наличии очень тонких срастаний концентрат додрабливался и пропускался через сито с размером отверстий, равным 0.1 мм.

Измельченный материал отмучивался (сливанием столба воды, высотой 10 см через 5 мин.) от частиц, меньших 0.01 мм.

Полученные вышеуказанным способом фракции концентрата, представленные как более крупными зернами (в диаметре 0.25—0.1 мм), так и мелкими зернами (в диаметре 0.1—0.01 мм), подвергались разделению по удельному весу в бромоформе.

Обычный способ разделения с отстаиванием в течение 1—2 час., понятно, не мог дать в этом случае хороших результатов. Исходя из того, что скорость падения чистых хромшпинелидовых зерен, на основании известной формулы Стокса, больше, чем скорость падения сростков хромита с силикатами, пришлось отказаться от отстаивания порошка концентрата в бромоформе и производить разделение следующим образом.

В обычно применяемую воронку Harad (фиг. 1) наливался бромоформ (уд. вес 2.9). Порошок концентрата рассыпался тонким слоем по поверхности бромоформа, и сразу же, по оседании первых опустившихся зерен, производилось сливание небольшого объема бромоформа вместе с чистыми рудными зернами путем быстрого поворота крана.

Произведя ряд таких разделений, легко удавалось получить фракцию хромшпинелидов, совершенно лишенную, как показал просмотр под бинокулярной лупой, сростков, в количестве, достаточном для полного химического анализа (5—7 г).

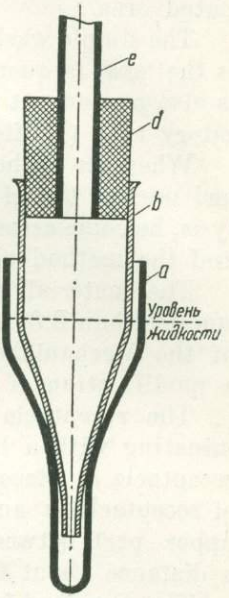
Однако, значительно удобнее производить разделение в испытанной мной воронке, применяемой в Лаборатории механического анализа ЦНИГРИ. Воронка эта представляет видоизменение воронки Вольфа (Wolff, 1927). Устройство ее понятно из фиг. 2.

Во внешний сосуд *a* свободно входит сосуд *b*, сужающийся книзу и заканчивающийся отверстием, диаметром около 0.4 см. Сосуд *b* опирается на стенки сосуда *a* своей средней частью и не доходит до его дна, примерно, на 0.5—0.8 см. В верхней части между стенками сосудов *a* и *b* остается просвет около 0.2 см.

Вообще разделение с помощью этой воронки производится следующим образом. Тяжелая жидкость наливается, примерно, до уровня, показан-

ного на фиг. 2. Затем всыпается разделяемая проба. Несколько раз (два—три) производится перемешивание легкой фракции, собравшейся в верхней части сосуда *b*, чтобы освободить задержанные в ней тяжелые частицы. В промежутках между перемешиванием сосуд *b* должен быть закрыт резиновой пробкой *d*, чтобы избежать испарения жидкости. В пробку вставлена стеклянная трубочка *e*. Когда процесс разделения закончен, сосуд *b* вынимается при плотно вставленной пробке и заткнутом кольцом отверстии в трубке *e*. При этом жидкость и легкая фракция остаются в сосуде и могут быть вылиты на фильтр. Тяжелая фракция, скопляющаяся на дне сосуда *a*, выливается в фарфоровую чашку.

Фиг. 1. Воронка Harad



Фиг. 2. Воронка для работы с тяжелыми жидкостями, применяемая в ЦНИГРИ

В нашем случае описанная делительная воронка применяется следующим способом. Порошок хромшпинелидового концентрата насыпается в бромоформ, быстро затыкается пробка и воронка *b* выносится из внешнего сосуда, в который успело осесть небольшое количество наиболее тяжелых хромшпинелидов. Эта операция повторяется до тех пор, пока не будет получено достаточной для химического анализа навески. По мере надобности, с таким же успехом, конечно, могут быть применены и более тяжелые и вязкие жидкости (Туле и Рорбаха). Бромоформ выбран в данном случае как наиболее подходящий по удельному весу и значительно более удобный в работе (он легко фильтруется и отмывается).

Исходя из вышеизложенного, представляется возможным предложить описанную методику для выделения хромшпинелидов из тонкозернистых или вообще вкрапленных хромитовых руд. Кроме того, этот метод также можно рекомендовать для испытания и в других аналогичных случаях в практике минералогического изучения руд.

E. N. JACHEVSKAJA

ON THE METHOD OF SEPARATION OF CHROMSPINELIDES FROM THE SEDIMENTARY ORES FOR THE MINERALOGICAL AND CHEMICAL INVESTIGATIONS

SUMMARY

The mechanical analysis of chromites is often necessary at the detailed study of their mineralogical and chemical composition. This chiefly concerns the inseminated ores. But for more accurate chemical analysis of chromspinelides sometimes it is necessary to subject to the mechanical

analysis also the solid chromites containing even small quantities of other mineral inclusions.

Whatever of the existing methods of the separation of the monomineral fractions from rocks we applied, it is but rarely possible to get entirely rid of the polymineral aggregates. This is particularly referred to the inseminated ores.

The simple washing out in a bowl used in the work with heavy minerals, is the most frequently applied for the mechanical analysis. The separation is also carried out by means of various hydraulic classificators of the laboratory type (Wilfley's tables, classificators with Richard's wortex etc.).

When the author was separating chromspinelides from the finely grained ores of the Habarninsky deposits (the South Ural) for chemical analysis, he came across the idea to use the combination of the hydraulic method and the method of separation in heavy liquids.

The material ground and separated by subsidence from the particles smaller than 0.01, was wrought in a special funnel used in the Laboratory of the Mechanical Analysis of ZNIGRI (Centr. Geol. Inst.). This funnel is a modification of Volff's [1] funnel. Its device is clear from fig. 2.

The receptacle *b* getting more and more narrow downwards and terminating with a hole about 0.4 cm. in diametre, easily enters the outer receptacle *a*. Receptacle *b* is supported in its middle part by the walls of receptacle *a* and does not reach its bottom about 0.5—0.8 cm. In the upper part between the walls of receptactes *a* and *b*, there remains a distance about 0.2 cm.

The described fraction funnel is applied as follows. The powder of chromspinelide concentrate is strewed into bromophorm, the cork is quickly stuck in and funnel *b* is taken out from outside receptacle, small quantity of the heaviest chromspinelides remaining in the latter. This operation is repeated till a sufficient quantity of material for the chemical analysis is obtained. When necessary, heavier and more viscous fluids (Toulai's and Rorbach's) may be used with the same success. Bromophorm was chosen since it is the fittest by its specific weight and more convenient in the process (it is easily filtrated and washed).

All said above allows to offer the described method for extraction of chromspinelides from the finely grained and, in general, from the inseminated chromites. Besides, this method may be recommended for test in the other similar cases in the practice of the mineralogical study of ores.

---

[1] T. V. Wolff. Die Trennung fester Phasen durch die Zentrifuge, Fortschr. d. Min. Krist. u. Petr. 13, 12, 1927.

ПРИЛОЖЕНИЯ

I. ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ МОЛЕКУЛЯРНЫХ КОЛИЧЕСТВ ИЗ ВЕСОВЫХ ПРОЦЕНТОВ

При детальном минералогическом изучении хромитовых руд приходится прибегать обычно к полным химическим анализам составляющих их минералов. В целях определения минерального вида приходится эти данные перечислять на молекулярные отношения.

По примеру А. Н. Заварицкого, мы даем для этой цели соответствующие таблицы, которые значительно облегчают труд по пересчету данных химических анализов на молекулярные отношения. Они составлены с таким расчетом, чтобы можно было по ним перечислить весовые процентные содержания компонентов не только хромшпинелидов, но и других минералов, встречающихся в парагенезисе с ними.

В нижеприводимых таблицах целые весовые проценты приведены в первом и последнем вертикальных столбцах. Десятые доли процента указаны в головной строке таблицы. Сотые доли следует брать интерполированием.

Допустим, что мы хотим перечислить следующие весовые данные: $Cr_2O_3 = 47.95\%$ и $MgO = 15.17\%$.

В соответственной таблице (стр. 368) для окиси хрома находим, что искомое нами число располагается между цифрами 0.315 и 0.316. Если брать с точностью до третьего знака, то можно остановиться на цифре: 0.315. Точно так же для магнезии искомое нами число будет располагаться между 0.377 и 0.380. Очевидно, что нам следует принять цифру: 0.379.

Для удобства дальнейших вычислений проще писать данные без запятых, т. е. увеличивая получаемые цифры в 1000 раз.

Кремнекислота SiO_2; молекулярный вес 60

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.002	0.003	0.005	0.007	0.008	0.010	0.012	0.013	0.015	0
1	0.017	0.018	0.020	0.022	0.023	0.025	0.027	0.028	0.030	0.032	1
2	0.033	0.035	0.037	0.038	0.040	0.042	0.043	0.045	0.047	0.048	2
3	0.050	0.052	0.053	0.055	0.057	0.058	0.060	0.062	0.063	0.065	3
4	0.067	0.068	0.070	0.072	0.073	0.075	0.077	0.078	0.080	0.082	4
5	0.083	0.085	0.087	0.088	0.090	0.092	0.093	0.095	0.097	0.098	5
6	0.100	0.102	0.103	0.105	0.107	0.108	0.110	0.112	0.113	0.115	6
7	0.117	0.118	0.120	0.122	0.123	0.125	0.127	0.128	0.130	0.132	7
8	0.133	0.135	0.137	0.138	0.140	0.142	0.143	0.145	0.147	0.148	8
9	0.150	0.152	0.153	0.155	0.157	0.158	0.160	0.162	0.163	0.165	9
10	0.167	0.168	0.170	0.172	0.174	0.175	0.177	0.178	0.180	0.182	10
11	0.183	0.185	0.187	0.188	0.190	0.192	0.193	0.195	0.197	0.198	11
12	0.200	0.202	0.203	0.205	0.207	0.208	0.210	0.212	0.213	0.215	12
13	0.217	0.218	0.220	0.222	0.223	0.225	0.227	0.228	0.230	0.232	13
14	0.233	0.235	0.237	0.238	0.240	0.242	0.243	0.245	0.247	0.248	14
15	0.250	0.252	0.253	0.255	0.257	0.258	0.260	0.262	0.263	0.265	15
16	0.267	0.268	0.270	0.272	0.274	0.275	0.277	0.278	0.280	0.282	16
17	0.283	0.285	0.287	0.288	0.290	0.292	0.293	0.295	0.297	0.298	17
18	0.300	0.302	0.303	0.305	0.307	0.308	0.310	0.312	0.313	0.315	18
19	0.317	0.318	0.320	0.322	0.323	0.325	0.327	0.328	0.330	0.332	19
20	0.333	0.335	0.337	0.338	0.340	0.342	0.343	0.345	0.347	0.348	20
21	0.350	0.352	0.353	0.355	0.357	0.358	0.360	0.362	0.363	0.365	21
22	0.367	0.368	0.370	0.372	0.374	0.375	0.377	0.378	0.380	0.382	22
23	0.383	0.385	0.387	0.388	0.390	0.392	0.393	0.395	0.397	0.398	23
24	0.400	0.402	0.403	0.405	0.407	0.408	0.410	0.412	0.413	0.415	24
25	0.417	0.418	0.420	0.422	0.423	0.425	0.427	0.428	0.430	0.432	25
26	0.433	0.435	0.437	0.438	0.440	0.442	0.443	0.445	0.447	0.448	26
27	0.450	0.452	0.453	0.455	0.457	0.458	0.460	0.462	0.463	0.465	27
28	0.467	0.468	0.470	0.472	0.474	0.475	0.477	0.478	0.480	0.482	28
29	0.483	0.485	0.487	0.488	0.490	0.492	0.493	0.495	0.497	0.498	29
30	0.500	0.502	0.503	0.505	0.507	0.508	0.510	0.512	0.513	0.515	30
31	0.517	0.518	0.520	0.522	0.523	0.525	0.527	0.528	0.530	0.532	31
32	0.533	0.535	0.537	0.538	0.540	0.542	0.543	0.545	0.547	0.548	32
33	0.550	0.552	0.553	0.555	0.557	0.558	0.560	0.562	0.563	0.565	33
34	0.567	0.568	0.570	0.572	0.574	0.575	0.577	0.578	0.580	0.582	34
35	0.583	0.585	0.585	0.588	0.590	0.592	0.593	0.595	0.597	0.598	35
36	0.600	0.601	0.603	0.605	0.606	0.608	0.610	0.611	0.613	0.615	36
37	0.616	0.618	0.620	0.621	0.623	0.625	0.626	0.628	0.630	0.631	37
38	0.633	0.635	0.637	0.638	0.640	0.641	0.643	0.645	0.646	0.648	38
39	0.650	0.651	0.653	0.655	0.656	0.658	0.660	0.661	0.663	0.665	39
40	0.666	0.668	0.670	0.671	0.673	0.675	0.676	0.678	0.680	0.681	40
41	0.683	0.685	0.686	0.688	0.690	0.691	0.693	0.695	0.696	0.698	41
42	0.700	0.701	0.703	0.705	0.706	0.708	0.710	0.711	0.713	0.715	42
43	0.716	0.718	0.720	0.721	0.723	0.725	0.726	0.728	0.730	0.731	43
44	0.733	0.735	0.737	0.738	0.740	0.741	0.743	0.745	0.746	0.748	44

Окись хрома Cr_2O_3; молекулярный вес 152

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.003	0.004	0.005	0.005	0.006	0
1	0.007	0.007	0.008	0.009	0.009	0.010	0.010	0.011	0.012	0.012	1
2	0.013	0.013	0.013	0.014	0.016	0.016	0.017	0.018	0.018	0.019	2
3	0.020	0.020	0.021	0.022	0.022	0.023	0.024	0.024	0.025	0.026	3
4	0.026	0.027	0.028	0.028	00029	0.030	0.030	0.031	0.032	0.032	4
5	0.033	0.034	0.034	0.035	0.035	0.036	0.037	0.037	0.038	0.039	5
6	0.039	0.040	0.041	0.041	0.042	0.043	0.043	0.044	0.045	0.045	6
7	0.046	0.047	0.047	0.048	0.049	0.049	0.050	0.051	0.051	0.052	7
8	0.053	0.053	0.054	0.055	0.055	0.056	0.056	0.057	0.058	0.058	8
9	0.059	0.060	0.060	0.061	0.062	0.062	0.063	0.064	0.064	0.065	9
10	0.066	0.066	0.067	0.068	0.068	0.069	0.070	0.070	0.071	0.072	10
11	0.073	0.073	0.074	0.074	0.075	0.076	0.076	0.077	0.078	0.078	11
12	0.079	0.080	0.080	0.081	0.082	0.082	0.083	0.084	0.084	0.085	12
13	0.086	0.086	0.087	0.087	0.088	0.089	0.089	0.090	0.091	0.091	13
14	0.092	0.093	0.093	0.094	0.095	0.095	0.096	0.097	0.097	0.098	14
15	0.098	0.099	0.099	0.101	0.101	0.102	0.103	0.103	0.104	0.105	15
16	0.105	0.106	0.107	0.107	0.108	0.108	0.109	0.110	0.110	0.111	16
17	0.112	0.112	0.113	0.114	0.114	0.115	0.116	0.116	0.117	0.118	17
18	0.118	0.119	0.120	0.120	0.121	0.122	0.122	0.123	0.124	0.124	18
19	0.125	0.126	0.126	0.127	0.128	0.128	0.129	0.130	0.130	0.131	19
20	0.132	0.132	0.133	0.134	0.134	0.135	0.135	0.136	0.137	0.137	20
21	0.138	0.139	0.139	0.140	0.141	0.141	0.142	0.143	0.143	0.144	21
22	0.145	0.145	0.146	0.147	0.147	0.148	0.149	0.149	0.150	0.151	22
23	0.151	0.152	0.153	0.153	0.154	0.155	0.155	0.156	0.156	0.157	23
24	0.158	0.158	0.159	0.160	0.160	0.161	0.162	0.162	0.163	0.164	24
25	0.164	0.165	0.166	0.166	0.167	0.168	0.168	0.169	0.170	0.170	25
26	0.171	0.172	0.172	0.173	0.174	0.174	0.175	0.176	0.176	0.177	26
27	0.178	0.178	0.179	0.180	0.180	0.181	0.181	0.182	0.183	0.183	27
28	0.184	0.185	0.185	0.186	0.187	0.187	0.188	0.189	0.189	0.190	28
29	0.191	0.191	0.192	0.193	0.193	0.194	0.195	0.195	0.196	0.197	29
30	0.197	0.198	0.199	0.199	0.200	0.201	0.201	0.202	0.203	0.203	30
31	0.204	0.205	0.205	0.206	0.207	0.207	0.208	0.209	0.209	0.210	31
32	0.211	0.211	0.212	0.212	0.213	0.214	0.214	0.215	0.216	0.216	32
33	0.217	0.218	0.218	0.219	0.220	0.220	0.221	0.222	0.222	0.223	33
34	0.224	0.224	0.225	0.226	0.226	0.227	0.228	0.228	0.229	0.230	34
35	0.230	0.231	0.232	0.232	0.233	0.234	0.234	0.234	0.236	0.236	35

Окись хрома Cr_2O_3; молекулярный вес 152

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
36	0.237	0.237	0.238	0.239	0.239	0.240	0.241	0.241	0.242	0.243	36
37	0.243	0.244	0.245	0.245	0.246	0.247	0.247	0.248	0.249	0.249	37
38	0.250	0.251	0.251	0.252	0.253	0.253	0.254	0.255	0.255	0.256	38
39	0.257	0.257	0.258	0.259	0.259	0.260	0.260	0.261	0.262	0.262	39
40	0.263	0.264	0.264	0.265	0.266	0.266	0.267	0.268	0.268	0.269	40
41	0.270	0.270	0.271	0.272	0.272	0.273	0.274	0.274	0.275	0.276	41
42	0.276	0.277	0.278	0.278	0.279	0.280	0.280	0.281	0.282	0.282	42
43	0.283	0.283	0.284	0.285	0.285	0.286	0.287	0.287	0.288	0.289	43
44	0.289	0.290	0.291	0.291	0.292	0.293	0.293	0.294	0.295	0.295	44
45	0.296	0.297	0.297	0.298	0.299	0.299	0.300	0.301	0.301	0.302	45
46	0.303	0.303	0.304	0.305	0.305	0.306	0.307	0.307	0.308	0.309	46
47	0.309	0.310	0.310	0.311	0.312	0.312	0.313	0.314	0.314	0.315	47
48	0.316	0.316	0.317	0.318	0.318	0.319	0.320	0.320	0.321	0.322	48
49	0.322	0.323	0.324	0.324	0.325	0.326	0.326	0.327	0.328	0.328	49
50	0.329	0.330	0.330	0.331	0.332	0.332	0.333	0.334	0.334	0.335	50
51	0.335	0.336	0.337	0.337	0.338	0.339	0.339	0.340	0.341	0.341	51
52	0.342	0.343	0.343	0.344	0.345	0.345	0.346	0.347	0.347	0.348	52
53	0.349	0.349	0.350	0.351	0.351	0.352	0.353	0.353	0.354	0.355	53
54	0.355	0.356	0.357	0.357	0.358	0.358	0.359	0.360	0.360	0.361	54
55	0.362	0.362	0.363	0.364	0.364	0.365	0.366	0.366	0.367	0.368	55
56	0.368	0.369	0.370	0.370	0.371	0.372	0.372	0.373	0.374	0.374	56
57	0.375	0.376	0.376	0.377	0.378	0.378	0.379	0.380	0.380	0.381	57
58	0.382	0.382	0.383	0.384	0.384	0.385	0.385	0.386	0.387	0.387	58
59	0.388	0.389	0.389	0.390	0.391	0.391	0.392	0.393	0.393	0.394	59
60	0.395	0.395	0.396	0.397	0.397	0.398	0.399	0.399	0.400	0.401	60
61	0.401	0.402	0.403	0.403	0.404	0.405	0.405	0.406	0.407	0.407	61
62	0.408	0.409	0.409	0.410	0.410	0.411	0.412	0.412	0.413	0.414	62
63	0.414	0.415	0.416	0.416	0.417	0.418	0.418	0.419	0.420	0.420	63
64	0.421	0.422	0.422	0.423	0.424	0.424	0.425	0.426	0.426	0.427	64
65	0.428	0.428	0.429	0.430	0.430	0.431	0.432	0.432	0.433	0.434	65
66	0.434	0.435	0.435	0.436	0.437	0.437	0.438	0.439	0.439	0.440	66
67	0.441	0.441	0.442	0.443	0.443	0.444	0.445	0.445	0.446	0.447	67
68	0.447	0.448	0.449	0.449	0.450	0.451	0.451	0.452	0.453	0.453	68
69	0.454	0.455	0.455	0.456	0.457	0.457	0.458	0.459	0.459	0.460	69
70	0.460	0.461	0.462	0.462	0.463	0.464	0.464	0.465	0.466	0.466	70

Глинозем Al_2O_3; молекулярный вес 102

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007	0.008	0.009	0
1	0.010	0.011	0.012	0.013	0.014	0.015	0.016	0.017	0.018	0.019	1
2	0.020	0.021	0.022	0.023	0.024	0.025	0.025	0.026	0.027	0.028	2
3	0.029	0.030	0.031	0.032	0.033	0.034	0.035	0.036	0.037	0.038	3
4	0.039	0.040	0.041	0.042	0.043	0.044	0.045	0.046	0.047	0.048	4
5	0.049	0.050	0.051	0.052	0.053	0.054	0.055	0.056	0.057	0.058	5
6	0.059	0.060	0.061	0.062	0.063	0.064	0.065	0.066	0.067	0.068	6
7	0.069	0.070	0.071	0.072	0.073	0.074	0.075	0.075	0.076	0.077	7
8	0.078	0.079	0.080	0.081	0.082	0.083	0.084	0.085	0.086	0.087	8
9	0.088	0.089	0.090	0.091	0.092	0.093	0.094	0.095	0.096	0.097	9
10	0.098	0.099	0.100	0.101	0.102	0.103	0.104	0.105	0.106	0.107	10
11	0.108	0.109	0.110	0.111	0.112	0.113	0.114	0.115	0.116	0.117	11
12	0.118	0.119	0.120	0.121	0.122	0.123	0.124	0.125	0.125	0.126	12
13	0.127	0.128	0.129	0.130	0.131	0.132	0.133	0.134	0.135	0.136	13
14	0.137	0.138	0.139	0.140	0.141	0.142	0.143	0.144	0.145	0.146	14
15	0.147	0.148	0.149	0.150	0.151	0.152	0.153	0.154	0.155	0.156	15
16	0.157	0.158	0.159	0.160	0.161	0.162	0.163	0.164	0.165	0.166	16
17	0.167	0.168	0.169	0.170	0.171	0.172	0.173	0.174	0.175	0.175	17
18	0.176	0.177	0.178	0.179	0.180	0.181	0.182	0.183	0.184	0.185	18
19	0.186	0.187	0.188	0.189	0.190	0.191	0.192	0.193	0.194	0.195	19
20	0.196	0.197	0.198	0.199	0.200	0.201	0.202	0.203	0.204	0.205	20
21	0.206	0.207	0.208	0.209	0.210	0.211	0.212	0.213	0.214	0.215	21
22	0.216	0.217	0.218	0.219	0.220	0.221	0.222	0.223	0.224	0.225	22
23	0.225	0.226	0.227	0.228	0.229	0.230	0.231	0.232	0.233	0.234	23
24	0.235	0.236	0.237	0.238	0.239	0.240	0.241	0.242	0.243	0.244	24
25	0.245	0.246	0.247	0.248	0.249	0.250	0.251	0.252	0.253	0.254	25
26	0.255	0.256	0.257	0.258	0.259	0.260	0.261	0.262	0.263	0.264	26
27	0.265	0.266	0.267	0.268	0.269	0.270	0.271	0.272	0.273	0.274	27
28	0.275	0.275	0.276	0.277	0.278	0.279	0.280	0.281	0.282	0.283	28
29	0.284	0.285	0.286	0.287	0.288	0.289	0.290	0.291	0.292	0.293	29

Окись железа Fe_2O_3; молекулярный вес 160

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.005	0.006	0
1	0.006	0.007	0.008	0.008	0.009	0.009	0.010	0.011	0.011	0.012	1
2	0.013	0.013	0.014	0.014	0.015	0.016	0.016	0.017	0.018	0.018	2
3	0.019	0.019	0.020	0.021	0.021	0.022	0.023	0.023	0.024	0.024	3
4	0.025	0.026	0.026	0.027	0.028	0.028	0.029	0.029	0.030	0.031	4
5	0.031	0.032	0.033	0.033	0.034	0.034	0.035	0.036	0.036	0.037	5
6	0.038	0.038	0.039	0.039	0.040	0.041	0.041	0.042	0.043	0.043	6
7	0.044	0.044	0.045	0.046	0.046	0.047	0.048	0.048	0.049	0.049	7
8	0.050	0.051	0.051	0.052	0.053	0.053	0.054	0.054	0.055	0.056	8
9	0.056	0.057	0.058	0.058	0.059	0.059	0.060	0.061	0.061	0.062	9
10	0.063	0.063	0.064	0.064	0.065	0.065	0.066	0.067	0.068	0.068	10
11	0.069	0.069	0.070	0.071	0.071	0.072	0.073	0.073	0.074	0.074	11
12	0.075	0.076	0.076	0.077	0.078	0.078	0.079	0.079	0.080	0.081	12
13	0.081	0.082	0.083	0.083	0.084	0.084	0.085	0.086	0.086	0.087	13
14	0.088	0.088	0.089	0.089	0.090	0.091	0.091	0.092	0.093	0.093	14
15	0.094	0.094	0.095	0.096	0.096	0.097	0.098	0.098	0.099	0.099	15
16	0.100	0.101	0.101	0.102	0.103	0.103	0.104	0.104	0.105	0.106	16
17	0.106	0.107	0.108	0.108	0.109	0.109	0.110	0.111	0.111	0.112	17
18	0.113	0.113	0.114	0.114	0.115	0.116	0.116	0.117	0.118	0.118	18
19	0.119	0.119	0.120	0.121	0.121	0.122	0.123	0.123	0.124	0.124	19
20	0.125	0.126	0.126	0.127	0.127	0.128	0.129	0.129	0.130	0.131	20
21	0.131	0.132	0.132	0.133	0.134	0.134	0.135	0.136	0.136	0.137	21
22	0.137	0.138	0.139	0.139	0.140	0.141	0.141	0.142	0.142	0.143	22
23	0.144	0.144	0.145	0.146	0.146	0.147	0.147	0.148	0.149	0.149	23
24	0.150	0.151	0.151	0.152	0.152	0.153	0.153	0.154	0.155	0.156	24
25	0.156	0.157	0.157	0.158	0.159	0.159	0.160	0.161	0.161	0.162	25
26	0.162	0.163	0.164	0.164	0.165	0.166	0.166	0.167	0.167	0.168	26
27	0.169	0.169	0.170	0.171	0.171	0.172	0.172	0.173	0.174	0.174	27
28	0.175	0.176	0.176	0.177	0.177	0.178	0.179	0.179	0.180	0.181	28
29	0.181	0.182	0.183	0.183	0.184	0.184	0.185	0.186	0.186	0.187	29
30	0.187	0.188	0.189	0.189	0.190	0.191	0.191	0.192	0.192	0.193	30

Закись железа FeO; молекулярный вес 72

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.003	0.004	0.006	0.007	0.008	0.010	0.011	0.013	0
1	0.014	0.015	0.016	0.018	0.019	0.021	0.022	0.024	0.025	0.026	1
2	0.028	0.029	0.031	0.032	0.033	0.035	0.036	0.038	0.039	0.040	2
3	0.042	0.043	0.044	0.046	0.047	0.049	0.050	0.051	0.053	0.054	3
4	0.056	0.057	0.058	0.060	0.061	0.063	0.064	0.065	0.067	0.068	4
5	0.069	0.071	0.072	0.074	0.075	0.076	0.078	0.079	0.081	0.082	5
6	0.083	0.085	0.086	0.088	0.089	0.090	0.092	0.093	0.094	0.096	6
7	0.097	0.099	0.100	0.101	0.103	0.104	0.106	0.107	0.108	0.110	7
8	0.111	0.113	0.114	0.115	0.117	0.118	0.119	0.121	0.122	0.124	8
9	0.125	0.126	0.128	0.129	0.131	0.132	0.133	0.135	0.136	0.138	9
10	0.139	0.140	0.142	0.143	0.144	0.146	0.147	0.149	0.150	0.151	10
11	0.153	0.154	0.156	0.157	0.158	0.160	0.161	0.163	0.164	0.165	11
12	0.167	0.168	0.169	0.171	0.172	0.174	0.175	0.176	0.178	0.179	12
13	0.181	0.182	0.183	0.185	0.186	0.188	0.189	0.190	0.192	0.193	13
14	0.194	0.196	0.197	0.199	0.200	0.201	0.203	0.204	0.206	0.207	14
15	0.208	0.210	0.211	0.213	0.214	0.215	0.217	0.218	0.219	0.221	15
16	0.222	0.224	0.225	0.226	0.228	0.229	0.231	0.232	0.233	0.235	16
17	0.236	0.238	0.239	0.240	0.242	0.243	0.244	0.246	0.247	0.249	17
18	0.250	0.251	0.253	0.254	0.256	0.257	0.258	0.260	0.261	0.263	18
19	0.264	0.265	0.267	0.268	0.269	0.271	0.272	0.274	0.275	0.276	19
20	0.278	0.279	0.280	0.282	0.283	0.285	0.286	0.287	0.289	0.290	20
21	0.291	0.293	0.294	0.296	0.297	0.299	0.300	0.301	0.303	0.304	21
22	0.306	0.307	0.308	0.310	0.311	0.312	0.314	0.315	0.317	0.318	22
23	0.319	0.321	0.322	0.324	0.325	0.326	0.328	0.329	0.330	0.332	23
24	0.333	0.334	0.336	0.337	0.339	0.340	0.341	0.343	0.344	0.346	24
25	0.347	0.349	0.350	0.351	0.353	0.354	0.355	0.357	0.358	0.360	25

Магнезия MgO; молекулярный вес 40

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.003	0.005	0.008	0.010	0.013	0.015	0.018	0.020	0.023	0
1	0.025	0.027	0.030	0.032	0.035	0.037	0.040	0.042	0.045	0.048	1
2	0.050	0.053	0.055	0.058	0.060	0.063	0.065	0.068	0.070	0.073	2
3	0.075	0.077	0.080	0.082	0.085	0.087	0.090	0.092	0.095	0.097	3
4	0.100	0.102	0.105	0.107	0.110	0.112	0.115	0.117	0.120	0.122	4
5	0.125	0.127	0.130	0.132	0.135	0.137	0.140	0.142	0.145	0.147	5
6	0.150	0.152	0.155	0.157	0.160	0.162	0.165	0.167	0.170	0.172	6
7	0.175	0.177	0.180	0.182	0.185	0.187	0.190	0.192	0.195	0.197	7
8	0.200	0.202	0.205	0.207	0.210	0.212	0.215	0.217	0.220	0.222	8
9	0.225	0.227	0.230	0.232	0.235	0.237	0.240	0.242	0.245	0.247	9
10	0.250	0.252	0.255	0.257	0.260	0.262	0.265	0.267	0.270	0.272	10
11	0.275	0.277	0.280	0.282	0.285	0.287	0.290	0.292	0.295	0.297	11
12	0.300	0.302	0.305	0.307	0.310	0.312	0.315	0.317	0.320	0.322	12
13	0.325	0.327	0.330	0.332	0.335	0.337	0.340	0.342	0.345	0.347	13
14	0.350	0.352	0.355	0.357	0.360	0.362	0.365	0.367	0.370	0.372	14
15	0.375	0.377	0.380	0.382	0.385	0.387	0.390	0.392	0.395	0.397	15
16	0.400	0.402	0.405	0.407	0.410	0.412	0.415	0.417	0.420	0.422	16
17	0.425	0.427	0.430	0.432	0.435	0.437	0.440	0.442	0.445	0.447	17
18	0.450	0.452	0.455	0.457	0.460	0.462	0.465	0.467	0.470	0.472	18
19	0.475	0.477	0.480	0.482	0.485	0.487	0.490	0.492	0.495	0.497	19
20	0.500	0.502	0.505	0.507	0.510	0.512	0.515	0.517	0.520	0.522	20
21	0.525	0.527	0.530	0.532	0.535	0.537	0.540	0.542	0.545	0.547	21
22	0.550	0.552	0.555	0.557	0.560	0.562	0.565	0.567	0.570	0.572	22
23	0.575	0.577	0.580	0.582	0.585	0.587	0.590	0.592	0.595	0.597	23
24	0.600	0.602	0.605	0.607	0.610	0.612	0.615	0.617	0.620	0.622	24
25	0.625	0.627	0.630	0.632	0.635	0.637	0.640	0.642	0.645	0.647	25
26	0.650	0.652	0.655	0.657	0.660	0.662	0.665	0.667	0.670	0.672	26
27	0.675	0.677	0.680	0.682	0.685	0.687	0.690	0.692	0.695	0.697	27
28	0.700	0.702	0.705	0.707	0.710	0.712	0.715	0.717	0.720	0.722	28
29	0.725	0.727	0.730	0.732	0.735	0.737	0.740	0.742	0.745	0.747	29
30	0.750	0.752	0.755	0.757	0.760	0.762	0.765	0.767	0.770	0.772	30
31	0.775	0.777	0.780	0.782	0.785	0.787	0.790	0.792	0.795	0.797	31
32	0.800	0.802	0.805	0.807	0.810	0.812	0.815	0.817	0.820	0.822	32
33	0.825	0.827	0.830	0.832	0.835	0.837	0.840	0.842	0.845	0.847	33
34	0.850	0.852	0.855	0.857	0.860	0.862	0.865	0.867	0.870	0.872	34
35	0.875	0.877	0.880	0.882	0.885	0.887	0.890	0.892	0.895	0.897	35
36	0.900	0.902	0.905	0.907	0.910	0.912	0.915	0.917	0.920	0.922	36
37	0.925	0.927	0.930	0.932	0.935	0.937	0.940	0.942	0.945	0.947	37
38	0.950	0.952	0.955	0.957	0.960	0.962	0.965	0.967	0.970	0.972	38
39	0.975	0.977	0.980	0.982	0.985	0.987	0.990	0.992	0.995	0.997	39
40	1.000	1.002	1.005	1.007	1.010	1.012	1.015	1.017	1.020	1.022	40
41	1.025	1.027	1.030	1.032	1.035	1.037	1.040	1.042	1.045	1.047	41
42	1.050	1.052	1.055	1.057	1.060	1.062	1.065	1.067	1.070	1.072	42

Закись никеля NiO; молекулярный вес 75

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.003	0.004	0.005	0.007	0.008	0.009	0.011	0.012	0
1	0.013	0.015	0.016	0.017	0.019	0.020	0.021	0.023	0.024	0.025	1
2	0.027	0.028	0.029	0.031	0.032	0.033	0.035	0.036	0.037	0.039	2
3	0.040	0.041	0.043	0.044	0.045	0.047	0.048	0.049	0.051	0.052	3
4	0.053	0.055	0.056	0.057	0.059	0.060	0.061	0.063	0.064	0 065	4
5	0.067	0.068	0.069	0.071	0.072	0.073	0.075	0.076	0.077	0.079	5

Закись кобальта CoO; молекулярный вес 75

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.003	0.004	0.005	0.007	0.008	0.009	0.011	0.012	0
1	0.013	0.015	0.016	0.017	0.019	0.020	0.021	0.023	0.024	0.025	1
2	0.027	0.028	0.029	0.031	0.032	0.033	0.035	0.036	0.037	0.039	2
3	0.040	0.041	0.043	0.044	0.045	0.047	0.048	0.049	0.051	0.052	3

Окись цинка ZnO; молекулярный вес 81

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.002	0.004	0.005	0.006	0.007	0.009	0.010	0.011	0
1	0.012	0.013	0.015	0.016	0.017	0.018	0.020	0.021	0.022	0.023	1
2	0.025	0.026	0.027	0.028	0.030	0.031	0.032	0.033	0.035	0.036	2
3	0.037	0.038	0.039	0.040	0.042	0.043	0.044	0.046	0.047	0.048	3
4	0.049	0.051	0.052	0.053	0.054	0.056	0.057	0.058	0.059	0.060	4
5	0.062	0.063	0.064	0.065	0.067	0.068	0.069	0.070	0.072	0.073	5
6	0.074	0.075	0.077	0.078	0.079	0.080	0.081	0.083	0.084	0.085	6
7	0.086	0.088	0.089	0.090	0.091	0.093	0.094	0.095	0.096	0.098	7
8	0.099	0.100	0.101	0.102	0.104	0.105	0.106	0.107	0.109	0.110	8
9	0.111	0.112	0.114	0.115	0.116	0.117	0.119	0.120	0.121	0.122	9
10	0.124	0.125	0.126	0.127	0.128	0.130	0.131	0.132	0.133	0.135	10

Известь CaO; молекулярный вес 56

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.002	0.004	0.005	0.007	0.009	0.011	0.013	0.014	0.016	0
1	0.018	0.020	0.021	0.023	0.025	0.027	0.029	0.030	0.032	0.034	1
2	0.036	0.038	0.039	0.041	0.043	0.045	0.046	0.048	0.050	0.052	2
3	0.054	0.055	0.057	0.059	0.061	0.063	0.064	0.066	0.068	0.070	3
4	0.071	0.073	0.075	0.077	0.079	0.080	0.082	0.084	0.086	0.088	4
5	0.089	0.091	0.093	0.095	0.096	0.098	0.100	0.102	0.104	0.105	5
6	0.107	0.109	0.111	0.113	0.114	0.116	0.118	0.120	0.121	0.123	6
7	0.125	0.127	0.129	0.130	0.132	0.134	0.136	0.138	0.139	0.141	7
8	0.143	0.145	0.146	0.148	0.150	0.152	0.154	0.155	0.157	0.159	8
9	0.161	0.163	0.164	0.166	0.168	0.170	0.171	0.173	0.175	0.177	9

Натр Na_2O; молекулярный вес 62

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.002	0.003	0.005	0.006	0.008	0.010	0.011	0.013	0.015	0
1	0.016	0.018	0.019	0.021	0.023	0.024	0.026	0.027	0.029	0.031	1
2	0.032	0.034	0.035	0.037	0.039	0.040	0.042	0.044	0.045	0.047	2
3	0.048	0.050	0.052	0.053	0.055	0.056	0.058	0.060	0.061	0.063	3
4	0.065	0.066	0.068	0.069	0.071	0.073	0.074	0.076	0.077	0.079	4

Кали K_2O; молекулярный вес 94

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007	0.009	0.010	0
1	0.011	0.012	0.013	0.014	0.015	0.016	0.017	0.018	0.019	0.020	1
2	0.021	0.022	0.023	0.024	0.026	0.027	0.028	0.029	0.030	0.031	2
3	0.032	0.033	0.034	0.035	0.036	0.037	0.038	0.039	0.040	0.041	3
4	0.042	0.044	0.045	0.046	0.047	0.048	0.049	0.050	0.051	0.052	4

Пятиокись фосфора P_2O_5; молекулярный вес 142

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.006	0.006	0
1	0.007	0.008	0.008	0.009	0.010	0.011	0.011	0.012	0.013	0.013	1
2	0.014	0.015	0.015	0.016	0.017	0.018	0.018	0.019	0.020	0.020	2
3	0.021	0.022	0.023	0.023	0.024	0.025	0.025	0.026	0.027	0.027	3
4	0.028	0.029	0.030	0.030	0.031	0.032	0.032	0.033	0.034	0.035	4
5	0.035	0.036	0.037	0.037	0.038	0.039	0.039	0.040	0.041	0.042	5

Титановая кислота TiO_2; молекулярный вес 80

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.001	0.003	0.004	0.005	0.006	0.008	0.009	0.010	0.011	0
1	0.013	0.014	0.015	0.016	0.018	0.019	0.020	0.021	0.023	0.024	1
2	0.025	0.026	0.028	0.029	0.030	0.031	0.033	0.034	0.035	0.036	2
3	0.038	0.039	0.040	0.041	0.043	0.044	0.045	0.046	0.048	0.049	3
4	0.050	0.051	0.053	0.054	0.055	0.056	0.058	0.059	0.060	0.061	4
5	0.063	0.064	0.065	0.066	0.068	0.069	0.070	0.071	0.073	0.074	5
6	0.075	0.076	0.078	0.079	0.080	0.081	0.083	0.084	0.085	0.086	6
7	0.088	0.089	0.090	0.091	0.093	0.094	0.095	0.096	0.098	0.099	7
8	0.100	0.101	0.103	0.104	0.105	0.106	0.108	0.109	0.110	0.111	8
9	0.113	0.114	0.115	0.116	0.118	0.119	0.120	0.121	0.123	0.124	9

Вода H_2O; молекулярный вес 18

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
0	0.000	0.006	0.011	0.017	0.022	0.028	0.033	0.039	0.044	0.050	0
1	0.056	0.061	0.067	0.072	0.078	0.083	0.089	0.094	0.100	0.106	1
2	0.111	0.117	0.122	0.128	0.133	0.139	0.144	0.150	0.156	0.161	2
3	0.167	0.172	0.178	0.183	0.189	0.194	0.200	0.206	0.211	0.217	3
4	0.222	0.228	0.233	0.239	0.244	0.250	0.256	0.261	0.267	0.272	4
5	0.278	0.283	0.289	0.294	0.300	0.306	0.311	0.317	0.322	0.328	5
6	0.333	0.339	0.344	0.350	0.356	0.361	0.367	0.372	0.378	0.383	6
7	0.389	0.394	0.400	0.406	0.411	0.417	0.422	0.428	0.433	0.439	7
8	0.444	0.450	0.456	0.461	0.467	0.472	0.479	0.483	0.489	0.494	8
9	0.500	0.506	0.511	0.517	0.522	0.528	0.533	0.539	0.544	0.550	9
10	0.556	0.561	0.567	0.573	0.578	0.584	0.589	0.595	0.600	0.606	10
11	0.612	0.617	0.623	0.628	0.634	0.639	0.645	0.650	0.656	0.662	11
12	0.667	0.673	0.678	0.684	0.689	0.695	0.700	0.706	0.712	0.717	12
13	0.723	0.728	0.734	0.739	0.745	0.751	0.756	0.762	0.767	0.773	13
14	0.778	0.784	0.789	0.795	0.801	0.806	0.812	0.817	0.823	0.828	14
15	0.834	0.839	0.845	0.851	0.856	0.862	0.867	0.873	0.878	0.884	15
16	0.890	0.895	0.900	0.906	0.912	0.917	0.923	0.928	0.934	0.940	16
17	0.945	0.951	0.956	0.962	0.967	0.973	0.978	0.984	0.990	0.995	17
18	1.000	1.006	1.011	1.017	1.023	1.029	1.034	1.040	1.045	1.051	18
19	1.056	1.062	1.067	1.073	1.079	1.084	1.090	1.095	1.101	1.106	19
20	1.112	1.117	1.123	1.129	1.134	1.140	1.145	1.151	1.156	1.162	20

II. ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ПЕРЕХОДА ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ (s, p, c, m) НА СУММУ 100

В работе А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина «Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка» с целью сравнения химических составов хромшпинелидов между собой предложено пересчитывать их на следующие молекулярные группировки, приведенные к сумме 100: I. $MgO.Al_2O_3$ (шпинель), II. $MgO.Cr_2O_3$ (пикрохромит), III. $FeO.Cr_2O_3$ (хромит) и IV. $FeO.Fe_2O_3$ (магнетит.) Называя эти группировки начальными латинскими буквами, для сокращенности можно пользоваться следующими их выражениями: s, p, c, m. Для того чтобы эти данные можно было бы нанести для сравнения на пространственную диаграмму,[1] сумму их необходимо привести к 100.

Нижеприводимые таблицы как раз и отвечают этой цели. В головных строках этих таблиц даются цифры, отвечающие получающимся при пересчете суммам, с интервалом через каждые пять единиц (тысячных). В случае необходимости искомые результаты всегда можно получить интерполированием.

В вертикальном столбце слева в каждой таблице даются цифры от 1 до 9, пользуясь которыми нетрудно произвести пересчет данных чисел, заменяя деление сложением.

Допустим для примера, что мы получили следующее выражение состава минерального вида хромшпинелида:

$$s + p + c + m = 218 + 496 + 262 + 42 = 1018.$$

Ближайшее число к сумме будет 1020, которое отыскиваем в верхней строке таблиц.

Затем подбираем ряд цифр, отвечающих сотням, десяткам и единицам каждого компонента. Не надо забывать при этом для цифры, отвечающей десяткам, запятую перенести вправо на один знак, а для цифры, отвечающей единицам,— вправо на два знака.

S = 218;	19.6 + 0.98 + 0.78 = 21.36	21.4	21.5	= s
P = 496;	39.2 + 8.82 + 0.59 = 48.61	48.6	48.7	= p
C = 262;	19.6 + 5.88 + 0.20 = 25.68	25.7	25.7	= c
M = 42;	— 3.92 + 0.20 = 4.12	4.1	4.1	= m
Сумма = 1018		99.8	100	

Сумма полученных цифр, округленных до десятого знака, как видим, равна 99.8, что вполне понятно, так как для суммы мы взяли цифру 1020 вместо 1018. Разницу 0.2 следует разверстать пропорционально полученным цифрам: одну десятую прибавить к величине p и по 0.05 к величинам s и c (учитывая при этом данные предыдущего столбца).

[1] См. подробнее об этом в работе А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина.

	850	855	860	865	870	875	880	885	890	895
1	11.76	11.70	11.63	11.56	11.49	11.43	11.37	11.30	11.24	11.17
2	23.5	23.4	23.3	23.1	23.0	22.9	22.7	22.6	22.5	22.3
3	35.3	35.1	34.9	34.7	34.5	34.3	34.1	33.9	33.7	33.5
4	47.0	46.8	46.5	46.2	46.0	45.7	45.5	45.2	45.0	44.7
5	58.8	58.5	58.1	57.8	57.5	57.1	56.8	56.5	56.2	55.8
6	70.6	70.2	69.8	69.4	69.0	68.6	68.2	67.8	67.4	67.0
7	82.3	81.9	81.4	80.9	80.4	80.0	79.6	79.1	78.7	78.2
8	94.1	93.6	93.0	92.5	91.9	91.4	90.9	90.4	89.9	89.4
9	105.8	105.3	104.7	104.0	103.4	102.9	102.3	101.7	101.2	100.5

	900	905	910	915	920	925	930	935	940	945
1	11.11	11.05	11.0	10.93	10.87	10.82	10.75	10.70	10.64	10.58
2	22.2	22.1	22.0	21.9	21.7	21.6	21.5	21.4	21.3	21.2
3	33.3	33.1	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.1	31.9	31.7
4	44.5	44.2	43.9	43.7	43.5	43.3	43.0	42.8	42.6	42.3
5	55.5	55.2	54.9	54.6	54.3	54.1	53.7	53.5	53.2	52.9
6	66.6	66.3	65.9	65.6	65.2	64.9	64.5	64.2	63.8	63.5
7	77.8	77.3	76.9	76.5	76.1	75.7	75.2	74.9	74.5	74.1
8	88.9	88.4	87.9	87.4	87.0	86.5	86.0	85.6	85.1	84.6
9	100.0	99.4	98.9	98.4	97.9	97.4	96.8	96.3	95.8	95.3

	950	955	960	965	970	975	980	985	990	995
1	10.53	10.47	10.42	10.36	10.31	10.26	10.20	10.15	10.10	10.05
2	21.1	20.9	20.8	20.7	20.6	20.5	20.4	20.3	20.2	20.1
3	31.6	31.4	31.3	31.1	30.9	30.8	30.6	30.4	30.3	30.1
4	42.1	41.9	41.7	41.4	41.2	41.0	40.8	40.6	40.4	40.2
5	52.6	52.3	52.1	51.8	51.5	51.3	51.0	50.7	50.5	50.2
6	63.2	62.8	62.5	62.2	61.9	61.6	61.2	60.9	60.6	60.3
7	73.7	73.3	72.9	72.5	72.2	71.8	71.4	71.0	70.7	70.3
8	84.2	83.8	83.4	82.9	82.5	82.1	81.6	81.2	80.8	80.4
9	94.8	94.3	93.8	93.3	92.8	92.3	91.8	91.3	90.9	90.4

	1000	1005	1010	1015	1020	1025	1030	1035	1040	1045
1	10.0	9.95	9.9	9.85	9.8	9.76	9.71	9.66	9.62	9.57
2	20.0	19.9	19.8	19.7	19.6	19.5	19.4	19.3	19.2	19.1
3	30.0	29.9	29.7	29.6	29.4	29.3	29.1	29.0	28.8	28.7
4	40.0	39.8	39.6	39.4	39.2	39.0	38.8	38.6	38.5	38.3
5	50.0	49.8	49.5	49.3	49.0	48.8	48.5	48.3	48.1	47.8
6	60.0	59.7	59.4	59.1	58.8	58.5	58.3	58.0	57.7	57.4
7	70.0	69.7	69.3	69.0	68.6	68.3	68.0	67.6	67.3	67.0
8	80.0	79.6	79.2	78.8	78.4	78.0	77.7	77.3	76.9	76.6
9	90.0	89.6	89.1	88.7	88.2	87.8	87.4	87.0	86.5	86.1

	1050	1055	1060	1065	1070	1075	1080	1085	1090	1095
1	9.52	9.48	9.43	9.39	9.35	9.30	9.26	9.22	9.17	9.13
2	19.0	19.0	18.9	18.8	18.7	18.6	18.5	18.4	18.3	18.3
3	28.6	28.4	28.3	28.2	28.0	27.9	27.8	27.6	27.5	27.4
4	38.1	37.9	37.7	37.6	37.4	37.2	37.0	36.9	36.7	36.5
5	47.6	47.4	47.2	46.9	46.7	46.5	46.3	46.1	45.9	45.7
6	57.1	56.9	56.6	56.3	56.1	55.8	55.6	55.3	55.0	54.8
7	66.7	66.4	66.0	65.7	65.4	65.1	64.8	64.5	64.2	63.9
8	76.2	75.8	75.5	75.1	74.8	74.4	74.1	73.7	73.4	73.1
9	85.7	85.3	84.9	84.5	84.1	83.7	83.3	82.9	82.6	82.2

	1100	1105	1110	1115	1120	1125	1130	1135	1140	1145
1	9.09	9.05	9.01	8.97	8.93	8.89	8.85	8.81	8.77	8.73
2	18.2	18.1	18.0	17.9	17.9	17.8	17.7	17.6	17.5	17.5
3	27.3	27.1	27.0	26.9	26.8	26.7	26.5	26.4	26.3	26.2
4	36.4	36.2	36.0	35.9	35.7	35.6	35.4	35.2	35.1	34.9
5	45.5	45.2	45.0	44.8	44.6	44.4	44.2	44.1	43.9	43.7
6	54.5	54.3	54.1	53.8	53.6	53.3	53.1	25.9	52.6	52.4
7	63.6	63.3	63.3	62.8	62.5	62.2	61.9	61.7	61.4	61.1
8	72.7	72.4	72.1	71.7	71.4	71.1	70.8	70.5	70.2	69.9
9	81.8	81.4	81.1	80.7	80.4	80.0	79.6	79.3	78.9	78.6

	1150	1155	1160	1165	1170	1175	1180	1185	1190	1195
1	8.70	8.66	8.62	8.58	8.55	8.51	8.47	8.44	8.40	8.37
2	17.4	17.3	17.2	17.2	17.1	17.0	16.9	16.9	16.8	16.7
3	26.1	26.0	25.9	25.8	25.6	25.5	25.4	25.3	25.2	25.1
4	34.8	34.6	34.5	34.3	34.2	34.0	33.9	33.8	33.6	33.5
5	43.5	43.3	43.1	42.9	42.7	42.6	42.4	42.2	42.0	41.8
6	52.2	51.9	51.7	51.5	51.3	51.1	50.8	50.6	50.4	50.2
7	60.9	60.6	60.3	60.1	59.8	59.6	59.3	59.1	58.8	58.6
8	69.6	69.3	69.0	68.7	68.4	68.1	67.8	67.5	67.2	66.9
9	78.3	77.9	77.6	77.3	76.9	76.6	76.3	75.9	75.6	75.3

	1200	1205	1210	1215	1220	1225	1230	1235	1240	1245
1	8.33	8.30	8.26	8.23	8.20	8.16	8.13	8.10	8.06	8.03
2	16.7	16.6	16.5	16.5	16.4	16.3	16.3	16.2	16.1	16.1
3	25.0	24.9	24.8	24.7	24.6	24.5	24.4	24.3	24.2	24.1
4	33.3	33.2	33.1	32.9	32.8	32.7	32.5	32.4	32.3	32.1
5	41.7	41.5	41.3	41.2	41.0	40.8	40.7	40.5	40.3	40.2
6	50.0	49.8	49.6	49.4	49.2	49.0	48.8	48.6	48.4	48.2
7	58.3	58.1	57.9	57.6	57.4	57.1	56.9	56.7	56.5	56.2
8	66.7	66.4	66.1	65.8	65.6	65.3	65.0	64.8	64.5	64.3
9	75.0	74.7	74.4	74.1	73.8	73.5	73.2	72.9	72.6	72.3

	1250	1255	1260	1265	1270	1275	1280	1285	1290	1295
1	8.00	7.97	7.94	7.91	7.87	7.84	7.81	7.78	7.75	7.72
2	16.0	15.9	15.9	15.8	15.7	15.7	15.6	15.6	15.5	15.4
3	24.0	23.9	23.8	23.7	23.6	23.5	23.4	23.3	23.3	23.2
4	32.0	31.9	31.7	31.6	31.5	31.4	31.3	31.1	31.0	30.9
5	40.0	39.8	39.7	39.5	39.4	39.2	39.1	38.9	38.8	38.6
6	48.0	47.8	47.6	47.4	47.2	47.1	46.9	46.7	46.5	46.3
7	56.0	55.8	55.6	55.3	55.1	54.9	54.7	54.5	54.3	54.1
8	64.0	63.7	63.5	63.2	63.0	62.7	62.5	62.3	62.0	61.8
9	72.0	71.7	71.4	71.1	70.9	70.6	70.3	70.0	69.8	69.5

III. КЛАССИФИКАЦИЯ ХРОМШПИНЕЛИДОВ (ПО А. К. БОЛДЫРЕВУ)

Поскольку в предлагаемом сборнике приведены все работы методического характера, связанные с изучением минералогического и химического состава хромшпинелидов, вполне целесообразно привести также принятую нами классификацию минеральных видов хромшпинелидов, предложенную А. К. Болдыревым (1935).

Согласно предложенному им общему принципу классификации изоморфных минералов, при классификации хромшпинелидов мы должны были бы исходить из тех узловых минеральных видов, которые нами приняты для обозначения общего состава хромшпинелидов: $MgO.Al_2O_3$, $MgO.Cr_2O_3$, $FeO.Cr_2O_3$ и $FeO.Fe_2O_3$. Однако, с прикладных точек зрения, быть может, рациональнее рассматривать состав хромшпинелидов по составляющим их двухвалентным и трехвалентным компонентам в отдельности, как это и сделал А. К. Болдырев.

Сущность пересчета полученного химического анализа с целью определения минерального вида хромшпинелида сводится к следующему.

Возьмем для примера один из полных анализов хромшпинелида Халиловского месторождения № 59.

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Пересчитан. молек. колич.	Суммы молек. колич.
SiO_2	0.22	004	—	
TiO_2	0.14	001	—	
CrO_3	61.10	402	402	509
Al_2O_3	8.47	083	083	
Fe_2O_3	3.91	024	024	
FeO	10.23	142	141	510
MnO	0.13	001	001	
MgO	14.88	369	363	
NiO	0.29	004	004	
ZnO	0.12	001	001	
CaO	Нет	—	—	—
P_2O_5	0.52	003	—	—
V_2O_5	Следы	—	—	—
SnO_2	Нет	—	—	—
Сумма	100.01			
R_2O_3:RO				1:1

Прежде всего мы должны перечислить данные на молекулярные отношения с помощью таблиц, помещенных выше. Затем исправляются полученные данные за вычетом

соответствующих молекулярных количеств, приходящихся на посторонние примеси (большей частью серпентин), вычисленные по кремнезему.[1]

Как показывает анализ, наш минеральный вид представлен тремя трехвалентными компонентами: Cr_2O_3, Al_2O_3 и Fe_2O_3 и пятью двухвалентными компонентами: FeO, MnO, MgO, NiO и ZnO.

К этому следует сделать лишь следующее существенное замечание.

Мы теперь определенно знаем, что хромшпинелиды способны так же, как и магнетит, до некоторой степени, окисляться в природных условиях, причем окислению подвергается FeO. Сильно окисленные минеральные виды, естественно, не могут подвергаться такому пересчету. Предел для возможности пересчета нами условно взят следующий.

Отношение R_2O_3 : RO не должно превышать 1.2. Так как для решения ряда минералогических вопросов нам бывает чрезвычайно важным знать первоначальный состав хромшпинелидов, с этой целью для слабометаморфизованных разностей целесообразно произвести некоторую реставрацию, т. е. часть окисного железа перевести в закисную форму с тем, чтобы выравнять отношение R_2O_3: RO. С этой целью разницу между молекулярными количествами R_2O_3 и RO следует разделить пополам и полученную цифру отнять от Fe_2O_3 и ее прибавить к молекулярному количеству FeO.

Из наших трехвалентных компонентов два присутствуют в незначительных количествах.

Для того чтобы минерал удовлетворял трехкомпонентному виду, необходимо чтобы каждый из трех компонентов составлял не менее $^1/_6$ (17%) суммы молекулярных количеств. Такое требование, как видно, не удовлетворяется (содержание Fe_2O_3 ничтожно).

Для отнесения к двухкомпонентному виду необходимо, чтобы количество каждого из оставшихся окислов было не меньше $^1/_4$ (25%) суммы их.

$$Cr_2O_3 + Al_2O_3 = 40 + 8 = 48\ ^2.$$

Требование также не удовлетворяется. Следовательно по трехвалентным окислам наш минерал является однокомпонентным видом.

Аналогичным же образом разберем вопрос и с двухвалентными окислами: [3]

$$FeO + MgO = 14 + 36 = 50;$$
$$14 > {}^1/_4\ 50.$$

Следовательно, по двухвалентным окислам наш минерал должен считаться двухкомпонентным.

Таким образом, химическая формула нашего минерала выразится так:

$$(Mg, Fe)\ Cr_2O_4.$$

Согласно приводимой таблице классификации минеральных видов хромшпинелидов наш минерал должен носить название м а г н о х р о м и т а.

---

[1] Вполне понятно, что при этом в данных анализа должно содержаться минимальное количество кремнекислоты.

[2] Для упрощения пересчетов можно брать лишь первые две цифры молекулярных чисел.

[3] Из них только два могут иметь значение при определении минерального вида хромшпинелида.

Классификация минералов груп

Минералы	Mg	Fe″	Mn″	Zn	Mg, Fe″	Mg, Mn″	Mg, Zn″
Al	Шпинель 20	Герцинит 1	x[1]	Ганит 14	Плеонаст 15		Аутомолит 3
Fe‴	Магноферрит 1	Магнетит много	Якобсит 5		Магномагнетит 12	Магноякобсит 1	
Cr	Пикрохромит[2]	Хромит 25	x[3]	x[3]	Магнохромит 33		
Mn‴			Гаусманнит 11				
Al, Fe‴							
Al, Cr	Хромшпинель 1	Алюмохромит 14			Хромпикотит 51		
Al, Mn‴							
Fe‴, Cr					Магноферрит-хромит 4		
Fe‴, Mn‴			Магноякобсит 2				
Cr, Mn‴							
Al, Fe‴, Cr	Феррихромшпинель 4				Феррихромпикотит 7		
Al, Fe‴, Mn‴							
Al, Cr, Mn‴							
Fe‴, Cr, Mn‴							
Al, Fe‴, Cr, Mn‴							

[1] Эта «манганошпинель» обнаружена только в шлаках, в природе не найдена. Doel

[2] Некоторые минеральные виды хромшпинелидов по составу очень близки к этому

[3] Получены искусственно J. Ebelmen. Doelter. Handb. d. Min., IV, II, 705—706.

пы шпинели (по А. К. Болдыреву)

Fe″, Mn″	Fe″, Zn″	Mn″, Zn	Mg, Fe″, Mn″	Mg, Fe″, Zn	Mg, Mn″, Zn	Fe″, Mn″, Zn	Mg, Fe″, Mn″, Zn
Галаксит 1	Крейтонит 3			Магноферроганит 1		Магноферроганит 1	
Ферроякобсит 1		Франклинит 11				Феррофранклинит 1	
						Дизлюит 1	

ter. Handb. d. Min., III, 2, 532.
виду.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

От редакции 3

А. Г. Бетехтин

Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще

Предисловие 7
Введение 8
Местоположение и орография района 9
Главные черты геологического строения района Шорджинского перидотитового массива 11

ЧАСТЬ I

Петрографический очерк горных пород Шорджинского массива

I. Глубинные изверженные породы 15
Дунит . . . . . —
Перидотиты 23
Пироксениты 27
Троктолит 28
II. Эффузивные изверженные породы 32
Порфириты . . . . . —
Базальты . . . . . —
III. Метаморфические породы 37
Серпентиниты . . . . . —
Листвениты 38
IV. Осадочные породы 43
Известняки . . . . . —
Туфы и туфобрекчии 44

ЧАСТЬ II

Месторождения хромистого железняка

I. Общая геологическая характеристика месторождений Шорджинского района 45
Структура рудного поля . . . . . —

Морфология и условия залегания рудных тел 49
Возрастные соотношения рудных тел с вмещающими породами 51
II. Микроскопическое описание руд 52
1. Хромшпинелиды 53
2. Минералы-спутники в хромитовых рудах 66
III. Описание отдельных месторождений 70
IV. Некоторые данные по другим габбро-перидотитовым массивам Закавказья . 82
V. Вопрос о платиноносности закавказских перидотитовых массивов 98
VI. Промышленная характеристика хромитовых месторождений Закавказья. . 102
VII. Общие выводы по Шорджинскому перидотитовому массиву 104

ЧАСТЬ III

Генезис месторождений хромистого железняка

Предварительные замечания 105
I. Краткий обзор предыдущих гипотез о происхождении месторождений хромистого железняка 107
II. Главнейшие фактические данные по месторождениям хромистого железняка Шорджинского и других массивов ультраосновных пород 116
III. Общие соображения по вопросам о генезисе хромитовых месторождений . . 138
IV. Классификация процессов концентрации хрома в ультраосновных породах . . 149
Summary 152

А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин

Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале

Введение 157
Краткая геологическая характеристика района 159
Общие черты геологического строения габбро-перидотитового массива и условия залегания хромитовых месторождений 163
Минералогия месторождений 169
Общая характеристика минералогического состава руд . . . . . —
Хромшпинелиды. 170
Общие замечания по вопросу о пересчете данных химического состава хромшпинелидов . . . . . —
Минералогическая характеристика хромшпинелидов по отдельным месторождениям 175
Химический состав экцессорных хромшпинелидов из перидотита и дунита. 209
Общая химическая характеристика хромшпинелидов Халиловского перидотитового массива 216
Магнетит 219
Оливин 220
Хромдиопсид . . . . . —
Уваровит 225
Хлориты 226
Пирротин . . . . . —
Пентландит 230
Серпентин 235
Миллерит . . . . . —
Самородная медь 236
Карбонаты . . . . . —
Брусит 241

Опал, халцедон, кварц 241
Гидроокислы железа . . . . . —
Парагенезис минералов и последовательность их выделения . . . . . —
О генезисе месторождений. 242
Общие выводы 245
Summary 246

С. А. Кашин

Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале)

Введение 251
I. Краткий геолого-петрографический очерк серпентинитового массива Верблюжьих гор 252
Общие замечания . . . . . —
Серпентиниты 254
Жильные породы. 265
II. Расположение, формы и условия залегания месторождений в серпентинитовом массиве 273
III. Текстуры и минералогический состав руд 276
IV. Метаморфизм хромшпинелидов хромитовых месторождений Верблюжьих гор 281
Характеристика явлений метаморфизма для первой группы месторождений 282
А. Микроскопическое описание явлений метаморфизма руд . . . . . —
В. Химическая характеристика явлений метаморфизма руд 294
Характеристика метаморфических изменений в месторождениях второй группы. 301
Метаморфические явления в месторождениях третьей группы 307
Общее заключение о метаморфизме хромшпинелидов 313
V. Метаморфизм пород, непосредственно вмещающих рудные тела 320
Общая характеристика хлорито-джефферизитовых оторочек . . . . . —
Краткая химико-минералогическая характеристика оторочек. 321
Характеристика вмещающих пород (серпентинитов) 323
VI. Краткая характеристика метаморфизма хромшпинелидов в месторождениях Шайдуровского и Гологорского массивов 326
VII. Выводы 331
Summary 336

Ю. Н. Книпович

Химический анализ хромшпинелидов

Общие замечания 339
Качественная проба на хром 340
Количественный анализ хромшпинелидов . . . . . —
Методы разложения . . . . . —
Частичный анализ на главные компоненты 341
Полный анализ хромшпинелидов 343
1. Анализ методом сплавления с перекисью натрия 344
2. Анализ методом разложения в кислотах 347
3. Другие методы разложения руды 348
4. Определения из специальных навесок 349

Определение в хромитовых рудах платины, золота и других благородных металлов 355
Общие замечания . . . . . —
Анализ серебряного королька . . . . . —
Summary 357

Е. Н. Ячевская

К методике выделения хромшпинелидов из вкрапленных руд для целей минералогических и химических исследований 359
Summary 361
Приложения 363

Технический редактор В. И. Яроцкая Корректор В. В. Теплов.

Сдано в набор 3/III 1937 г. Подписано к печати 26/VI 1937 г. 388 стр. (148 фиг.) + 3 вкл. Формат 72×110¹/₁₆ Объем 24¹/₄ п. л. В 1 п. л. 48000 печ. зн. Уч.-авт. л. 22.34. Тираж 1100 экз. Уполн. Главлита № Б-21564. РИСО 280. АНИ № 552. Заказ № 1122.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Валовая, 28.

676