

М И Я Н А У К С С С Р

п-799

В. 103

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Вып. 103. Серия рудных месторождений (№ 13), 1949

Н. В. ПАВЛОВ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ
В СВЯЗИ С ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ СОСТАВОМ
ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Н. В. ПАВЛОВ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В СВЯЗИ С ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВОВ

ВВЕДЕНИЕ

В литературе, посвященной вопросам минералогии и генезиса хромитовых месторождений, уделено весьма мало внимания вопросу зависимости химического состава рудообразующих хромшпинелидов от особенностей состава ультраосновных пород хромитоносных массивов. Объясняется это тем, что, с одной стороны, ввиду широко проявляющегося метаморфизма пород, далеко не всегда удается установить первичный состав их; с другой стороны, химический состав рудообразующих хромшпинелидов изучался с необходимой детальностью сравнительно немногими исследователями. Обычно же производились в массовых количествах лишь частные определения окислов — Cr_2O_3 , «FeO» и SiO_2 для промышленной характеристики «сырых» руд.

Более широкое освещение связей между составом руд и составом рудообразующих хромшпинелидов, с одной стороны, и петрографическим и химическим составом вмещающих пород, с другой, несомненно углубило бы наши представления о генезисе хромитовых месторождений и о геохимическом поведении хрома. Решение этого вопроса приобрело бы важное значение и в практическом отношении, так как стало бы возможным давать прогнозы по качеству руд и тем самым оказывать научную помощь промышленности.

На необходимость углубленного изучения химизма хромитовых руд и вмещающих их пород указывал ряд исследователей: Н. А. Шадлун (1929), Б. П. Кротов (1932), А. Г. Бетехтин (1933) и др. До 1941 г. немногочисленные частные факты по интересующему нас вопросу мы находим в работах А. Г. Бетехтина (1937), П. М. Татарина (1941) и В. П. Логина (совместно с Н. В. Павловым и Г. А. Соколовым (1940)).

Автор настоящей работы в 1941 г. на примере четырех южноуральских хромитовых массивов рассмотрел в предварительном виде вопрос о связи состава рудообразующих хромшпинелидов с составом вмещающих пород.

Г. А. Соколов (1948) в работе «Хромиты Урала» при исследовании процессов кристаллизации хромитовых руд и закономерностей их распространения в общем виде касается также вопроса о связи состава руд с составом вмещающих пород.

В иностранной литературе до самого последнего времени этому вопросу не было уделено внимания, хотя, начиная с 1941 г., американские исследователи начали интересоваться вариациями состава хромшпинелидов и их генетической связью с материнскими породами. Стивенс (Stevens, 1944) в работе «Состав некоторых хромитов Западного полушария» изучает изоморфизм хромшпинелидов и дает их классификацию. В развитие этой работы, используя материалы по петрографии хромитоносных массивов Западного полушария, другой американский исследователь Сайер (Thayer, 1946) опубликовал работу «Предварительное химическое сопоставление хромитов с вмещающими породами». В этой работе Сайер уже останавливается на сопоставлении хромшпинелидов из различных петрологических провинций.

За последние десять лет, наряду с усовершенствованиями методики анализа хромшпинелидов (Ю. Н. Книпович — 1937 г., [Н. В. Лазарев, П. А. Волков — 1946 г. и др.], накопился значительный аналитический материал по рудообразующим и акцессорным хромшпинелидам, позволяющий делать некоторые весьма важные обобщения. Автор настоящей работы в период с 1935 по 1941 г. являлся сотрудником Хромитовой группы ИГН АН СССР, исследования которой охватили значительное число хромитоносных массивов Урала. В период с 1944 по 1946 г. автор продолжил работу по изучению хромитовых месторождений. Собранный материал позволил ему сделать попытку осветить вопрос о связи между составами рудообразующих хромшпинелидов и составами материнских пород более подробно, чем это было сделано в статье 1941 г. В настоящей работе непосредственно названному вопросу посвящены главы IV, V, VI и VII. Им предпосланы, с одной стороны, обзорные характеристики химизма природных хромшпинелидов как рудообразующих, так и акцессорных, с другой — геолого-петрографическая характеристика уральских хромитоносных массивов.

Автор выражает глубокую признательность коллективу сотрудников бывшей Хромитовой группы ИГН АН СССР: С. А. Кашину, В. П. Логинову, а также А. А. Филимоновой, за возможность пользования их материалами по хромитам. Особую признательность автор приносит Г. А. Соколову, на протяжении более чем десяти лет неустанно трудившемуся над повышением его научного роста. Столь же признателен автор члену-корреспонденту АН СССР А. Г. Бетехтину за просмотр рукописи, ценные указания и замечания, а также консультации, которыми автор пользовался на протяжении всей работы.

Если автору настоящей работы удалось хотя бы в малой степени расширить наши знания в области теории образования магматических месторождений, он счел бы свой труд оправданным.

1. О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПРИРОДНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ (ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ИЗОМОРФИЗМ ПРИРОДНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ)

Как известно, хромшпинелиды относятся к группе шпинели, т. е. минералов, которые являются солями двусосновых кислот— $H_2Al_2O_4$, $H_2Cr_2O_4$, $H_2Fe_2O_4$, $H_2Mn_2O_4$. Солям, производным от этих кислот, А. К. Болдырев дал название «алюминаты», «хроматы», «ферриаты» и «манганаты»¹.

¹ Эти названия А. К. Болдыревым даны в соответствии с предложенными А. Вернером названиями солей комплексных галлоидокислот.

Исходя из основной задачи нашей темы — выявления зависимостей между химическим составом природных хромшпинелидов и составом материнских ультраосновных пород, необходимо статистически рассмотреть химические составы природных хромшпинелидов.

Обзоры в этом направлении делались неоднократно, однако относительно более совершенные даны А. К. Болдыревым, А. Г. Бетехтиным и Г. А. Соколовым.

А. К. Болдырев, исходя из наличия изоморфизма в группе шпинели, дал классификацию минеральных видов. Этот автор исходил из теоретически возможных комбинаций в сочетаниях трех- и двухвалентных окислов металлов: $R = Al, Fe^{+++}, Cr$ и Mn^{+++} $M = Mg, Fe^{++}, Mn^{++}$ и Zn и получил 225 возможных минеральных видов.

Известных же в природе минеральных видов им приводится 32, из которых только 8 относятся к собственно хромшпинелидам. Это следующие минеральные виды: 1) хромит — Cr_2O_4Fe , 2) магнохромит — $Cr_2O_4(Mg, Fe)$, 3) магноферрихромит — $(Fe, Cr)_2O_4(Mg, Fe)$, 4) алюмохромит — $(Al, Cr)_2O_4Fe$, 5) хромпикотит — $(Al, Cr)_2O_4(Mg, Fe)$, 6) феррихромпикотит — $(Al, Fe, Cr)_2O_4(Mg, Fe)$, 7) феррихромшпинель — $(Al, Fe, Cr)_2O_4Mg$ и 8) хромшпинель — $(Al, Cr)_2O_4Mg$.

Хорошо систематизируя большую группу минеральных видов класса шпинели, А. К. Болдырев в своем изложении, однако, не дает представлений о пределах изоморфизма для подгруппы хромшпинелидов. А. Г. Бетехтин, уточнив классификацию А. К. Болдырева, также не останавливается на интересующем нас вопросе о пределах вариаций составов хромшпинелидов.

В указанных классификациях минеральный вид хромшпинелида только показывает, какие из числа других, кроме Cr_2O_3 , главных окислов — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и FeO , входят в состав данного вида. Содержание ведущего окисла Cr_2O_3 в отдельных минеральных видах подгруппы хромшпинелидов варьирует в весьма широких пределах и перекрывается. Так, например, содержание этого окисла имеет такие значения (в весовых процентах) для различных видов: алюмохромит — Cr_2O_3 от 19.0 до 57%, хромпикотит — от 20.7 до 62.3%; хромшпинель — от 22.9 до 68.4%; феррихромпикотит — от 13.1 до 52.6%; феррихромшпинель — от 14.6 до 47.2%; магноферрихромит — от 17.5 до 52.6%. Таким образом, минеральные виды по классификации А. К. Болдырева не имеют четкой характеристики по содержанию Cr_2O_3 ².

Г. А. Соколов (1948) специально рассматривает вариации состава природных хромшпинелидов и ограничения изоморфизма в них.

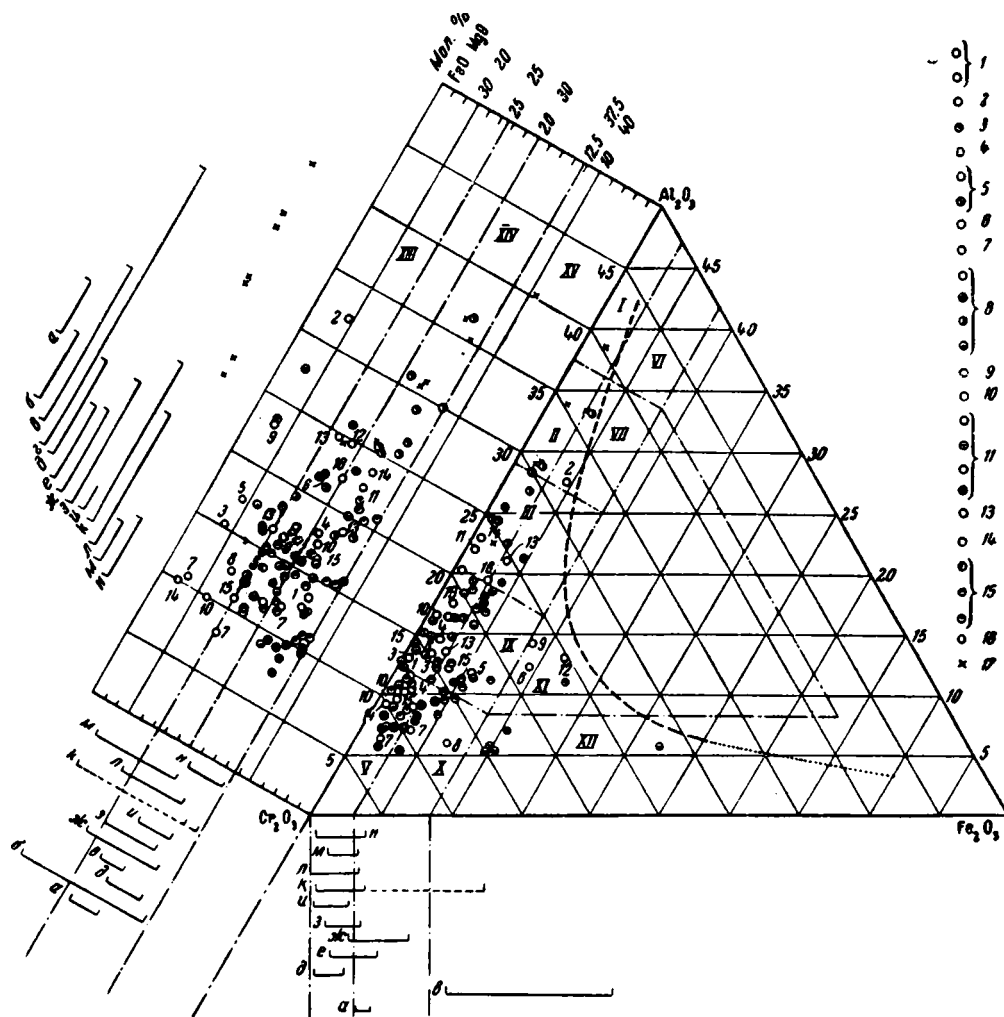
Детализируя классификацию А. К. Болдырева и учитывая пределы изоморфизма по трехвалентным элементам, этот автор преследует цель приспособить классификацию для специальных нужд изучения состава руд хромитовых месторождений. Отдельными названиями минеральных видов, подвидов и разновидностей он отмечает более узкие различия составов хромшпинелидов, слагающих то или иное месторождение.

Классификация, предложенная Г. А. Соколовым, содержит 48 названий отдельных видов, подвидов и разновидностей (табл. 1). На фиг. 1 показана диаграмма, положенная в ее основу.³

² Классификации, предложенные Е. Симпсоном и С. А. Вахромеевым, здесь не рассматриваются по той причине, что в них не учитывается содержание трехвалентного железа (Fe_2O_3). Классификация Фишера, как не выделяющая минеральных видов, нами здесь также не приводится.

³ Для диаграммы Г. А. Соколовым использованы данные по 140 полным химическим анализам хромшпинелидов; подбор и пересчеты их были выполнены преимущественно автором настоящей работы.

Остановимся более подробно на методе графического изображения составов хромшпинелидов, принятом Г. А. Соколовым, поскольку для наших целей, т. е. статистического изучения состава хромшпинелидов, этот метод имеет весьма важное значение.



Ф и г. 1. Диаграмма составов хромшпинелидов из ультраосновных комплексов.
По Г. А. Соколову.

I — XV поля видов, подвидов и разновидностей

I — пикроит; II — алюмохромшпинелит; III — хромшпинелит; IV — алюмохромит; V — хромит;
VI — X — субферрит: VI — пикроит, VII — алюмохромшпинелит, VIII — хромшпинелит, IX — алюмо-
хромит, X — хромит; XI — феррихромшпинелит; XII — феррихромит; XIII — железистый...;
XIV — магнезиальный...; XV — магно...

1 — Анкаргинский, Алапаевский; 2 — Бушвельд; 3 — Варшавский; 4 — Верблюжьегорский;
5 — Верхне-Тагильский, Гологорский; 6 — Закавказье; 7 — Иткульский; 8 — Каменецкий, Кем-
пирсайский SO часть; Кемпирсайский проч. части. Крака; 9 — Кулиновский; 10 — Кутарстанский;
11 — Наследнический, Нижне-Тагильский, Побунье, Сарановский; 12 — Тагил-Невьянский;
13 — Успешный; 14 — Уфалейский, Хабарнинский, Халиловский; 15 — Шевченковский;
16 — акцессориды.

а — Сарановский; б — Закавказье; в — Нижне-Тагильский (платиноносный); г — Кемпирсайский (без
SO части); д — Гологорский; е — Верблюжьегорский; ж — Хабарнинский; з — Уфалейский; и — Анкар-
гинский; к — Халиловский; л — Крака; м — Иткуль; н — Кемпирсайский (SO часть).

Таблица 1

Классификация хромшпинелидов (по А. К. Болдыреву) с значительной детализацией (проценты молекулярные)

$\text{Cr}_2\text{O}_3 + \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3$ от — до	Fe_2O_3	MgO от 0 до 12.5% FeO от 50 до 37.5%	MgO от 12.5 до 25.0% FeO от 37.5 до 25.0%	MgO от 25.0 до 37.5% FeO от 25.0 до 12.5%	MgO от 37.5 до 50.0% FeO от 12.5 до 0%
50.0—37.5%	От 3.0 до 0%	Феррохромит * FeCrO_4	Хромит (Mg, Fe) Cr_2O_4 железистый магнезиальный	Магнохромит * MgCr_2O_4	
37.5—29.2		Ферроалюмохромит * $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$	Алюмохромит (Mg, Fe) (Cr, Al) $_2\text{O}_4$ железистый магнезиальный	Магноалюмохромит * $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$	
29.2—20.8		Феррохромшпинелит * $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$	Хромшпинелит (Mg, Fe) (Cr, Al) $_2\text{O}_4$ железистый магнезиальный	Магнохромшпинелит * $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$	
20.8—12.5		Ферроалюмохромшпинелит * $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$	Алюмохромшпинелит (Mg, Fe) (Al, Cr) $_2\text{O}_4$ железистый магнезиальный	Магноалюмохромшпинелит * $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$	
12.5—0		Феррошпинелит * $\text{Fe}, \text{Al}_2\text{O}_3$	Шпинелит (Mg, Fe) Al_2O_4 железистый магнезиальный	Магношпинелит MgAl_2O_3	
50.0—37.5	От 3.0 до 8.33%	Субферри-феррохромит *	Субферри-хромит железистый магнезиальный	Субферри-магнохромит *	
37.5—29.2		Субферри-ферроалюмохромит *	Субферри-алюмохромит железистый магнезиальный	Субферри-магноалюмохромит *	
29.2—20.8		Субферри-феррохромшпинелит *	Субферри-хромшпинелит железистый магнезиальный	Субферри-магнохромшпинелит *	
20.8—12.5		Субферри-ферроалюмохромшпинелит *	Субферри-алюмохромшпинелит железистый магнезиальный	Субферри-магноалюмохромшпинелит *	
12.5—0		Субферри-феррошпинелит *	Субферри-шпинелит железистый магнезиальный	Субферри-магношпинелит *	
Al_2O_3 от 0 до 8.33 $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3$ от 12.5 до 50.0		Ферроферрихромит * $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$	Феррихромит (Mg, Fe) (Cr, Fe) $_2\text{O}_4$	Магноферрихромит * $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$	
		Ферроферрихромшпинелит * $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$	Феррихромшпинелит (Mg, Fe) (Cr, Fe, Al) $_2\text{O}_4$	Магноферрихромшпинелит $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$	

* Достоверные анализы автору (Г. А. Соколову. — Н. П.) не известны.

Так как общая стехиометрическая формула хромшпинелидов имеет вид $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$, то любой хромшпинелид в общем случае состоит из 50% (мол.) окислов двухвалентных элементов и 50% (мол.) окислов трехвалентных элементов. Поэтому, в сущности, можно изображать графически вариации тех и других независимо друг от друга. При этом по трехвалентным элементам имеется в виду как бы трехкомпонентная система Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 ; отсюда возможность пользоваться треугольником. По окислам двухвалентных элементов система сложная, поскольку в составе хромшпинелидов могут участвовать MgO , FeO , MnO , ZnO , NiO и др. Однако содержание трех последних окислов, по имеющимся данным, весьма невелико (десятые и сотые доли %). Объединяя MnO и ZnO с FeO , а NiO с MgO , можно считать по окислам двухвалентных элементов систему как бы двухкомпонентной.

Для изображения составов хромшпинелидов Г. А. Соколов предложил пользоваться равнобедренным треугольником. В вершинах треугольника располагаются окислы трехвалентных элементов (Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3). Стороны треугольника соответственно делятся на 50 частей. Фигуративная точка по трехвалентным окислам располагается внутри треугольника или на его стороне в зависимости от соотношения этих окислов. Для окислов двухвалентных элементов этот автор предлагает наносить данные следующим образом. Фигуративная точка на внутренней части треугольника переносится на сторону $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ посредством линии равного содержания Cr_2O_3 , т. е. параллельной стороне треугольника, противолежащей вершине Cr_2O_3 . Из точки пересечения этой линии со стороной треугольника $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ восстанавливается перпендикуляр, на котором в заранее избранном масштабе откладывается содержание FeO . Отрезок, дополняющий до 50% мол., отвечает содержанию MgO .

Практически в нанесении вектора на такого рода диаграмму по двухвалентным окислам элементов (FeO , MgO) нет необходимости, достаточно нанести точку, разделяющую этот вектор пропорционально содержанию FeO и MgO .

Таким образом, принятый Г. А. Соколовым метод графического изображения составов хромшпинелидов в принципе рационален и удобен.

При таком способе графического изображения составов хромшпинелидов весьма удобно производить графически же сравнения и сопоставления всех нанесенных составов или их определенных серий как по группам двух- и трехвалентных окислов элементов, так и по каждому отдельному окислу. Это имеет весьма важное значение при изучении закономерностей вариаций составов и пределов изоморфизма в подгруппе хромшпинелидов. Кроме того, этот метод освобождает нас от необходимости пользоваться условными молекулярными группировками, предложенными Симпсоном, Вахромеевым, Зиминим и др., что менее удобно для указанных выше целей.

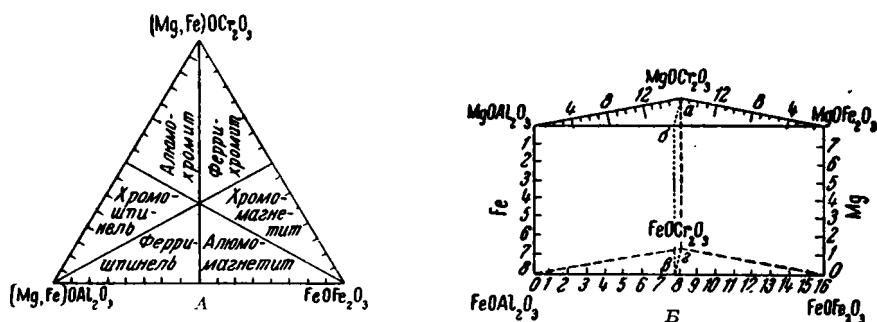
Автор настоящей работы, собрав несколько более широкий материал по химическому составу рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов союзных и некоторых зарубежных месторождений, имеет возможность повысить статистическую вероятность выводов, приведенных Г. А. Соколовым.

Работа Р. Е. Стивенса «Состав некоторых хромитов Западного Полушария» (1944) навела автора на мысль о несколько ином подходе к тому, какие величины наносить на диаграмму, предложенную Г. А. Соколовым.

Остановимся кратко на способе пересчета и составления диаграммы по данным химических анализов хромшпинелидов, предложенных Стивенсом.

В основу пересчетов данных химических анализов хромшпинелидов этим автором положена атомная структура шпинели. Ссылаясь на работы Брэгга (Bragg, 1937), который устанавливает формулу элементарной ячейки шпинелида как $8(\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3)$, автор исходит из того, что по этой формуле в элементарной ячейке хромшпинелида имеется 8 атомов двухвалентных металлов (Fe^{++} , Mg) и 16 атомов трехвалентных металлов (Al, Cr, Fe^{+++}). Весовые проценты окислов по данным анализа переводятся, как обычно, в молекулярные количества. По количеству SiO_2 , TiO_2 , H_2O и др. исключаются силикатные и другие сопутствующие минералы (оливин, серпентин, хлорит и др.). Сумма молекулярных количеств окислов трехвалентных элементов приравнивается к 16; суммы молекулярных количеств окислов двухвалентных элементов приравниваются к 8. По молекулярным количествам каждого окисла устанавливается число атомов того или иного металла, входящего в элементарную ячейку данного шпинелида.

Для графического изображения полученных таким путем данных Стивенс воспользовался пространственной фигурой в форме трехгранной призмы (см. фиг. 2). Основаниями этой призмы служат равносторонние



Ф и г. 2. Классификация хромшпинелидов по Стивенсу и принципы ее построения.

А — классификация хромшпинелидов; Б — трехгранная призма составов хромшпинелидов.

треугольники, стороны которых поделены на шестнадцать частей в соответствии с числом атомов пространственной элементарной ячейки шпинелида, а по вершинам углов располагаются Cr, Al и Fe^{+++} . Высота призмы в избранном масштабе отвечает 8 атомам двухвалентных металлов и соответственно поделена на 8 частей. Нижнее основание отвечает 8 атомам Fe^{++} и нулю атомов Mg; верхнее основание, наоборот, нулю атомов Fe и 8 атомам Mg. Так как нанесение данных в такого рода пространственной фигуре, изображенной на плоскости, представляет некоторые трудности, то Стивенс предлагает расчлнить призму на две плоскостные диаграммы: а) на равносторонний треугольник (тот же треугольник, что и у Г. А. Соколова) для отображения данных по трехвалентным атомам и б) прямоугольную диаграмму для векторального отображения данных по двухвалентным атомам (Fe^{++} , Mg). Этой последней служит плоскость, разделяющая пополам призму от вершин со значком Cr до противоположащей грани со значками Fe^{+++} и Al (плоскость *а б в г*, фиг. 2, Б).

Таким образом, в геометрическом отображении состава хромшпинелидов Р. Стивенс, так же как и Г. А. Соколов, пользуется комбинированием двух самостоятельных плоскостных диаграмм.

Г. А. Соколов на своих диаграммах наносит данные химического состава хромшпинелидов, выражая их в молекулярных процентах, Р. Стивенс же наносит на своих диаграммах соотношения числа атомов,

составляющих пространственную элементарную ячейку шпинелида. Хотя на диаграммах для трехвалентных элементов Г. А. Соколова и Р. Стивенса наносятся различные величины, характеризующие состав шпинелидов, однако, фигуративные точки при этом, естественно, занимают одни и те же положения. В прямоугольных диаграммах для двухвалентных элементов фигуративные точки у этих авторов не совпадают, так как эти точки проектируются на различные плоскости пространственной призмы Стивенса и несколько различными способами. Автор настоящей работы для статистического рассмотрения составов природных хромшпинелидов использовал оба вышеприведенных метода в несколько комбинированном виде.

В части пересчета химических анализов хромшпинелидов автор принял способ Р. Стивенса из следующих соображений.

Изучение пределов изоморфизма в минералах, отвечающих понятию твердого раствора 1-го рода, правильнее вести, исходя не из условных молекулярных группировок (Симпсона и др.) и не из окислов тех или иных элементов (Г. А. Соколов), а из атомов, способных замещать друг друга в элементарной ячейке вещества, если эта последняя установлена. Кроме того, состав вещества в этом случае более наглядно выражается посредством соотношения атомов, нежели при помощи молекулярных процентов.

Нас не должны смущать здесь дробные числа атомов того или иного шпинелеобразующего компонента (например, 8.1 атома Cr или 5.3 атома Mg), так как химический анализ характеризует суммарно множество элементарных ячеек шпинелида, а не одну ячейку.

Возможно, что в данном кристаллическом зерне хромшпинелида наряду с преобладающим числом вполне тождественных по атомному составу элементарных ячеек есть такие, в которых соотношения чисел атомов различных элементов — другие. Это до известной степени возможно без нарушения электростатической прочности решетки (Гассель, 1936), хотя оптически путем — в шлифах — такие неоднородности совершенно не улавливаются.

Для графического изображения составов хромшпинелидов применена развертка трехгранной призмы, с равносторонним треугольником в ее основании. Для трехвалентных элементов эта диаграмма не отличается от диаграммы Р. Стивенса.

В верхнем углу треугольника располагается Cr, в левом нижнем углу Al, в правом нижнем Fe^{+++} . Для изображения состава хромшпинелидов по двухвалентным элементам (Mg, Fe^{++}) в плоскость чертежа развернуты две грани призмы между углами Cr — Al и Cr — Fe^{+++} . Третья грань призмы между углами Al — Fe^{+++} здесь не разворачивается по той причине, что изоморфизм между Al и Fe^{+++} непосредственно не выражен и обусловлен, как это будет указано ниже, более сложной зависимостью.

Треугольная диаграмма разделена на две равные части биссектрисой, проведенной из вершины Cr. Фигуративные точки, расположенные в левой половине треугольника, путем восстановления перпендикуляра относятся на ребро Cr—Al треугольника. Восстанавливая из этой точки перпендикуляр внутри прямоугольной диаграммы и деля этот отрезок в отношениях, пропорциональных количествам атомов Mg и Fe^{++} , мы получаем фигуративную точку для этих последних элементов.

В правой части треугольной диаграммы нахождение фигуративной точки, определяющей состав хромшпинелида по Mg и Fe^{++} , производится совершенно аналогично. Фигуративная точка из поля треугольной диаграммы выносится на ребро Cr — Fe^{+++} .

Как пример, приведем здесь способ пересчета анализа № 1 (см. табл. 2).

Для изучения химического состава и пределов изоморфизма природных хромшпинелидов автор использовал около 200 полных химических ана-

лизом из союзных месторождений, а также более 50 анализов из хромитовых месторождений Западного полушария, заимствованных из работы Стивенса. Используются также химические анализы хромшпинелидов Бушвельда и ряда других месторождений. Отбирались только те анализы, из которых можно было заключить, что хромшпинелид не подвергся изменению, показателем чего служило отношение $R_2O_3 : RO$; оно не должно превышать 1 : 1.

Таблица 2

Способ пересчета данных химического анализа хромшпинелида для нанесения на диаграмму по Стивенсу

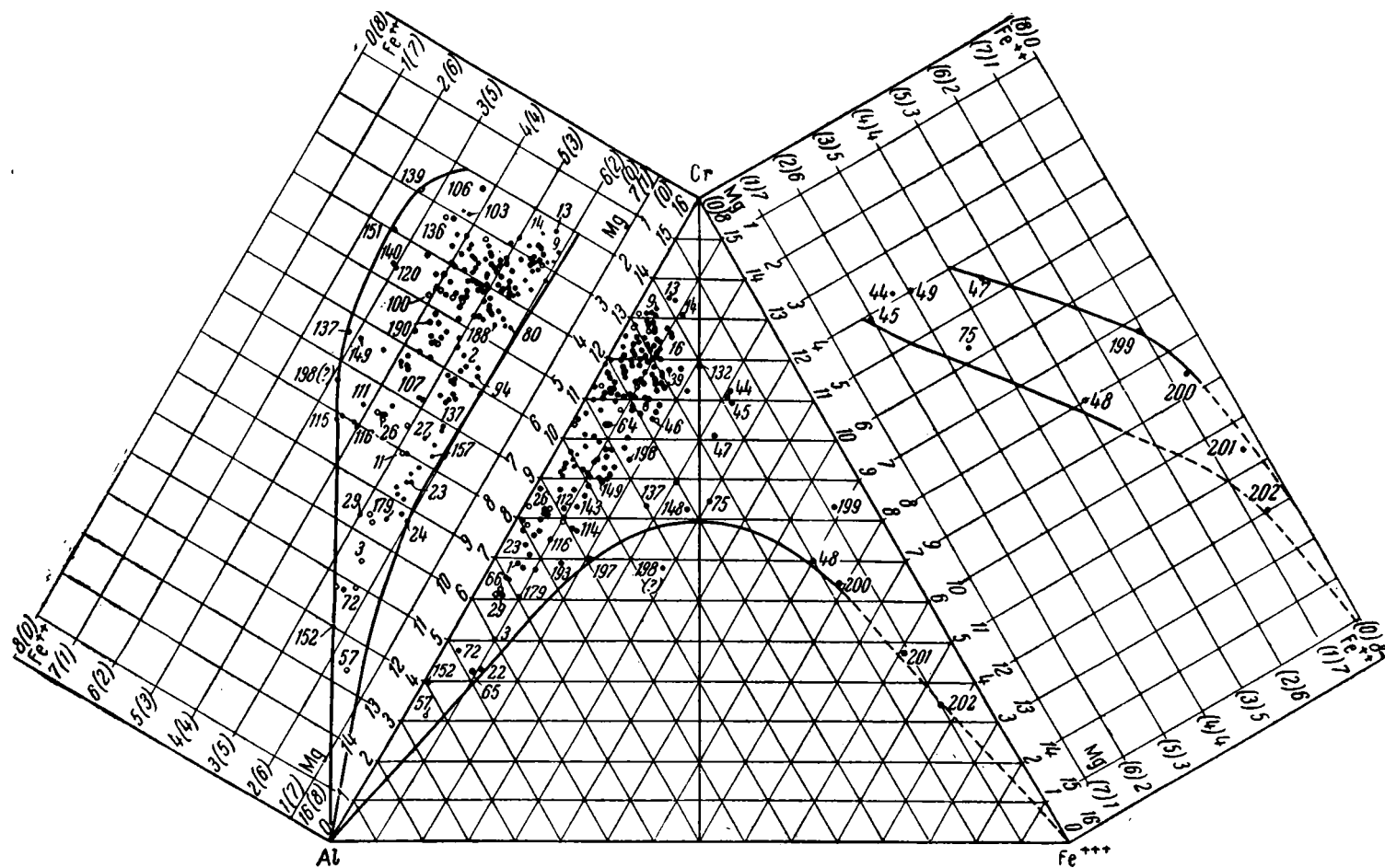
Окислы	Весовые проценты	Молекулярные количества	Исключение серпентина в мол. кол.	Остаток в молекулярных количествах	Остаток в весовых количествах	Пересчет весовых процентов на 100	Молекулярные количества	$R_2O_3 : RO$	Выравнивание $R_2O_3 : RO$ до 1.0	Число атомов каждого элемента в элементарной ячейке
SiO_2	1.05	.017	.017	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	31.46	308	—	308	31.46	32.0	312	576	312	Al—8.7
Cr_2O_3	35.43	233	—	233	35.43	36.0	237		237	
Fe_2O_3	4.26	027	—	027	4.26	4.3	27		— 6 21	
FeO	11.77	164	—	164	11.77	12.0	167	559	+12 = 179	Fe ⁺⁺⁺ —0.6
MgO	16.43	411	025	386	15.40	15.7	392		392	
									571 = 8	
+ H_2O	0.30	017	017	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.8	—	—	—	98.32	100.0	—	1.03	—	—

Диаграмма фиг. 3 (и 3а) характеризует сводные данные составов рудобразующих и аксессуарных хромшпинелидов.

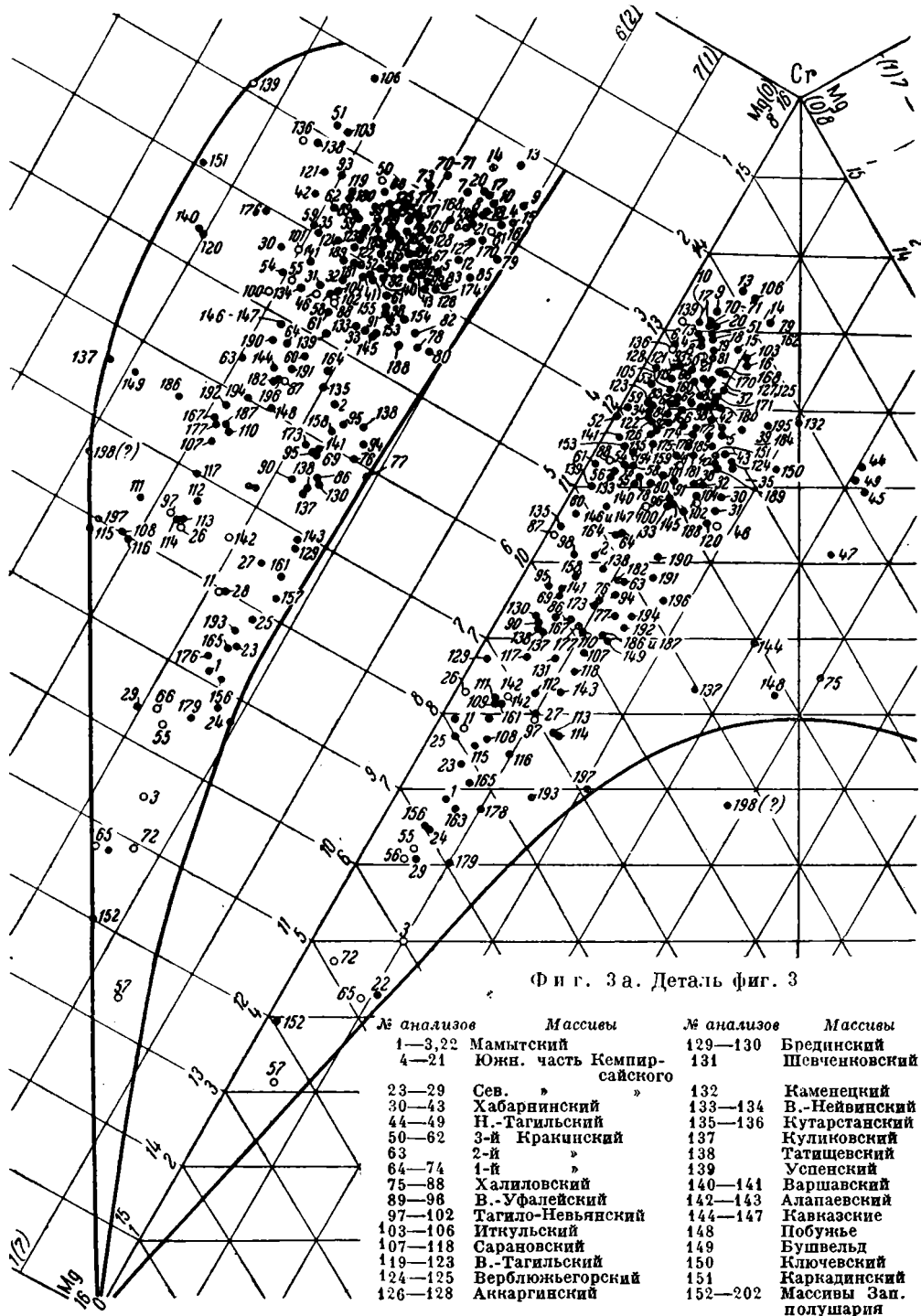
На этой диаграмме различного вида линиями мы ограничили поля фигуративных точек как по трехвалентным, так и по двухвалентным атомам металлов. По трехвалентным металлам получилась ограничивающая кривая, по форме и положению совершенно тождественная кривой на диаграмме Г. А. Соколова (см. фиг. 1).

Таким образом, на более широком материале подтверждается вывод Г. А. Соколова об эмпирических пределах изоморфизма для трехвалентных элементов в природных хромшпинелидах, сформулированный им так: «Максимально возможное содержание Fe^{+++} в хромшпинелиде обратно пропорционально содержанию Al, или чем выше содержание Al, тем меньшее количество Fe^{+++} может участвовать в составе данного хромшпинелида».

Эмпирические пределы изоморфизма по двухвалентным элементам, выраженные на нашей диаграмме двумя полями, также показывают весьма интересные зависимости между количествами Mg и Fe^{++} и соотношениями Cr, Al и Fe^{+++} , а именно: хромшпинелиды, в состав которых из трехвалентных элементов входят преимущественно алюминий и хром, при незначительном содержании трехвалентного железа (меньше 2.6 атомов), имеют ту особенность, что содержание Mg увеличивается (а Fe^{++} уменьшается) с увеличением содержания Al.



Ф и г. 3. Сводная диаграмма составов рудообразующих и акцессорных хромпипеллидов. Составил Н. В. Павлов.



Деления сторон треугольника соответствуют числу атомов трехвалентного элемента в ячейке хромшпиннелида, из общего их числа=16; деления сторон двухкомпонентных диаграмм соответствуют числу атомов двухвалентных элементов в ней, из общего их числа=8

● — рудообразующий хромшпиннелид;
○ — акцессорный
— контурные линии пределов изоморфизма в хромшпиннелидах по двух- и трехвалентным элементам.

Хромшпинелиды, в состав которых из числа трехвалентных элементов входят преимущественно хром и трехвалентное железо, а содержание алюминия подчиненное (менее 2.6 атомов), характеризуются увеличением содержания Fe^{++} (и уменьшением Mg) с возрастанием содержания Fe^{+++} .

Таким образом, максимальное содержание магния связано с теми хромшпинелидами, которые содержат большое количество алюминия. Содержание магния несколько уменьшается (а двухвалентного железа возрастает) с переходом к хромшпинелидам, богатым хромом. Резко понижается содержание магния в хромшпинелидах, богатых трехвалентным железом.

Эти выводы помогут нам осветить генетические связи между составами рудообразующих хромшпинелидов и составом материнских пород.

Более строгий учет эмпирических пределов изоморфизма по двухвалентным элементам, а также несколько более широкий материал, использованный по железистым разностям хромшпинелидов, позволяють автору внести некоторые поправки и дополнения к классификации хромшпинелидов, предложенной Г. А. Соколовым. Обратимся к рассмотрению диаграммы Г. А. Соколова (фиг. 1) и сводной таблицы (табл. 1) минеральных видов, подвидов и разновидностей, предложенной этим автором. Рассмотрим вначале выделяемые им поля для минеральных видов и подвидов в треугольной части диаграммы для трехвалентных элементов Cr , Al , Fe^{+++} . Здесь автор выделяет двенадцать полей, которым отвечает следующие наименования: I — пикотит, II — алюмохромпикотит, III — хромпикотит, IV — алюмохромит, V — хромит, VI — субферрипикотит, VII — субферриалюмохромпикотит, VIII — субферрихромпикотит, IX — субферриалюмохромит, X — субферрихромит, XI — феррихромпикотит и XII — феррихромит.

Наши поправки сводятся к следующему:

1. Поле VI, с названием подвида субферрипикотит, имеет лишь условное значение для систематики минеральных видов и подвидов хромшпинелидов, так как это поле выходит за линию, ограничивающую эмпирические пределы изоморфизма по трехвалентным элементам (следовательно, хромшпинелиды такого состава не имеют своих представителей среди известных разновидностей).

2. Название минерального вида «феррихромпикотит» (поле XI) нерационально, так как из 50% мол., отвечающих всем трем окислам Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , на долю Cr_2O_3 приходится не менее 25% мол. и до 37.5% мол. (или из 16 атомов, по нашей диаграмме, на долю Cr приходится от 8 до 12 атом.). Правильнее называть этот вид «ферриалюмохромит».

3. Мы полностью разделяем мнение о необходимости различать составы хромшпинелидов по различному содержанию в них трехвалентного железа. Это позволяет весьма четко и ясно подчеркивать названиями минеральных видов и разновидностей особенности состава. Наряду с установившимися терминами «ферро», «ферри» и др. нам кажется удачным и целесообразным введенный Г. А. Соколовым термин «субферри». Г. А. Соколов выделяет по содержанию трехвалентного железа три поля:

а) хромшпинелиды с низким содержанием Fe_2O_3 — от 0 до 3% мол.; такие разности оставляются им без особых дополнительных названий; б) хромшпинелиды с содержанием Fe_2O_3 от 3 до 8.33% мол.; этим разновидностям дается в дополнение к названию минерального вида приставка «субферри»; в) хромшпинелиды с содержанием Fe_2O_3 более 8.33% мол., с приставкой к минеральному виду «ферри».

Линия, ограничивающая поля составов хромшпинелидов с содержанием больше и меньше 8.33% мол., совершенно правильно обоснована, исходя из условий вхождения одного из трех компонентов в формулу минералов, принятую в систематике А. К. Болдырева, а именно: для вхож-

дения того или иного компонента в формулу минерала в этом случае необходимо, чтобы этот компонент составлял не менее $\frac{1}{6}$ части всех трех компонентов в молекулярных процентах ($50 : 6 = 8.33$).

Что же касается линии, ограничивающей составы хромшпинелидов с 3% мол. и больше, то эта линия в диаграмме Г. А. Соколова проводится произвольно и не подкрепляется какими-либо теоретическими обоснованиями, представляя лишь некоторые чисто практические удобства. Нам представляется, что в этом случае будет более правильным проводить эту линию, положив в основу способ диаграммирования не в молекулярных процентах, а в атомах. Тогда хромшпинелиды, содержащие Fe^{+++} в количестве от 0 до 1.0 атома (из 16 возможных в элементарной ячейке), будут отвечать понятию хромшпинелида с низким содержанием трехвалентного железа, хромшпинелиды с содержанием Fe^{+++} от 1.0 до 2.66⁴ атома (что отвечает 8.33% мол. Fe_2O_3) будут соответствовать понятию «субферри», и хромшпинелиды с содержанием Fe^{+++} более 2.66 атома будут соответствовать понятию «ферри». Так как один атом Fe^{+++} отвечает 3.12% мол. Fe_2O_3 , то на диаграмме Г. А. Соколова линия, ограничивающая поле составов хромшпинелидов с низким содержанием трехвалентного железа от поля «субферри», сместится очень незначительно (на 0.12% мол.).

В диаграмме Г. А. Соколова поле, отвечающее минеральному виду хромпикотит, делится на три равные части (поля II, III и IV или поля VII, VIII, IX) и, таким образом, по стороне треугольника $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ получается пять двоек полей (всего десять с полями «субферри»). Такое условное деление стороны треугольника нам кажется очень искусственным.

Удобнее эту сторону и прилегающие к ней поля маложелезистых хромшпинелидов, включая и поле хромшпинелидов «субферри», рассматривать как двухкомпонентную систему $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ и делить на четыре (двоек) поля так же, как это делает Г. А. Соколов для двухкомпонентной диаграммы $\text{MgO} \cdot \text{FeO}$.

При таком делении (на 4 поля) хотя и уменьшается на два число подвидов, однако, диаграмма приобретает большую стройность. Иными словами, поле, отвечающее понятию минерального вида хромпикотит, следует делить не на шесть, а на четыре части, сохранив за каждым из них такие названия: хромпикотит (ближайшее поле к пикотиту), алюмохромит (ближайшее поле к хромиту), субферри-хромпикотит и субферри-алюмохромит. Совершенно аналогичным путем мы можем разделить поле XII, отвечающее минеральному виду феррохромит, которое в диаграмме Г. А. Соколова оставлено без более дробного подразделения.

Здесь соответственно этот вид может быть разделен на следующие четыре подвида:

- а) хроммагнетит (ближайшее поле к магнетиту),
- б) феррихромит (ближайшее поле к хромиту),
- в) субалюмо-феррихромит,
- г) субалюмо-хроммагнетит.

Рассматривая диаграмму Г. А. Соколова по двухвалентным окислам — MgO , FeO , мы видим, что автор различает три поля с названиями «железистый», «магнезиальный» и «магно». В классификации минеральных видов по Г. А. Соколову (см. табл. 1) вводится также и приставка «ферро», которая обоснована выделением соответствующего четвертого поля в той же диаграмме выше поля «железистый». Это поле опущено в ней, видимо, за отсутствием там фигуративных точек. Установленные нами

⁴ $2.66 = 16 : 6$ — этой цифрой выражается условие вхождения одного из трех компонентов в формулу минерального вида (Болдырев, 1935).

пределы изоморфизма по двухвалентным элементам позволяют внести следующие коррективы. В треугольной диаграмме для хрома, алюминия и трехвалентного железа поле, расположенное между гиперболической кривой и стороной $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (см. диаграмму фиг. 4), не содержит фигуративных точек состава естественных хромшпинелидов. В систематике Г. А. Соколова это поле не классифицируется на какие-либо гипотетические минеральные виды. Подобно этому и поля, выходящие за пределы площадей с фигуративными точками по Mg и Fe^{++} , также не должны вводиться в систематику. Это обстоятельство позволяет значительно сократить число разновидностей, предложенных Г. А. Соколовым. Так, из классификационной таблицы (см. фиг. 4) могут быть исключены двенадцать минеральных разновидностей, содержащих приставку «ферро», т. е. весь третий столбец, в табл. 1. По той же самой причине должны быть опущены одиннадцать разновидностей хромшпинелидов из последнего столбца таблицы с приставкой «магно» и т. д.⁵

В связи с тем, что оказалось возможным уточнить эмпирические пределы изоморфизма в природных хромшпинелидах как в группе трехвалентных, так и в группе двухвалентных элементов, мы считаем целесообразным внести указанные выше поправки и дополнения в классификацию видов по Г. А. Соколову. При этом названия минеральных видов, предложенные Г. А. Соколовым, мы полностью сохраняем, за исключением только одного — «феррихромпикотит», который мы называем «ферриалюмохромит».

В основу систематики мы положили нашу диаграмму, подробно описанную выше.

На фиг. 4 приводится эта диаграмма со всеми названиями минеральных видов и подвидов и отвечающими им полями. В табл. 3 приводится полный перечень видов, подвидов и разновидностей и их химические формулы.

Поле трехвалентных атомов (треугольная диаграмма) в соответствии с условиями вхождения одного из трех компонентов, указанных А. К. Болдыревым (1935), разделяется на шесть полей, отвечающих в дальнейшем понятию минерального вида.

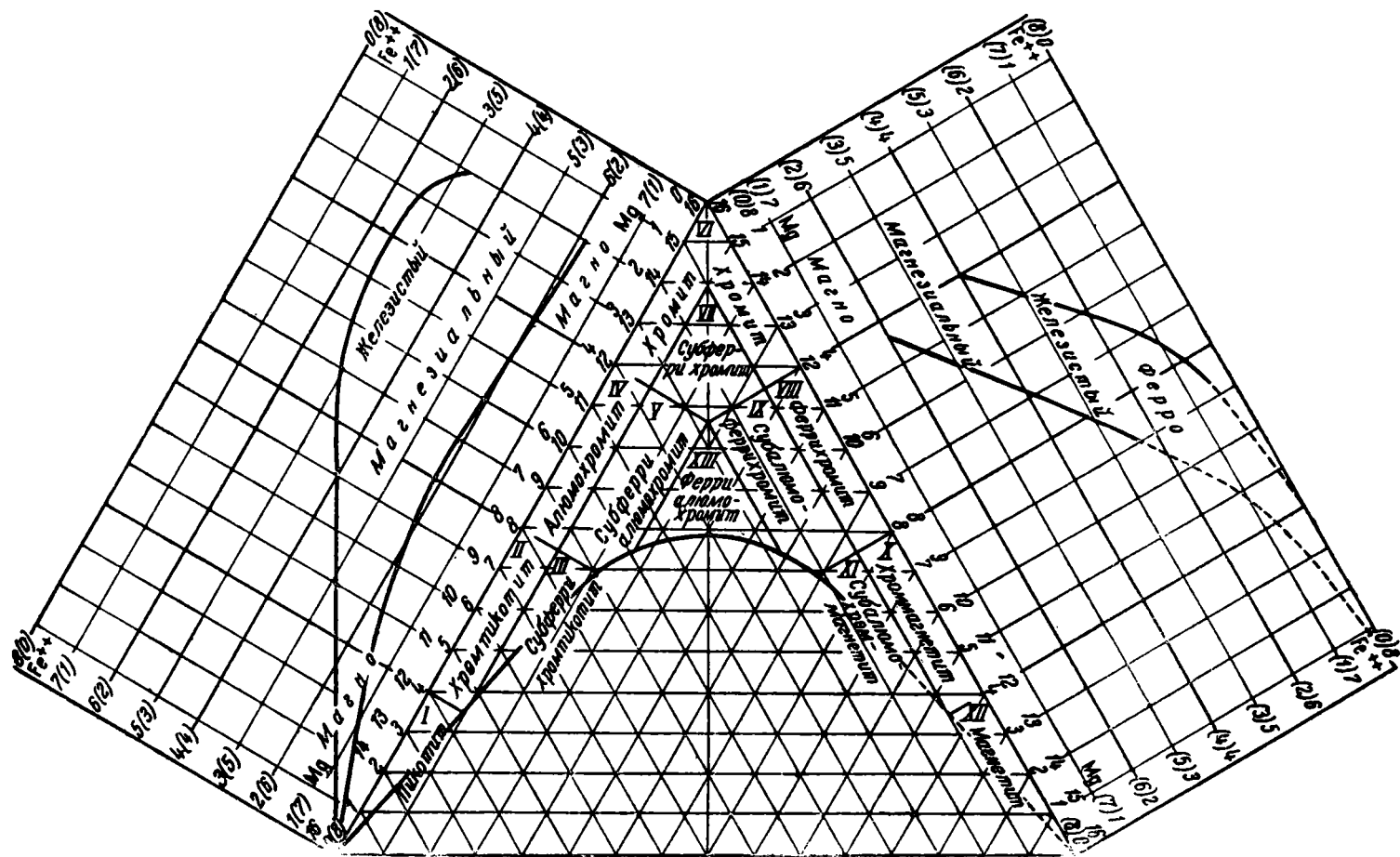
Таким путем в общем поле трехвалентных металлов нами выделено 13 полей с названиями: 1) пикотит, 2) хромпикотит, 3) субферрихромпикотит, 4) алюмохромит, 5) субферриалюмохромит, 6) хромит, 7) субферрихромит, 8) феррихромит, 9) субалюмо-феррихромит, 10) хроммагнетит, 11) субалюмохроммагнетит, 12) магнетит и 13) ферриалюмохромит.

Поля двухвалентных атомов — Mg, Fe^{++} (правая и левая части диаграммы) в соответствии с условиями вхождения одного из двух компонентов, указанных А. К. Болдыревым, делятся на четыре части.

Верхнее поле, отвечающее составам 6—8 атомов Fe^{++} и 0—2 атома Mg, называется «ферро»; поле, отвечающее составам 6—4 атома Fe^{++} и 2—4 Mg, называется «железистый»; поле, отвечающее составам 4—2 атома Fe^{++} и 4—6 атомов Mg, — «магнезиальный» и, наконец, нижнее поле состава 2—0 атома Fe^{++} и 6—8 атомов Mg названо «магно».

Строго придерживаясь эмпирических пределов изоморфизма по двухвалентным металлам, выраженного в диаграмме посредством полей, заключенных между кривыми линиями, мы и выводим рациональные названия для 29 разновидностей. Обращаясь к диаграмме фиг. 4, мы можем видеть, как образуются названия отдельных разновидностей. Так, например, минеральный вид пикотит не имеет разновидностей, так как в природных шпинелидах неизвестен «ферро», «железистый» и «магне-

⁵ Г. А. Соколов отмечает в опубликованной статье (1946), что достоверные анализы названных 23 разновидностей ему неизвестны, а в своей следующей работе (1948) предлагает для обычных целей пользоваться сокращенной классификацией, включающей только 12 названий.



Ф и г. 4. Классификация хромшинелидов. По Н. В. Павлову.

Классификация хромшпинелидов
(Н. В. Павлов, 1948)

$\text{Cr} + \frac{1}{2} \text{Fe}^{+++}$ от до в атом.	Атомы Fe^{+++} (Al)	$\text{Mg} = 8-6$ атом. $\text{Fe}^{++} = 0-2$	$\text{Mg} = 6-4$ атом. $\text{Fe}^{++} = 2-4$	$\text{Mg} = 4-2$ атом. $\text{Fe}^{++} = 4-6$	$\text{Mg} = 2-0$ атом. $\text{Fe}^{++} = 6-8$
16—12	0—1	Магнохромит	Хромит	Железистый хромит	—
16—12	1—2.66	Магносубферрихромит	Субферрихромит	Железистый субферрихромит	—
12— 8	0—1	—	Алюмохромит	Железистый алюмохромит	—
12— 6	1—2.66	—	Субферриалюмохромит	Железистый субферриалюмохромит	—
8— 4	0—1	Магнохромпикотит	Хромпикотит	—	—
8— 4	1—2.66	Магносубферрихромпикотит	Субферрихромпикотит	—	—
4— 0	0—1	Пикотит	—	—	—
$\text{Cr} + \frac{1}{2} \text{Al}$ 12— 8	0—1	—	Феррихромит	Железистый феррихромит	Ферроферрихромит
12— 8	1—2.66	—	Субалюмоферрихромит	Железистый субалюмоферрихромит	Субалюмоферрихромит
8— 4	0—1	—	—	Железистый хроммагнетит	Хроммагнетит
8— 4	1—2.66	—	—	Железистый субалюмохроммагнетит	Субалюмохроммагнетит
4— 0	0—1	—	—	—	Магнетит
$\left. \begin{matrix} \text{Al} \\ \text{Cr} \\ \text{Fe}^{+++} \end{matrix} \right\}$ каждое 2.66	—	—	Ферриалюмохромит	Железистый ферриалюмохромит	Ферроферриалюмохромит

зиальный» пикотит. Минеральный вид хромит имеет шесть разновидностей: а) магнохромит, б) магнезиальный хромит (здесь мы его называем просто хромит), в) железистый хромит, г) магносубферрихромит, д) магнезиальный субферрихромит и е) железистый субферрихромит. Хромит с приставкой «ферро» в природных (земных) хромшпинелидах отсутствует. Хромпикотит имеет четыре разновидности: а) магнохромпикотит, б) магнезиальный хромпикотит, г) магносубферрихромпикотит и д) магнезиальный субферрихромпикотит и т. д.

Так как абсолютное большинство природных хромшпинелидов является разностями магнезиальными, т. е. такими, в которых элементарная ячейка состоит из 6—4 атомов Mg и 4—2 атомов Fe^{++} , мы, рационализируя и сокращая количество слов для обозначения разновидности (подвида или вида), опускаем слово «магнезиальный» для минеральных видов и подвидов — хромит, алюмохромит и хромпикотит.

Для минеральных подвидов хроммагнетит и субалюмохроммагнетит нерационально название с приставкой «ферро», так как разностей «магно» и «магнезиальный» в природных хроммагнетитах нет; их следует называть без этой приставки. Однако «железистый» хроммагнетит и субалюмохроммагнетит следует сохранить, ибо под этим подразумевается вхождение от 2 до 4 атомов Mg против предыдущих разновидностей, в которых Mg содержится от 0 до 2 атомов.

Для минерального подвида феррихромит рационально сохранить все разновидности «ферро», «железистый» и «магнезиальный», так как для генетических и других целей весьма важно оттенить особенности данного подвида.

II. ОБЗОР ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ УРАЛА

Мы приводим здесь краткие сведения по петрографическому составу более чем тридцати ультраосновных массивов Урала. Большинство из них являлось предметом изучения сотрудников Хромитовой группы Института геологических наук Академии Наук СССР. Для написания этого раздела были использованы как материалы многолетних (1933—1941 гг.) исследований коллектива Хромитовой группы, так и материалы предыдущих исследователей (печатные работы, рукописные статьи, фондовые материалы трестов, ГРП и т. д.).

Автором были изучены следующие массивы Урала: Южный Крака (1935—1938 гг.), Узянский Крака (1937—1938 гг.) и Кемпирсайский (Актюбинский) (1937—1938 гг.). Кроме того, в 1939 и 1944 гг. им были обследованы также массивы: Сакмарский, Кутарстанский, Куликовский, Татищевский, Успенский, Верблюжьегорский, Варшавский, Намазкинский, Верхне-Уфалейский и Верх-Нейвинский.

Первичный петрографический состав ультраосновных массивов Урала (группы массивов по первичному петрографическому составу)

Массивы ультраосновных пород Урала неоднородны и неодинаковы по своему первичному петрографическому составу.

По первичному петрографическому составу массивов и по данным о возрастных отношениях между различными петрографическими фациями в них, массивы можно разбить на несколько групп. В дальнейшем каждая группа будет охарактеризована по первичному петрографическому составу, относительному возрасту пород и характеру пространственного расположения различных фаций.

Подгруппа А. Существенно гарцбургитовые массивы.

Примерами этой подгруппы могут служить Верблюжьегорский, Алапаевский, Монетный и Верхне-Уфалейский хромитоносные массивы. Особенностью Алапаевского, Монетного и Верхне-Уфалейского массивов является абсолютное преобладание среди ультраосновных пород перидотитов (гарцбургитов); в тесной пространственной и генетической связи с последними находятся значительные площади габбровых пород и пород габбро-пироксенито-верлитового состава. Дуниты развиты в малом количестве. Переход от габбро к господствующим в массиве перидотитам сопровождается различными по форме обособлениями пироксенитов (диалагитов и диопсидитов) и верлитов. Между габбро и пироксенитами, с одной стороны, и между пироксенитами и верлитами, с другой, наблюдаются постепенные дифференциационные переходы. Между верлитами же и господствующими перидотитами контакты резкие.

Дуниты представлены неправильными, обычно удлиненными шлирами (до 100 м в поперечнике), простирающимися согласно с общим простираанием массивов.

Дунитовые шлиры встречены только в перидотитовых массивах и имеют как постепенные, так и более или менее резкие с ними контакты. Обычно с дунитами ассоциируют хромитовые руды.

Верблюжьегорский массив отличается большой однородностью петрографического состава.

Ультраосновные породы этого массива, по данным ряда исследователей (Соколов, Кашин и др. 1936), относятся к гарцбургитам. Однако в гарцбургитах этого массива, по данным Н. В. Павлова, спорадически встречается и моноклинный пироксен (псевдоморфозы амфибола и хлорита по пироксену). Дунитовые обособления чрезвычайно редки. Они были отмечены только вблизи рудных тел. Породы габбрового семейства также известны в массиве, однако встречаются в ограниченном количестве.

Подгруппа Б. Гарцбургито-лерцолитовые массивы

К этой подгруппе мы относим следующие массивы: Успенский, Татищевский, Кутарстанский, Куликовский и Варшавский.

Первичный состав ультраосновных пород, слагающих эти массивы, характеризуется абсолютным преобладанием перидотитов над другими дифференциатами. Для значительных площадей этих массивов характерна однородность минералогического состава перидотитов.

В этих массивах перидотиты представлены как лерцолитами, так и гарцбургитами, однако площадь развития и количественные соотношения их в каждом массиве еще очень слабо изучены. Это объясняется тем, что в соседстве с ними находятся породы гранитной магмы, которые резко преобразовали серпентиниты (перекристаллизация). Установлено, что лерцолиты в интрузивах занимают более верхние горизонты, чем гарцбургиты. Дуниты обособляются в перидотитах в форме сравнительно мелких шлиров; с ними часто и связаны рудные хромитовые проявления.

Обычно дуниты обособляются среди гарцбургитов. Контакты между дунитами и перидотитами то резкие, то постепенные.

Комагматические породы габбрового семейства не имеют широкого развития. Они присутствуют в форме штоков и даек, секут ультрабазиты.

Подгруппа В. Лерцолитовые массивы

Представителем этой подгруппы является Сакмарский нехромитоносный массив. Этот массив сложен перидотитами лерцолитового состава

с подчиненным развитием в периферических частях оливиновых вебстеритов. В наиболее размытых частях массива обнажаются в форме небольших «окон» гарцбургиты с спорадически встречающимися зернами моноклинного пироксена (или псевдоморфоз по нему). Дуниты встречены только в связи с гарцбургитами в форме полосок и небольших шпиров до 0.3 м в поперечнике.

Ультраосновные породы инфицированы штоками и дайками пород пироксенито-верлито-габбрового состава; между габбро и пироксенитами и между пироксенитами и верлитами имеются постепенные переходы.

Иногда встречаются дайки габбро-диабазов.

Резюмируя петрографические особенности массивов первой группы (1А, 1Б, 1В), подчеркнем следующие их характерные черты:

1) Массивы в основном сложены перидотитами. По характеру перидотитов различаются массивы гарцбургитовые (подгруппа А), к которым относятся такие, как Алапаевский, Верхне-Уфалейский, Верблюжьегогорский и др. Далее различаются массивы, перидотиты которых относятся к гарцбургитам и лерцолитам (подгруппа Б). К этой подгруппе относятся Татищевский, Успенский, Кутарстанский, Куликовский, Варшавский и другие массивы.

Сюда могли бы быть отнесены и такие массивы, как Кемпирсайский, Тагило-Невьянский, Кракинские и др., однако своеобразное распределение различных петрографических разновидностей в них заставляет выделить и рассмотреть их отдельно (см. описание подгрупп Б и В второй группы). Наконец, различаются и массивы, существенно сложенные лерцолитами (подгруппа В), к ним относится Сакмарский нехромитовосный массив.

2) Чисто оливиновых пород — дунитов — мало. Они обособляются в форме как мелких, так и более крупных шпиров, главным образом среди гарцбургитов. Удлиненные шпирь дунитов располагаются согласно с простиранием массивов.

3) Резко выраженной дифференцированности ультраосновных пород на современной эрозионной поверхности массивов этой группы не наблюдается.

4) Породы габбрового семейства в некоторых массивах (Алапаевский, Монетный и др.) имеют широкое развитие, однако в преобладающем числе массивов габброиды образуют сравнительно небольшие штоки и дайки. Как подчиненные фации в них отмечаются пироксениты и верлиты, а также габбро-диориты. Но магматический комплекс габбро-пироксенит-верлитового состава является несколько более поздним, чем собственно ультраосновные породы.

II группа. *Дунито-перидотитовые массивы с подчиненным участием габброидных пород*

Подгруппа А. Дунито-гарцбургитовые массивы

По морфологии дунитовых обособлений среди перидотитов в указанной подгруппе намечаются две категории массивов:

1) массивы, в которых дуниты хорошо обособлены в поля, поддающиеся выделению на детальных картах;

2) массивы, в которых дуниты перемежаются с гарцбургитами в форме узких полос и удлиненных шпиров небольшой мощности.

К первой категории относятся Южно-Аккаргинский, Наследнический, Халиловский массивы, ко второй относятся массивы Узьянский Крака Северо-Аккаргинский.

Группа — Существенно перидотитовые массивы с незначительными обособлениями дунитов

Подгруппа А. Существенно гарцбургитовые массивы.

Примерами этой подгруппы могут служить Верблюжьегорский, Алапаевский, Монетный и Верхне-Уфалейский хромитоносные массивы. Особенностью Алапаевского, Монетного и Верхне-Уфалейского массивов является абсолютное преобладание среди ультраосновных пород перидотитов (гарцбургитов); в тесной пространственной и генетической связи с последними находятся значительные площади габбровых пород и пород габбро-пироксенито-верлитового состава. Дуниты развиты в малом количестве. Переход от габбро к господствующим в массиве перидотитам сопровождается различными по форме обособлениями пироксенитов (диалагитов и диопсидитов) и верлитов. Между габбро и пироксенитами, с одной стороны, и между пироксенитами и верлитами, с другой, наблюдаются постепенные дифференциационные переходы. Между верлитами же и господствующими перидотитами контакты резкие.

Дуниты представлены неправильными, обычно удлиненными шлирами (до 100 м в поперечнике), простирающимися согласно с общим простираанием массивов.

Дунитовые шлиры встречены только в перидотитовых массивах и имеют как постепенные, так и более или менее резкие с ними контакты. Обычно с дунитами ассоциируют хромитовые руды.

Верблюжьегорский массив отличается большой однородностью петрографического состава.

Ультраосновные породы этого массива, по данным ряда исследователей (Соколов, Кашин и др. 1936), относятся к гарцбургитам. Однако в гарцбургитах этого массива, по данным Н. В. Павлова, спорадически встречается и моноклинный пироксен (псевдоморфозы амфибола и хлорита по пироксену). Дунитовые обособления чрезвычайно редки. Они были отмечены только вблизи рудных тел. Породы габбрового семейства также известны в массиве, однако встречаются в ограниченном количестве.

Подгруппа Б. Гарцбургито-лерцолитовые массивы

К этой подгруппе мы относим следующие массивы: Успенский, Татищевский, Кутарстанский, Куликовский и Варшавский.

Первичный состав ультраосновных пород, слагающих эти массивы, характеризуется абсолютным преобладанием перидотитов над другими дифференциатами. Для значительных площадей этих массивов характерна однородность минералогического состава перидотитов.

В этих массивах перидотиты представлены как лерцолитами, так и гарцбургитами, однако площадь развития и количественные соотношения их в каждом массиве еще очень слабо изучены. Это объясняется тем, что в соседстве с ними находятся породы гранитной магмы, которые резко преобразовали серпентиниты (перекристаллизация). Установлено, что лерцолиты в интрузивах занимают более верхние горизонты, чем гарцбургиты. Дуниты обособляются в перидотитах в форме сравнительно мелких шлиров; с ними часто и связаны рудные хромитовые проявления.

Обычно дуниты обособляются среди гарцбургитов. Контакты между дунитами и перидотитами то резкие, то постепенные.

Комагматические породы габбрового семейства не имеют широкого развития. Они присутствуют в форме штоков и даек, секут ультрабазиты.

Подгруппа В. Лерцолитовые массивы

Представителем этой подгруппы является Сакмарский нехромитоносный массив. Этот массив сложен перидотитами лерцолитового состава

с подчиненным развитием в периферических частях оливиновых вебстеритов. В наиболее размытых частях массива обнажаются в форме небольших «окон» гарцбургиты с спорадически встречающимися зернами моноклинного пироксена (или псевдоморфоз по нему). Дуниты встречены только в связи с гарцбургитами в форме полосок и небольших шпиров до 0.3 м в поперечнике.

Ультраосновные породы инфицированы штоками и дайками пород пироксенито-верлито-габбрового состава; между габбро и пироксенитами и между пироксенитами и верлитами имеются постепенные переходы.

Иногда встречаются дайки габбро-диабазов.

Резюмируя петрографические особенности массивов первой группы (1А, 1Б, 1В), подчеркнем следующие их характерные черты:

1) Массивы в основном сложены перидотитами. По характеру перидотитов различаются массивы гарцбургитовые (подгруппа А), к которым относятся такие, как Алапаевский, Верхне-Уфалейский, Верблюжьегогорский и др. Далее различаются массивы, перидотиты которых относятся к гарцбургитам и лерцолитам (подгруппа Б). К этой подгруппе относятся Татищевский, Успенский, Кутарстанский, Куликовский, Варшавский и другие массивы.

Сюда могли бы быть отнесены и такие массивы, как Кемпирсайский, Тагило-Невьянский, Кракинские и др., однако своеобразное распределение различных петрографических разновидностей в них заставляет выделить и рассмотреть их отдельно (см. описание подгрупп Б и В второй группы). Наконец, различаются и массивы, существенно сложенные лерцолитами (подгруппа В), к ним относится Сакмарский нехромитовосный массив.

2) Чисто оливиновых пород — дунитов — мало. Они обособляются в форме как мелких, так и более крупных шпиров, главным образом среди гарцбургитов. Удлиненные шпирь дунитов располагаются согласно с простиранием массивов.

3) Резко выраженной дифференцированности ультраосновных пород на современной эрозионной поверхности массивов этой группы не наблюдается.

4) Породы габбрового семейства в некоторых массивах (Алапаевский, Монетный и др.) имеют широкое развитие, однако в преобладающем числе массивов габброиды образуют сравнительно небольшие штоки и дайки. Как подчиненные фации в них отмечаются пироксениты и верлиты, а также габбро-диориты. Но магматический комплекс габбро-пироксенит-верлитового состава является несколько более поздним, чем собственно ультраосновные породы.

II группа. *Дунито-перидотитовые массивы с подчиненным участием габброидных пород*

Подгруппа А. Дунито-гарцбургитовые массивы

По морфологии дунитовых обособлений среди перидотитов в указанной подгруппе намечаются две категории массивов:

1) массивы, в которых дуниты хорошо обособлены в поля, поддающиеся выделению на детальных картах;

2) массивы, в которых дуниты перемежаются с гарцбургитами в форме узких полос и удлиненных шпиров небольшой мощности.

К первой категории относятся Южно-Аккаргинский, Наследницкий, Халиловский массивы, ко второй относятся массивы Узанский Крака Северо-Аккаргинский.

Ультраосновные породы в массивах этой подгруппы главным образом принадлежат к гарцбургитам. Другие разновидности перидотитов (лерцолиты, верлиты) или отсутствуют или играют вполне второстепенную роль.

Породы габбрового семейства встречаются в сравнительно малом количестве. В тесной генетической связи с габбро находятся различные пироксениты.

Дуниты присутствуют в подчиненном количестве.

Подгруппа Б. Дунито-гарцбургито-лерцолитовые массивы с преобладанием гарцбургитов

К этой подгруппе относятся массивы Кемпирсайский, Тагило-Невьянский, Серовский и Устейский.

Подгруппа В. Дунито-гарцбургито-лерцолитовые массивы с преобладанием лерцолитов

Сюда относятся массивы Средний, Северный и Южный Крака.

По массивам подгрупп Б и В подчеркнем следующие особенности. В их составе принимают участие почти все дифференциаты собственно ультраосновной магмы. Главную роль играют перидотиты лерцолитового и гарцбургитового составов (часто совместно). Иногда заметное участие принимают и пироксениты. Дуниты, являясь в большинстве массивов носителями хромитовых руд, играют заметную, а иногда и значительную роль (Кемпирсайский массив), обособляясь как в виде крупных полей среди перидотитов, так и в форме мощных шпирообразных тел и полос среди гарцбургитов (и реже среди лерцолитов).

Перидотиты верлитового состава крайне редки или вовсе отсутствуют. Их появление находится в тесной связи только с жилородными телами пироксенитов.

Породы габбрового семейства хотя и встречаются совместно с ультрабазитами, однако по времени внедрения они несколько моложе, чем эти последние. В Кемпирсайском, а, возможно, и в Тагило-Невьянском массивах наряду с молодыми габбро имеются также и габбро более древние, чем ультрабазиты. Наконец, для всех массивов описываемой группы характерно зональное (послойное) распределение в интрузиве различных ультраосновных пород.

III группа. Существенно дунитовые массивы с тем или иным участием пироксенитов и габбро

Подгруппа А. Дунито-пироксенитовые, с наличием верлитов (неплатиноносные)

К этой группе мы относим массивы Верх-Нейвинский, Верхне-Тагильский, Гологорский, Иткульский, Каркадинский и Нелобский.

Массивы этой группы состоят преимущественно из дунитов. В резко подчиненном количестве присутствуют перидотиты, которые представлены главным образом верлитами и очень редко гарцбургитами. Перидотитов лерцолитового состава не известно.

Непосредственно с дунитами здесь связаны пироксениты (диаллагиты и диопсидиты) в противоположность массивам других групп (I и II), где пироксениты связаны с большими массами перидотитов.

С пироксенитами здесь тесно связаны габбровые фации, не играющие существенной количественной роли.

Взаимоотношения дунитов и пироксенитов, повидимому, варьируют: в одних случаях наблюдаются постепенные дифференциационные переходы; в других — приконтактные изменения (актинолизация) дунитов.

Подгруппа Б. Платиноносные габбро-пироксенито-дунитовые массивы

К этой группе относится ряд массивов Среднего и Северного Урала — Кытлымо-Тагильский, Кумба, Денежкин камень и др.

В состав этих массивов входят разнообразные дериваты габбро-перидотитовой магмы, начиная от дунитов, с одной стороны, и кончая плагиогранитами и гранитами, с другой. Все породы, по данным ряда исследователей (Н. К. Высоцкий, Л. Дюпарк, Е. А. Кузнецов, А. Н. Заварицкий, А. Г. Бетехтин и др.), связаны постепенными взаимопереходами, в то же время более кислые породы (граниты, диориты, габбро-диориты и некоторые другие) обладают признаками более молодого возраста.

Дуниты, образуя значительные участки в этих массивах, со всех сторон окружены пироксенитами (диаллагитами). Переходы между дунитами и пироксенитами постепенные и представлены перидотитами верлитового состава.

Хромитовые обособления, очень незначительные по размерам (непромышленные), связаны с дунитами, очень редко с верлитами. В пироксенитах обособляются руды магнетитового состава.

IV группа. Перидотито-пироксенитовые массивы

К этой группе относятся Каменецко-Подольский и Шевченковский массивы.

Каменецко-Подольский массив сложен преимущественно пироксенитами диаллагитового состава и в несколько меньшей мере перидотитами, по первичному составу относящимися к гарцбургитам. Пироксениты занимают большую северную часть массива. Гарцбургиты развиты в южной части и окаймляют пироксенит с юга. Совершенно подчиненное значение имеют дуниты. Они были встречены в форме меридионально вытянутых плиров на границе между гарцбургитами и диаллагитами. Мелкие дунитовые шпильры удлиненной формы, сопровождаемые верлитами, встречены также и в пироксенитах. Среди дунитов обособляются непромышленные шпирочки хромитовых вкрапленников. Взаимоотношения между пироксенитами и гарцбургитами не выяснены, так как плохая обнаженность не дает возможности наблюдать контакты между ними. Можно видеть, что пироксениты залегают на гарцбургитах, т. е. в этом массиве также подмечается вертикальная зональность (по устному сообщению В. Л. Федорова).

Шевченковский массив в основном сложен лерцолитами, среди которых отмечаются шпильровые обособления пироксенитов вебстеритового и диаллагитового состава (устное сообщение В. Л. Федорова). Переходы к лерцолитам постепенные. Дуниты имеют резко подчиненное значение и обособляются в форме мелких шпильров, вытянутых так же, как и пироксениты, согласно с простираанием массива. С дунитами связаны непромышленные скопления хромитовых руд.

V группа. Гарцбургитовые массивы с обособленным дунито-верлитопироксенито-габбровым комплексом

Единственный представитель этой группы — Хабаровинский массив — весьма сложен по своему петрографическому составу (Кашин и Федоров, 1940). По существу он представляет собой как бы совмещение массивов группы I-A и группы III-A. На большей части площади представлены массивные гарцбургиты. В восточной части массива к ним примыкает значительная площадь дунитов («главное дунитовое поле»). В северо-

восточной краевой части массива локализуются породы габбро-пироксенито-дунитового комплекса. Габбро с верлитом-пироксенитовыми фациями закартированы также в юго-западной и юго-восточной краевых частях массива.

Вдоль северо-восточной окраины массива обособляется мощное дайкообразное, сильно дифференцированное тело, в состав которого входят верлиты, пироксениты, оливковые пироксениты, оливковые габбро, нормальные габбро и их пегматиты, нориты, габбро-диориты и плагиограниты. Гардбургиты переходят в дуниты через полосчатые дунито-гардбургитовые разности, что указывает на их нормальные дифференциационные отношения.

Отношения между породами в габбро-пироксенито-дунитовом комплексе таковы: габбро и пироксениты дают постепенные переходы или образуют шпирь друг в друге, т. е. породы эти сингенетичны. Контакты между пироксенитами и дунитами большей частью резкие, иногда с переходной узкой зоной пойкилитовых неравномерно зернистых верлитов реакционного характера. Пироксениты образуют «языки» и линзы в дунитах, ориентированные вполне согласно с местными контурами массива. На поверхности дуниты целиком окружены пироксенитами. Дуниты, связанные с пироксенитами, обильно насыщены месторождениями вкрапленных хромитовых руд. Контакты пироксенитов с дунитами «главного дунитового поля» аналогичны с только что охарактеризованными.

VI группа. *Перидотитовые массивы сарановского типа*

Сарановские массивы не имеют аналогов среди других хромитоносных интрузивов Урала и потому выделены нами в самостоятельную группу.

Незначительные по площади (20—30 га), они обладают исключительно крупными месторождениями хромитов.

По петрографическому составу они также резко отличаются от других массивов Урала.

По данным И. А. Зиминой (1938), массивы сложены перидотитами гардбургитового состава. Среди гардбургитов различаются две структурные разновидности — гардбургиты с гипидиоморфно-зернистой структурой и гардбургиты с пойкилитовой структурой, с обильным количеством (80—85%) зерен оливина, образующих вроски в крупные (1—1.5 см) зерна баститизированного ромбического пироксена.

Хромитовые месторождения располагаются в гардбургитах пойкилитовой структуры.

Таким образом, из краткого обзора первичного петрографического состава ультраосновных массивов Урала видно, что в значительном числе их породы габбрового семейства не показывают постепенных переходов к ультрабазитам и являются несколько более поздними образованиями. В некоторых массивах (Кемпирсайский, Тагило-Невьянский) установлены породы габбрового состава, внедрившиеся ранее ультрабазитов. Если учесть эти особенности, а также принять во внимание, что породы габбрового семейства сами являются не хромитоносными, то по составу ультраосновных пород массивы Урала можно было бы классифицировать следующим образом:

I т и п. Существенно перидотитовые массивы с незначительным обособлением дунитов

Подтип А — гардбургитовые

» Б — гардбургито-лерцолитовые

» В — лерцолитовые

- II т и п. Дунито-перидотитовые массивы
 Подтип А — дунито-гарцбургитовые
 » Б — дунито-гарцбургито-лерцолитовые
 » В — то же, что и подтип Б, но с преобладанием лерцолитов над гарцбургитами
- III т и п. Дунито-пироксенитовые массивы
 Подтип А — дунито-пироксенитовые с наличием верлитов (неплатиноносные)
 » Б — дунито-пироксенитовые (платиноносные)
- IV т и п. Перидотито-пироксенитовые массивы
 Подтип А — гарцбургито-пироксенитовый
 Б — лерцолито-пироксенитовый
- V т и п. Хабаровинский тип
 Гарцбургитовые с обособленным дунито-верлито-пироксенито-габбровым комплексом пород
- VI т и п. Перидотитовые массивы сарановского типа. Чисто гарцбургитовый с пойкилитовыми рудоносными гарцбургитами.

III. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ УРАЛА

В предыдущем изложении мы охарактеризовали массивы по их петрографическому составу. Для нашей темы, разумеется, весьма важно также и знание основных черт химического состава ультрабазитов Урала.

Из числа рассмотренных массивов, к сожалению, не все могут быть охарактеризованы в химическом отношении, так как далеко еще не все они изучены.

Приводимые в табл. 4 химические анализы пород того или иного массива в большинстве случаев являются для каждого типа пород единичными и, конечно, не могут с желательной полнотой показать особенности состава той или иной породы.

Однако сравнительно простой первичный минералогический состав ультрабазитов, постоянство количественных соотношений порообразующих минералов и очень незначительные колебания их оптических констант для определенных пород того или иного массива позволяют положить имеющиеся анализы в основу дальнейших наших рассуждений.

Заметим, что непосредственное сопоставление цифр химических анализов пород невозможно по той причине, что породы каждого массива имеют различную степень метаморфических преобразований (см. содержание $+H_2O$ и Fe_2O_3 в табл. 4).

Для того чтобы вскрыть общие и особенные черты составов пород различных массивов, необходимо некоторыми пересчетами элиминировать эти вторичные изменения и приблизиться к цифрам химического состава первичных пород.

Для этого мы взяли анализы пород только таких массивов Урала, которые наиболее хорошо изучены как в петрографическом, так и в химическом отношении. К тому же пределы вариаций составов рудообразующих хромшпинелидов в месторождениях, выбранных по такому признаку массивов, охватывают собой все известные вариации составов уральских хромшпинелидов.

Мы использовали для пересчетов анализы пород следующих массивов: Кемпирсайского, Халиловского, Южно-Кракинского, Хабаровинского, Нижне-Тагильского (платиноносного) и Сарановского.

Первичный петрографический и химический

№ по порядку	Название массивов или отдельных их частей	Главнейшие первичные разновидности пород массива или его отдельных частей	Химический состав пород						
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO + NiO
1	Алапаевский	Дуниты	38.12	0.03	0.57	0.40	4.24	4.04	42.41
		Гарцбургиты	40.01	—	1.95	0.54	3.46	3.72	44.29
		Лерцолиты (мало)							
		Сопутств. габбро-пироксенит. комплекс { верлиты	41.88	0.10	5.34	0.32	1.84	5.33	29.02
2	Верхне-Уфалейский	Сопутств. габбро-пироксенит. комплекс { вебстериты	49.29	0.12	1.06	0.40	3.26	5.04	23.18
		Дуниты	35.63	не опр.	1.10	0.32	4.29	2.96	43.48
		Гарцбургиты*	36.00	следы	1.37	0.25	5.10	2.49	41.02
		Лерцолиты (мало)							
		Пироксениты	47.00	—	1.00	0.53	3.74	2.10	26.73
3	Верблюжьегорский	Сопутств. габбро-пироксенитовый комплекс	50.08	0.35	8.10	0.17	0.18	7.69	14.61
		Дуниты (оч. мало)	32.44	—	2.33	0.77	6.92	2.73	38.71
		Гарцбургиты	41.24	нет	3.04	0.64	6.87	1.57	34.75
		Лерцолиты							
4	Татищевский	Сопутств. габбро-пироксенит. комплекс							
		Дуниты (мало)							
		Гарцбургиты							
		Лерцолиты							
5	Успенский	Сопутств. габбро-диориты							
		Дуниты (мало)							
		Гарцбургиты							
		Лерцолиты							
6	Куликовский	Сопутств. габбро							
		Дуниты (оч. мало)							
		Гарцбургиты							
		Лерцолиты							
7	Варшавский	Сопутств. пироксениты							
		Дуниты (оч. мало)							
		Гарцбургиты							
		Лерцолиты							
8	Кундыбаевский	Сопутств. габбро-пироксенит. комплекс							
		Дуниты (мало)							
		Гарцбургиты							
9	Сакмарский	Лерцолиты							
		Сопутств. габбро-пироксенит. комплекс							
		Дуниты (оч. мало)							
		Гарцбургиты (мало)							
10	Южно-Аккаргинский	Лерцолиты							
		Сопутств. габбро-пироксенит. комплекс							
		Дуниты	40.44	0.06	0.95	0.42	7.24	0.11	39.55
		Гарцбургиты	38.88	0.07	0.92	0.42	6.74	0.64	40.59

* Названия пород, напечатанные жирным шрифтом, указывают на их преоб.

состав ультраосновных массивов Урала

в весовых процентах					Примечания	№ по пор. для диагр. фиг. 5	Числовые характеристики по анад. А. Н. Заварицкому							
CaO	Na ₂ O + K ₂ O	+ H ₂ O	— H ₂ O	Сумма			a	a	b	s	a'	f'	m'	c'
—	—	9.31	1.07	100.19	CO ₂ 0.30	10	0.6	64.2	35.2		9.3	90.7	0	
0.28	0.33	5.82	—	100.37		20.5	0.9	63.4	35.2		7.9	91.7	0.4	
8.30	0.09	7.79	0.37	100.37		30.2	3.1	64.7	42.0		10.5	79.0	10.5	
14.85	0.50	2.30	0.28	100.21		40.9	0.4	52.8	45.9		11.8	60.8	27.4	
следы	0.09	12.56	0.70	101.94	Место- рождение									
1.22	0.19	12.76		100.40		0.2	0.6	64.8	34.4					
12.97	0.01	6.28		100.00		0.1	0.5	54.4	45.0					
12.12	2.94	1.60	0.69	100.04		7.7	0.9	40.8	50.6					
4.20	0.09	12.33	—	100.52	№ 11 скв. 27	50.2	1.5	66.6	31.7		10.9	84.8	4.3	
0.12	0.21	11.46	—	99.90		60.4	1.7	57.4	40.5		11.1	88.7	0.2	
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														
.														

ладание или широкое распространение в массиве.

№ по порядку	Название массивов или отдельных их частей	Главнейшие первичные разновидности пород массива или его отдель- ных частей	Химический состав пород						
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO + NiO
11	Наследницкий	Дуниты Гарцбургиты							
12	Халиловский	Дуниты Гарцбургиты Лерцолиты (мало) Сопутств. габбро	35.18 37.29	нет »	0.67 0.47	0.37 0.25	4.77 2.77	2.18 4.06	38.82 40.10
13	Узянский Крака	Дуниты Гарцбургиты Лерцолиты Сопутств. габбро - пи- роксениты							
14	Северо-Аккаргин- ский	Дуниты Гарцбургиты Сопутств. пироксениты							
15	Верхне-Тагиль- ский	Дуниты Верлиты Пироксениты Гарцбургиты Сопутств. габбро (мало)							
16	Верх-Нейвинский	Дуниты Верлиты Пироксениты (диопси- диты) Сопутств. габбро (мало)	36.48 40.62 52.08	0.10 0.12 0.20	0.27 0.92 1.24	0.15 0.28 0.58	4.37 4.02 2.50	1.66 3.12 2.81	44.77 41.02 18.06
17	Гологорский	Дуниты Верлиты Пироксениты Сопутств. габбро (мало)							
18	Иткульский	Дуниты Верлиты Пироксениты Сопутств. габбро (мало)	39.67	не опр.	1.01	1.79	1.51	3.00	49.50
19	Карнадинский	Дуниты Верлиты Пироксениты	32.50	сле ды	0.62	0.58	6.25	1.54	43.02
20	Нелобский	Дуниты Верлиты Пироксениты							
21	Северный Крака	Дуниты Гарцбургиты Лерцолиты Плагиолерцолиты Пироксениты							
22	Средний Крака	Дуниты Гарцбургиты Лерцолиты Пироксениты							

Таблица 4 (продолжение)

в весовых процентах						Примечание	№ по пор. для диагр. фиг. 5	Числовые характеристики по анад. А. Н. Заварицкому							
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+ H ₂ O	- H ₂ O	Сумма			a	a	b	s	a'	f'	m'	c'
нет	0.08	—	17.76	—	99.83										
»	0.11	—	14.14	0.41	99.60										
0.38	—	—	11.98	—	100.12		11	0	0.2	66.2	33.6	6.6	93.2	0.2	
1.24	—	—	8.76	—	100.06		12	0	0.6	62.0	37.4	8.3	90.7	1.0	
21.46	—	—	1.12	—	100.06		13	0	0.9	49.9	49.2	8.0	50.5	41.5	
0.20	0.07	—	3.71	0.34	100.73										
0.42	1.00	—	13.77	1.56	101.24										

№ по порядку	Название массивов или отдельных их частей	Главнейшие первичные петрографические разновидности пород массива или его отдельных частей	Химический состав						
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO + NiO
23	Южный Крака	Дуниты	35.50	следы	0.77	0.30	4.21	2.48	42.94
		Гарцбургиты	40.38	»	0.95	0.32	4.14	3.17	40.36
		Лерцолиты	43.11	0.04	2.92	0.20	1.30	6.60	39.85
24	Кемпирсайский (северная часть)	Дуниты	33.76	следы	0.76	0.35	7.37	0.69	39.81
		Гарцбургиты	37.94	»	0.77	0.37	5.63	1.86	39.65
		Лерцолиты (мало)	38.56	0.04	1.34	0.15	6.80	1.28	36.26
25	Ключевский	Дуниты	41.23	нет	нет	1.06	2.76	6.43	47.18
		Гарцбургиты	38.76	—	3.14	0.10	3.55	4.19	37.42
		Лерцолиты	47.32	—	3.05	0.36	2.32	6.69	21.59
26	Тагил-Невьянский	Дуниты							
		Гарцбургиты							
		Лерцолиты							
27	Хабарнинский (главная часть массива)	Дуниты (мало)							
		Гарцбургиты							
		Пироксениты							
28	Каменецкий	Дуниты (мало)							
		Гарцбургиты							
		Пироксениты (диаллагиты)	49.42	—	4.37	—	5.73	3.10	19.22
29	Шевченковский	Дуниты							
		Лерцолиты							
		Пироксениты (вебстериты, диаллагиты)							
30	Сарановский	Гарцбургиты рудовос- ные	35.56	—	1.22	0.48	10.74	0.15	37.04
		Гарцбургиты массива	28.70	—	0.18	0.78	6.89	0.22	38.61
		Лерцолиты							
31	Нижне-Тагильск.	Дуниты	40.08	нет	0.57	0.50	нет	8.29	49.09
		Верлиты	49.63	0.46	2.30	0.30	1.56	5.47	18.51
		Пироксениты	50.82	—	1.85	0.85	1.35	3.68	18.40
	Серпентинизированные дуниты		35.93	0.05	0.37	0.47	4.14	4.88	43.61

Таблица 4 (продолжение)

в весовых процентах						Примечание	№ по пор. для диагр. фиг. 3	Числовые характеристики по акад. А. Н. Заварицкому									
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	H ₂ O —	Сумма			a	a	b	s	a'	f'	m'	c'	n	
0.38	0.23	0.05	12.70	—	99.68		14	0.5	0.3	65.7	33.5		7.5	92.4	0.1	90.0	
0.50	0.30	0.08	9.06	0.91	100.21		15	0.7	0.3	61.5	37.5		8.7	91.0	0.3	83.5	
2.27	0.41	0.18	3.07	—	100.02		16	0.9	1.1	59.6	38.4		9.7	88.5	1.8	75.0	
0.21	0.20	0.04	15.04	2.0	100.20		17	0.2	1.2	66.8	31.8		9.2	90.5	0.3	100	
0.40	0.26	0.08	12.24	0.92	100.12		18	0.5	0.3	62.8	36.4		8.8	90.5	0.7	80	
2.25	—	—	15.72	1.44	99.80		19	0	0.3	66.0	33.7		7.0	90.0	3.0		
—	—	—	15.22	1.28	99.90		20	0	0.9	63.2	35.9		8.7	91.3	0		
1.06	нет	нет	13.31	1.41	100.18		21	0	0.7	60.1	39.2		10.2	89.3	0.5		
1.25					99.91												
0.55			11.70		99.41												
17.50			2.61	0.15	100.59												
следы	—	—	13.45	0.56	99.99		22	0.0	0.0	64.5	35.5		11.7	88.3	0.0		
0.20	0.32	следы	11.10	1.00	99.96			0.5	0.8	63.8	35.5		9.1	90.5	0.4		
0.80	0.56	—	9.29	—	99.64			1.0	0.2	61.8	37.0		9.4	89.5	1.1		
0.36	—	—	12.61	1.39	100.56		23	0.0	0.3	62.5	37.2	3.3	9.0	87.7	0		
8.50	—	—	9.29	—	99.97	+0.51	24	0	0.3	57.7	42.0		13.2	72.0	14.8		
19.55	—	—	0.87	—	100.41	— CO ₂	25	0	1.1	51.7	47.2		7.4	57.4	35.2		
17.78	—	—	1.67	—	101.29												
нет	—	—	12.10	0.72	98.01		26	0	0	65.2	34.8	2.5	12.5	85.0	0		
0.22	—	—	12.08	0.65	98.23		27	0	0.3	61.8	37.9	—	8.7	91.0	0.3		
нет	—	—	1.28	—	99.76		28	0	0	67.0	33.0	1.3	8.6	90.1	0		
20.56	0.20	0.09	0.89	—	100.0		29	0.4	1.2	51.4	47.0	—	10.5	50.5	39.0		
22.09	—	—	0.96	—	100.0		30	0	1.4	48.2	50.4	—	7.7	51.0	41.3		
0.49	0.08	0.05	8.00	1.77	100.0	Средние значения из многих анализов по Е. А. Кузнецову											

Сравнение данных химических анализов неизмененного дунита с серпентинитами по дуниту из Нижне-Тагильского массива после соответственного пересчета на молекулярные проценты

Окислы	Дунит			Серпентинит по дуниту			Серпентинит по дуниту			Серпентинит по дуниту			Среднее значение окислов различных серпентинизированных дунитов по многим анализам (Е. А. Кузнецов)		
	вес. %	мол. кол.	мол. %	вес. %	мол. кол.	мол. %	вес. %	мол. кол.	мол. %	вес. %	мол. кол.	мол. %	вес. %	мол. кол.	мол. %
SiO ₂	40.08	666	33.00	33.96	566	32.18	35.98	600	33.0	35.85	597	33.73	35.93	598	32.70
TiO ₂	нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—
Al ₂ O ₃	0.57	6	0.3	следы	—	—	0.08	1	0.03	нет	—	0.50	0.37	4	0.20
Cr ₂ O ₃	0.50	3	0.15	0.60	2	0.32	0.40	3	0.10	1.46	10	—	0.47	3	0.10
Fe ₂ O ₃	нет	—	—	3.32	21	—	3.76	24	—	1.62	10	6.40	4.14	26	—
FeO	8.29	115	5.75	4.43	62	5.92	4.73	65	6.30	6.82	94	—	4.88	68	6.50
MnO	—	—	—	0.24	3	—	0.29	3	0.10	—	—	58.40	0.16	—	—
MgO	49.09	1227	60.80	43.20	1077	61.25	43.37	1084	59.70	41.48	1037	0.97	43.31	1085	60.00
										1.31	17	—	0.30	—	—
CaO	нет	—	—	следы	—	—	0.88	15	0.77	следы	—	—	0.49	9	0.50
Na ₂ O	—	—	—	0.18	3	0.25	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—
K ₂ O	—	—	—	0.13	1	0.08	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—
—H ₂ O	1.28	—	—	12.87	—	—	10.40	—	—	10.07	—	—	8.00	—	—
CO ₂	—	—	—	0.70	—	—	—	—	—	1.91	—	—	177	—	—
Сумма	99.87	2017	100.00	99.68	1758	100.00	99.89	1818	100.00	100.52	—	100.00	100	1819	100.00
MgO «FeO»		10.57			10.34			9.48			9.25			9.23	
Откуда заимствован анализ	А. Г. Бетехтин. Платина (1935 г.) Анализ Ю. Н. Книпович			Н. К. Высоцкий. Платина и районы ее добычи (1925) Обр. № 643/1904			Н. К. Высоцкий (там же). Анализ А. Л. Петрова			Н. К. Высоцкий (там же). Анализ И. И. Ожогова			Е. А. Кузнецов и В. И. Лучинский. Петрографические провинции СССР		

В цифры анализов пород нами были введены следующие поправки:

1) Fe_2O_3 было перечислено на эквивалентное количество FeO и присоединено к FeO в анализе;

2) $+\text{H}_2\text{O}$ — отброшено.

После такого рода поправок данные анализов были пересчитаны на молекулярные проценты.

Конечно, результаты такого пересчета анализов не будут вполне точно отвечать составу первичных пород, так как химические изменения при метаморфбзе (главным образом серпентинизации) являются более сложными, чем простая гидратация и окисление части закисного железа; по существу характер химических изменений при серпентинизации с полной определенностью еще не выяснен. Однако полученные пересчетом цифры значительно точнее отражают первичный состав ультраосновных пород, и, пользуясь ими, можно делать более обоснованные сопоставления.

Мы позволим себе здесь в подтверждение привести сравнение данных химических анализов неизмененных дунитов и серпентинитов по дунитам Нижне-Тагильского массива (Кузнецов и Лучицкий, 1936). В табл. 5, в колонке 1 приводятся данные анализа слабо серпентинизированного дунита ($+\text{H}_2\text{O}=1.28\%$) с глубины 500 м; в колонках 2, 3 и 4 приводятся анализы серпентинитов по дунитам с содержанием $+\text{H}_2\text{O}$ от 10.07 до 12.87% вес.

В третьем столбце каждой колонки приводится содержание окислов в молекулярных процентах после пересчета.

Сравнение показывает весьма близкие значения главных окислов, как видно из следующих цифр.

	Дуниты, мол. %	Серпентиниты по дунитам, мол. %			
SiO_2	33.00	32.18	33.00	33.73	
MgO	60.80	61.25	59.70	58.40	
« FeO »	5.75	5.95	6.30	6.40	
Cr_2O_3	0.25	0.30	0.10	0.50	
MgO					
« FeO »	10.57	10.34	9.48	9.25	

Аналогичные данные показывают и средние значения окислов, вычисленные из многих анализов различно серпентинизированных дунитов по этому массиву (см. табл. 5).

Отметим, что отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ после пересчета для сильно серпентинизированных дунитов несколько ниже по сравнению с несерпентинизированными дунитами, т. е. наблюдается как бы увеличение « FeO » или соответственно уменьшение MgO при процессах серпентинизации. Имея это в виду, мы для сравнения химического состава пород из различных массивов по возможности выбрали такие анализы, которые характеризуются примерно одинаковой степенью серпентинизации, судя по содержанию $+\text{H}_2\text{O}$ и микроскопической их характеристике.

Результаты пересчетов анализов пород по шести массивам приводятся в табл. 6. Названия пород, которые преобладают в каждом данном массиве или входят в его состав в значительном количестве, набраны жирным шрифтом.

Рассмотрим кратко, какими особенностями химического состава обладают породы этих массивов.

Вычисленный химический состав пород некоторых массивов Урала в мол. %

Название массивов	Главнейшие разновидности ультраосновных пород в массиве или его части	SiO ₂	MgO	«FeO»	CaO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	$\frac{MgO}{«FeO»}$	$\frac{Al_2O_3}{Cr_2O_3}$
Кемпирсайский, северная часть	Дуниты	33.57	59.50	5.97	0.25	0.45	0.26	10.0	1.7
	Гарцбургиты	36.35	56.85	5.65	0.45	0.48	0.22	10.0	2.2
Кемпирсайский, южная часть	Дуниты	34.26	60.09	5.00	0.25	0.25	0.15	12.0	1.7
	Гарцбургиты	35.75	57.95	5.49	нет	0.70	0.10	10.56	7.0
	Лерцолиты	37.95	53.97	6.11	1.11	0.81	0.05	9.00	16.0
Халиловский	Дуниты	35.68	58.46	5.32	нет	0.35	0.15	10.90	2.3
	Гарцбургиты	36.37	58.00	5.34	»	0.24	0.05	10.86	4.8
	Лерцолиты			данных нет					
Южный Крак	Дуниты	33.50	60.48	5.00	0.45	0.45	0.12	12.09	3.8
	Гарцбургиты	37.45	56.09	5.34	0.50	0.50	0.12	10.50	4.1
	Лерцолиты	38.00	52.67	5.71	2.11	1.46	0.05	9.22	29.2
	Вебстериты			данных нет					
Хабарнинский	Дуниты	35.58	56.17	7.59	нет	0.51	0.15	7.40	3.40
	Гарцбургиты	37.27	55.23	5.89	0.85	0.66	0.10	9.37	6.6
	Верлиты	41.70	41.44	7.59	8.90	0.20	0.15	5.46	1.33
	Диллагиты	45.87	29.19	3.76	19.09	1.09	0.01	7.76	100
Нижне-Тагильский (платиноносный)	Дуниты	32.70	60.00	6.50	0.50	0.20	0.10	9.23	2.0
	Верлиты	46.30	26.32	5.33	20.65	1.27	0.13	5.0	10.0
	Пироксениты (олигиновые диллагиты)	46.40	25.0	5.25	22.45	0.90	следы	4.76	100
Сарановский	Гарцбургиты	35.47	55.48	8.15	нет	0.72	0.18	6.80	4.0
	пойкилитовой структуры								
	Гарцбургиты нормальные	37.72	56.43	5.20	0.23	0.12	0.30	10.85	0.4

Дуниты

По содержанию кремнекислоты дуниты рассматриваемых массивов отличаются мало; содержание в них SiO₂ колеблется в пределах от 32.70 до 35.68% мол.

Содержание MgO варьирует от 56.17 до 60.53% мол., т. е. также не показывает существенных различий. Можно отметить лишь, что дуниты Хабаровинского массива менее магнезиальны (56.17%), чем дуниты других массивов. «FeO» в них содержится в количестве до 7.59% мол.

Весьма наглядно некоторое различие дунитов подчеркивает отношение $\frac{MgO}{«FeO»}$. Так, дуниты массивов Кемпирсайского (северной и юго-восточной частей), Халиловского и Кракинского соответственно имеют $\frac{MgO}{«FeO»} = 10.0, 12.0, 10.90$ и 12.09. Дуниты же Хабаровинского массива — 7.4; дуниты Нижне-Тагильского платиноносного массива имеют отношение $\frac{MgO}{«FeO»}$, равное 9.2.

Гарцбургиты

Содержание SiO₂ в рассматриваемых гарцбургитах варьирует от 35.47 до 37.72% мол., т. е. по кремнекислоте существенных колебаний не наблюдается.

Содержание MgO в этих породах колеблется от 55.23 до 58.00%; « FeO » от 5.20 до 8.15% мол.

Отношение $\frac{MgO}{«FeO»}$ в гарцбургитах различных массивов таково: Кемпирсайский — 10.0—10.56; Халиловский — 10.86; Южно-Кракинский — 10.50; Хабаровинский — 9.37; Сарановский — рудоносные гарцбургиты — 6.8; гарцбургиты массива — 10.8. В Нижне-Тагильском массиве гарцбургиты неизвестны.

Таким образом, хабаровинские и сарановские (рудоносные) гарцбургиты отличаются несколько повышенной железистостью.

Лерцолиты

Среди рассматриваемых массивов химически охарактеризованы только лерцолиты массива Крака и лерцолиты Кемпирсайского массива.

Существенных различий по содержанию SiO_2 , MgO и FeO в этих породах не наблюдается. Можно отметить лишь, что кракинские лерцолиты несколько богаче содержанием CaO и Al_2O_3 .

Верлиты и различные пироксениты химически охарактеризованы только в двух массивах. Верлиты в других рассматриваемых здесь массивах неизвестны.

Особенностью нижнетагильских верлитов и пироксенитов является несколько бóльшая их железистость ($\frac{MgO}{«FeO»} = 4.76—5.0$) по сравнению с этими же породами Хабаровинского массива ($\frac{MgO}{«FeO»} = 5.5—7.7$).

Если проследить содержание главных окислов и пределы их колебаний в породах того или иного массива, а затем сравнить в этом отношении массивы между собой, то устанавливается следующее:

По содержанию кремнекислоты (SiO_2).

Наиболее резкие колебания в содержании SiO_2 в породах наблюдаются в массивах: Нижне-Тагильском — 32.70—46.40; Хабаровинском — 35.58—46.87; Южно-Кракинском — 33.50—38.0 и южной части Кемпирсайского массива — 34.26—37.95. Менее заметные колебания в содержании этого окисла наблюдаются в породах: северной части Кемпирсайского массива — 33.57—36.35; Халиловского — 35.75—36.37 и Сарановского 35.47—37.72.

Эти данные указывают на различную степень дифференцированности пород в пределах каждого массива. Первая перечисленная выше группа массивов характеризуется более высокой степенью дифференцированности по сравнению со второй.

По содержанию магнезии (MgO).

Резкие колебания в содержании MgO в породах наблюдаются в массивах: Нижне-Тагильском — 25.0—60.0; Хабаровинском 29.19—56.17; Южно-Кракинском — 52.67—60.5 и в южной части Кемпирсайского массива — 53.97—60.09. Менее заметные колебания наблюдаются в породах северной части Кемпирсайского массива — 56.85—59.50, Халиловского массива — 58.00—58.46 и Сарановского — 55.48—56.43. По этому ведущему окислу также наглядно видно, что степень дифференцированности в первой группе массивов значительно выше, чем во второй группе.

По содержанию железа (« FeO »).

Существенных колебаний в содержании « FeO » в породах различных массивов нет.

Можно отметить, что некоторым постоянством, а для отдельных пород повышенным содержанием « FeO » отличаются Хабаровинский, Нижне-Тагильский и Сарановский массивы.

Так, дуниты и верлиты Хабаровинского массива содержат 7.54 % мол.; гарцбургиты — 5.89 и пироксениты — 3.76; дуниты Нижне-Тагильского массива — 6.5, верлиты — 5.33, пироксениты — 5.25; рудоносные гарцбургиты Сарановского массива — 8.15. Гарцбургиты, слагающие массив, — 5.20.

По содержанию окиси кальция (CaO) рассматриваемые массивы разделяются на две группы. В массивах первой группы ультраосновные породы представлены разностями, либо почти не содержащими CaO , либо содержащими ее в сравнительно малых количествах (максимум 2.11 % в лерцолитах Крака).

В массивах второй группы среди ультрабазитов мы имеем, наоборот, разности, богатые CaO (8.0, 19.0, 22.4 % мол.).

К числу массивов первой группы относятся: Халиловский, Кемпирсайский, Сарановский и Кракинский.

К числу массивов второй группы относятся Хабаровинский и Нижне-Тагильский массивы.

По содержанию глинозема Al_2O_3 .

В состав ультраосновных пород этот окисел входит в ограниченном количестве.

В породах рассматриваемых массивов содержание Al_2O_3 находится в пределах от 0.12 до 1.46 % мол. На примере ряда массивов (Кемпирсайского, Кракинского, Нижне-Тагильского и Хабаровинского) устанавливается, что содержание Al_2O_3 возрастает с повышением кислотности пород и в этом отношении ведет себя аналогично CaO .

По содержанию Cr_2O_3 .

Содержание Cr_2O_3 варьирует от «следов» до 0.30 % мол.

По ряду массивов наглядно видно, что содержание Cr_2O_3 понижается с повышением содержания SiO_2 в породах, т. е. противоположно тому, что отмечалось в отношении Al_2O_3 . Это наглядно видно из отношения $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Cr}_2\text{O}_3}$. Так, например, в массиве Крака это отношение для дунитов равно 3.8, для гарцбургитов — 4.1, для лерцолитов — 29.2. В Кемпирсайском массиве — в дунитах 1.7, в гарцбургитах 7.0, а в лерцолитах 16.0. То же можно заметить и по Хабаровинскому, Халиловскому и Нижне-Тагильскому массивам.

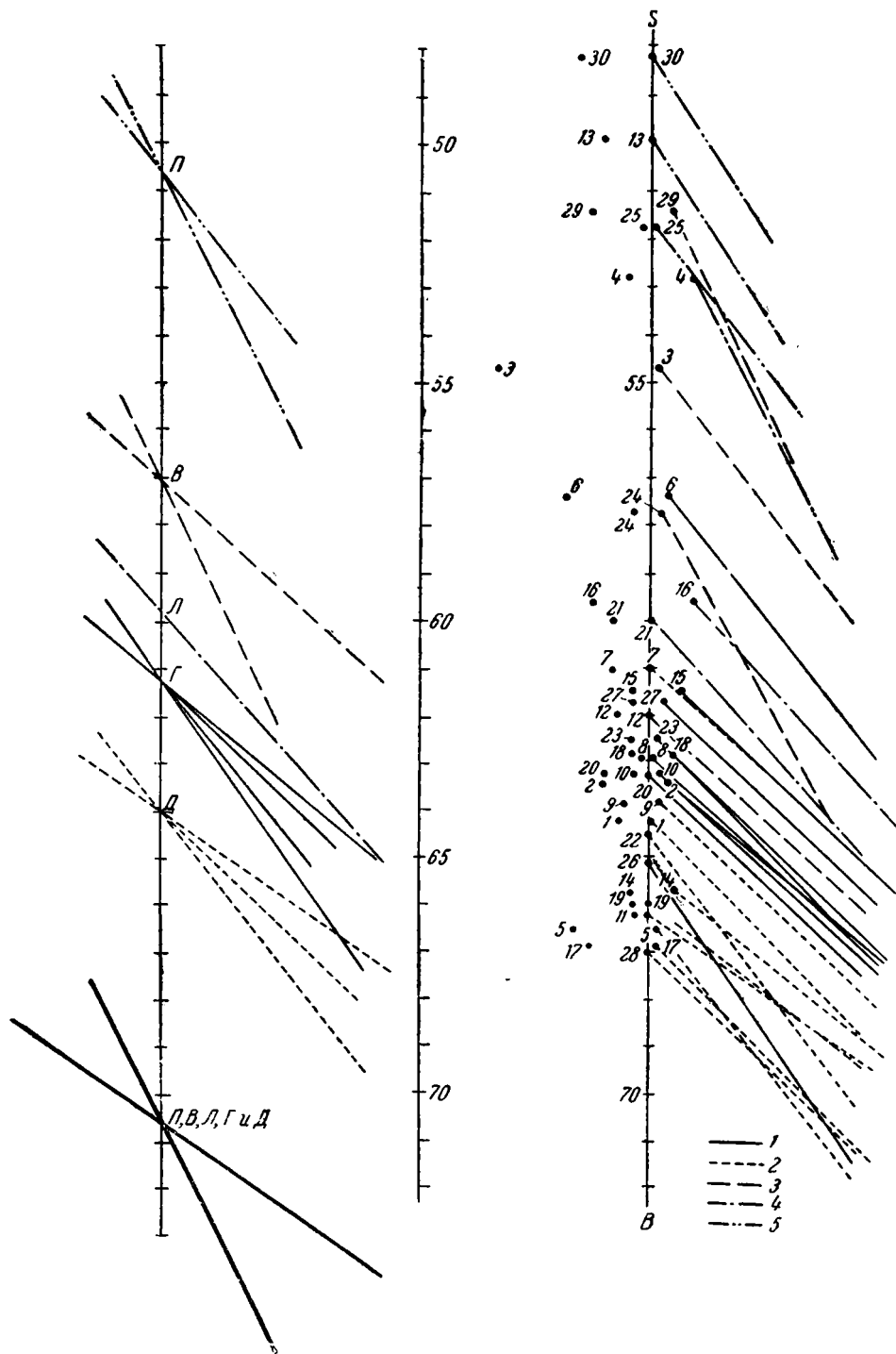
Таким образом, из разбора химического состава пород массивов, являющихся представителями всех шести типов, выделенных нами в петрографическом обзоре, вытекает следующее:

а) Химический состав одноименных пород из различных массивов не совсем одинаков, и порода каждого массива характеризуется своими специфическими особенностями;

б) содержание отдельных породообразующих окислов SiO_2 , MgO , « FeO », CaO , Al_2O_3 и Cr_2O_3 во всей серии пород каждого данного массива имеет свои пределы, чем характеризуется различная степень дифференцированности массива;

в) если учесть количественные соотношения пород в каждом массиве хотя бы в первом приближении (как это сделано нами в табл. 4 и 6 путем подчеркивания жирным шрифтом пород, преобладающих в массиве), то можно различать две группы массивов с признаками некоторых общих черт валового химического состава.

Первая группа массивов характеризуется более высоким отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ (10—12.0); сюда относятся Кемпирсайский и Халиловский массивы.



Фиг. 1-б. Диаграмма составов ультраосновных пород некоторых хромитовых массивов Урала по методу академика А. Н. Заварицкого. Составил Н. В. Павлов. Левая диаграмма характеризует пределы вариаций составов отдельных разновидностей ультрабазитов.

1—гарцбургиты; 2—дуниты; 3—верлиты; 4—лерпониты; 5—шпроксениты (диаллагиты, вебстериты)

Вторая группа массивов отличается более низким отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ (4.76—9.37). К этой группе относятся Хабаровинский и Нижне-Тагильский массивы.

Кракинский массив занимает промежуточное положение, однако, если учесть, что в нем преобладают лерцолиты ($\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 9.2$), то он ближе подходит ко второй группе.

Сарановский массив имеет также двойственное положение. Гарцбургиты, слагающие большую видимую часть массива, по отношению $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ (10.85) дают основание относить его к первой группе. Однако по отношению $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ (= 6.80) в рудоносных гарцбургитах, которые также развиты в значительном количестве, его можно отнести ко второй группе.

Кроме того, первая группа массивов характеризуется меньшим содержанием СаО и Al_2O_3 (СаО — от следов до 2.11%; Al_2O_3 от 0.24 до 0.81% мол.) по сравнению с содержанием этих окислов в массивах второй группы (СаО от следов до 22.45% мол., Al_2O_3 от 0.20 до 1.46% мол.).

Составленная нами диаграмма составов ультрабазитов по методу акад. А. Н. Заварицкого также наглядно иллюстрирует две группы массивов Урала по их магнезиальности и железистости (см. диаграмму фиг. 5). Для составления этой диаграммы использованы данные химических анализов ультрабазитов Урала, сведенные в табл. 4. В этой таблице приводятся также числовые характеристики пород, пересчитанные по А. Н. Заварицкому.

При составлении диаграммы, в целях большей ее наглядности, мы увеличили линейный масштаб параметра f' в 10 раз против остальных параметров. Благодаря этому более отчетливо наметились две группы составов пород по их железистости. Круто наклонные векторы характеризуют породы с более высокой магнезиальностью; полого наклонные — наоборот, с меньшей магнезиальностью и повышенной железистостью. Левая диаграмма фиг. 5, как результативная, дает представление о пределах колебаний составов по магнезиальности и железистости для отдельных разновидностей ультраосновных пород Урала (∂ — дуниты, $г$ — гарцбургиты, $в$ — верлиты, $л$ — лерцолиты и $п$ — пироксениты).

IV. АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ И СРАВНЕНИЕ ИХ С РУДООБРАЗУЮЩИМИ

1. Состав акцессорных хромшпинелидов

В этом разделе рассматривается химический состав акцессорных хромшпинелидов различных ультраосновных пород Урала.

Автору удалось собрать 22 полных химических анализа акцессорных хромшпинелидов. Около половины анализов (10) изготовлены из материала, добытого автором. 8 анализов заимствованы из материалов Хромитовой группы ИГН, из которых четыре еще не опубликованы и извлечены из материалов ст. научн. сотр. В. П. Логинова, любезно разрешившего использовать их в моей работе. Остальные четыре анализа заимствованы у проф. А. Г. Бетехтина из опубликованных работ («Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка», 1940, и «Платина», 1935).

Указанное число анализов характеризует акцессорные хромшпинелиды следующих десяти массивов Урала: Кемпирсайского, Южно-Кракинского, Северо-Кракинского, Мамытского, Тагило-Невьянского, Алапаевского, Нижне-Тагильского, Успенского, Кутарстанского и Халиловского (см. табл. 7).

Таблица 7

Химические составы акцессорных хромшпинелидов из ультраосновных пород некоторых массивов Урала

№ п. п.	Название массива; из какой породы хромшпинелид	№ анализа	О к и с л ы											Примеси других минералов	Вычисленное число атомов данного элемента в элементарной ячейке								
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	NiO	MnO	V ₂ O ₅	-H ₂ O		+H ₂ O	Сумма	R ₂ O ₃		Cr	Al	Fe ⁺⁺	Fe ⁺	Mg
																	RO						
1	Северный Крака	гарцбургит . . .	66	0.85	0.06	32.53	32.31	3.15	13.78	15.23				1.0	0.25	99.16	Sp	1.0	6.2	9.3	0.5	2.8	5.2
2	»	лерцолит	72	1.30	0.04	39.75	29.99	1.60	11.80	17.71					0.40	98.60	Sp	0.99	4.8	10.3	0.3	2.3	5.7
3	»	плагноклазовый лерцолит	65	10.22	0.24	31.82	19.24	4.23	12.63	21.32					0.38	100.08	Sp,Ol	1.4	4.3	10.8	0.9	2.75	5.25
4	Южный Крака	дунит . . .	50	0.21	0.23	8.46	58.37	2.12	16.21	12.05	0.05	0.05			1.06	99.96	Enst	0.97	12.7	2.8	0.5	3.6	4.4
5	»	» . . .	59	3.42	0.20	11.37	54.08	1.14	15.70	12.71	0.01	0.34	0.07	0.22	0.41	99.63	Ol,Sp	1.06	12.0	3.9	0.1	4.0	4.0
6	»	» . . .	55	следы	0.20	13.82	54.32	2.00	18.92	11.01		0.05				100.37	Ol,Sp	0.94	11.2	4.3	0.5	3.9	4.1
7	»	гарцбургит . . .	56	0.64	—	34.10	32.86	1.99	13.94	16.33						99.86	Ol	0.97	6.1	9.4	0.5	2.7	5.3
8	»	лерцолит	57	0.00	0.01	49.66	18.30	3.91	8.35	20.16						100.88		1.02	3.1	12.4	0.5	1.6	6.4
9	Кемпирсайский	дунитогарцбургит . . .	11	нет	0.08	27.50	40.89	1.99	14.55	13.93						98.94		1.0	7.8	7.8	0.4	2.9	5.
10	»	гарцбургит . . .	26	2.35	0.20	23.57	40.40	4.83	14.90	13.78		0.11	0.10	0.36	100.60	Sp,Ol	1.08	8.3	7.6	0.1	3.6	4.4	
11	Мамытский	» . . .	3	0.25	34.26	25.60	6.36	13.12	15.73						95.27		0.94	5.0	10.0	1.0	2.5	5.5	
12	Халиловский	дунит . . .	88	0.58	0.27	13.99	52.98	3.76	13.43	13.52					0.67	99.20	Sp	1.1	11.4	4.4	0.2	3.4	4.6
13	»	гарцбургит	87	1.16	0.22	17.36	48.18	5.41	13.22	13.02					1.29	99.86	Ol,Sp	1.1	10.4	5.5	0.1	3.4	4.6
14	Нижне-Тагильский	дунит . . .	46	0.58		11.69	49.58	25.93		11.50	0.77					100.05	Sp	1.0	10.5	3.7	1.8	3.6	4.4
15	»	верлит . . .	48	4.48	1.23	3.75	28.01	30.57	18.06	10.80	0.67				0.37(?)	97.94	Sp	1.04	7.0	2.0	7.0	5.2	2.8
16	Тагило-Невьянский	дунит . . .	102	2.75	1.91	11.08	47.70	10.94	10.32	13.82					0.52	99.04	Ol,Sp	1.1	10.8	3.7	1.5	3.4	4.6
17	»	» . . .	97	6.06	0.14	19.09	34.68	4.97	15.69	17.86					0.07	90.16	Ol,Sp	0.99	8.0	7.0	1.0	3.8	4.2
18	»	» . . .	100	5.59	0.14	12.16	44.11	3.89	16.28	14.46					0.23	98.95	Sp	0.98	10.5	4.5	1.0	4.1	3.9
19	»	» . . .	101	5.88	2.08	10.20	46.08	5.31	12.22	15.47					0.22	99.44	Ol,Sp	1.1	11.3	3.7	1.0	4.0	4.6
20	Алапаевский	верлит . . .	142	3.09	0.34	22.83	39.47	2.86	14.08	16.27					0.95	99.82	Ol,Sp	1.0	8.3	7.1	0.6	3.0	5.0
21	Кутарстанский	метасоматич. диаллагит . . .	136	2.75	0.10	10.29	55.41	1.48	18.54	10.41						99.41	Sp,хлорит	1.0	12.8	3.0	0.2	4.6	3.4
22	Успенский	» . . .	139	5.25	0.12	7.58	51.90	1.11	20.36	10.51					1.17	98.00	Sp	1.04	13.0	2.8	0.2	5.4	2.6

Восемь анализов относятся к акцессорным хромшпинелидам дунитов; 8 анализов — гарцбургитов, 3 анализа характеризуют акцессорные хромшпинелиды перцолитов; 1 анализ — верлитов и 2 анализа — диаллагитов. Анализы пересчитаны нами на атомный состав (см. стр. 9) и сведены на диаграмму фиг. 6.

Как показывает эта диаграмма, фигуративные точки составов акцессорных хромшпинелидов из дунитов располагаются ближе к Сг-вершине треугольника. Хромшпинелиды из гарцбургитов и верлитов занимают среднее положение между Сг- и Al-вершинами треугольника. Фигуративные точки для хромшпинелидов из наиболее кислых перидотитов — перцолитов занимают положение на диаграмме в поле, тяготеющем к Al-вершине треугольника. Иными словами, состав акцессорных хромшпинелидов находится в прямой зависимости от кислотности ультраосновных пород: Хромшпинелиды из дунитов содержат максимальное количество Сг и относительно бедны Al. Более кислые представители ультрабазитов — гарцбургиты и верлиты — имеют акцессорные хромшпинелиды, значительно беднее Сг и богаче Al и, наконец, «кислые» представители ультрабазитов — перцолиты — содержат хромшпинелиды, богатые Al и бедные Сг. Что же касается Fe^{+++} , то оно у всех представителей хромшпинелидов, за исключением хромшпинелидов из пород платиноносного Нижне-Тагильского массива, содержится в ограниченном количестве, не более одного атома из 16 возможных. Для акцессорных хромшпинелидов Нижне-Тагильского массива, так же как и для хромшпинелидов из рудных шпиров, характерно высокое содержание как Fe^{+++} , так и Fe^{++} . Эта особенность, между прочим, резко отличает их от хромшпинелидов неплатиноносных массивов.

На диаграмме фиг. 6 нанесены данные двух анализов акцессорных хромшпинелидов из так называемых шпировых обособлений диаллагитов Кутарстанского и Успенского массивов. Фигуративные точки анализов этих хромшпинелидов на диаграмме попали в поле точек, характерных для акцессорных хромшпинелидов из дунитов. Это находится в резком несоответствии с выводом, сделанным выше о том, что более кислые разновидности ультрабазитов содержат хромшпинелиды, бедные Сг и богатые Al. Однако полевые наблюдения и микроскопическое изучение этих пород показывает, что такие мелкие шпировые обособления оливиновых диаллагитов, по всей видимости, образовались путем метасоматического замещения диаллагом первоначально оливиновой (дунитовой) породы. В шлифе под микроскопом видно, что мелкие (0.5—1.5 мм) зерна хромшпинелида и оливина включены, или как бы захвачены, крупными зернами диаллага, размер которых обычно достигает 10—25 мм.

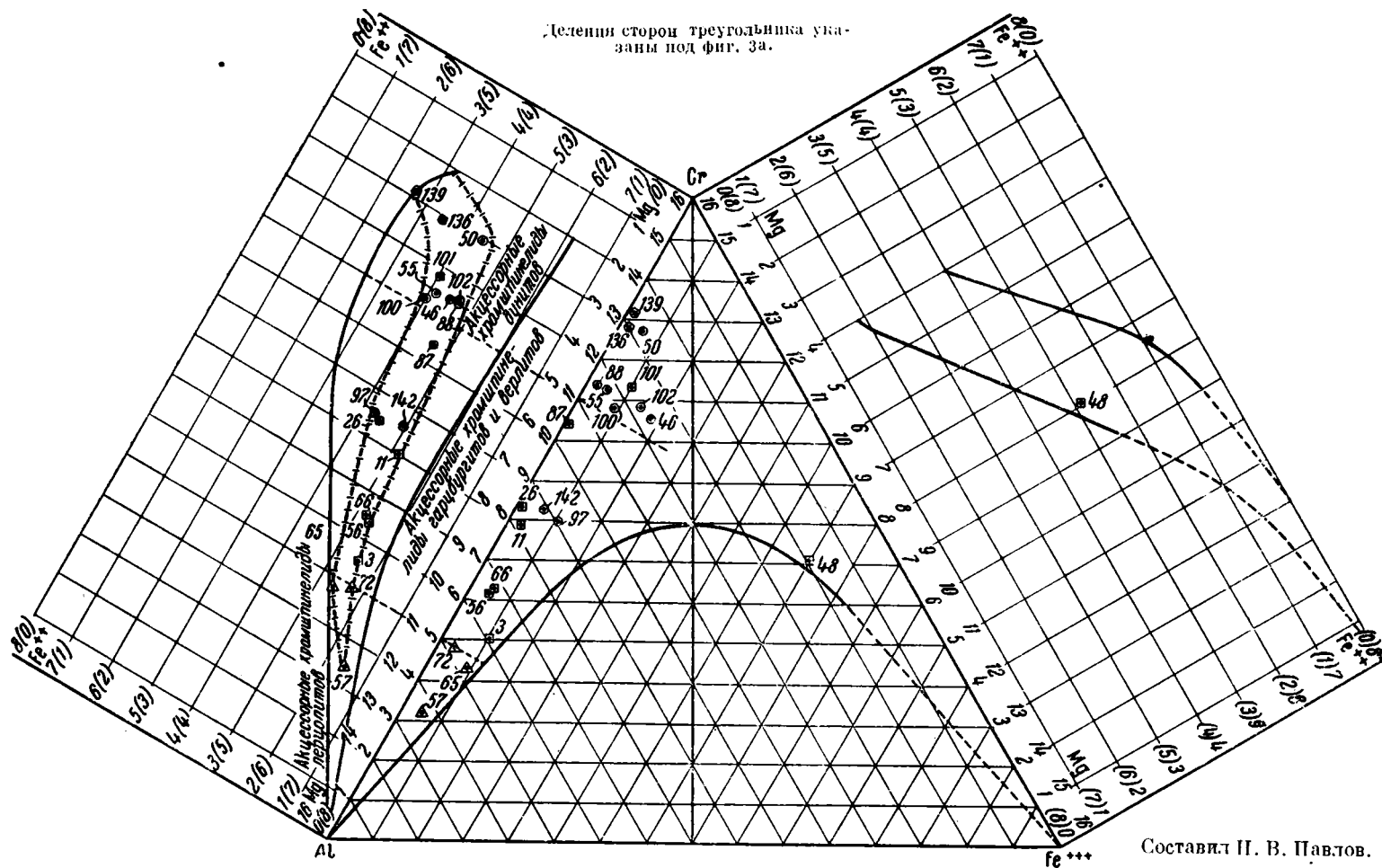
К сожалению, мы не располагаем анализами акцессорных хромшпинелидов из пироксенитов нормального дифференциационного ряда ультрабазитов и в связи с этим не можем судить о составе акцессорного хромшпинелида в них. Однако микроскопическое изучение значительного количества шлифов различных пироксенитов однозначно показывает, что шпинелиды в пироксенитах содержат пониженное количество хрома. Это устанавливается по окраске шпинелида. Так, хромшпинелид, выделенный и проанализированный из плагиоцерцолитов Крака, в нормальном шлифе имеет красно-

Пояснение к фиг. 6 (см. стр. 39).

№ анализ	Массивы	№ анализ	Массивы
57, 56, 55, 50	Южн. Краинский	46, 48	Н-Тагильский (платиноносный)
65, 66, 72	Сев. Краинский		Халиловский
11	Южн. часть Кемпирсайского	87, 88	Кутарстанский
26	Сев. " "	136	Успенский
3	Мамытский	139	Алапаевский
97, 100, 101, 102	Тагильско-Невьянский	142	

Акцессорные хромшпинелиды: ○ — из дунитов; □ — из гарцбургитов; △ — из перцолитов; ⊕ — из диаллагитов, ⊙ — из верлитов. — — контурные линии пределов изоморфизма в хромшпинелидах по двух- и трехвалентным элементам; + — контурная линия поля изоморфизма по двух- и трехвалентным элементам в акцессорных хромшпинелидах.

Деления сторон треугольника указаны под фиг. 3а.



Составил И. В. Павлов.

вато-розовую окраску; содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 18.0\%$ вес. Для пироксенитов того же массива характерна очень сходная по окраске светлобуро-розовая шпинель, и можно предполагать, что содержание Cr в ней еще меньше. Для вебстеритов дайковых тел того же массива характерен герценит и т. д.

Рассматривая диаграмму составов акцессорных хромшпинелидов в части двухвалентных металлов магния и железа (см. левую прямоугольную часть диаграммы фиг. 6), можно видеть, что хромшпинелидам из различных пород свойственны свои специфические соотношения Mg и Fe^{++} . Так, для хромшпинелидов из дунитов отношение числа атомов Mg к числу атомов Fe^{++} колеблется в пределах от 0.1 до 1.5. Для хромшпинелидов из гарпбургитов это отношение колеблется от 1.2 до 2.2. Для хромшпинелидов из лерцолитов соответственно от 2.1 до 4.0.

Из этих данных видно, что наибольшим содержанием Mg и наименьшим Fe^{++} отличаются хромшпинелиды из лерцолитов; эти хромшпинелиды бедны хромом и богаты алюминием. Среднее положение занимают хромшпинелиды из гарпбургитов и верлитов и, наконец, хромшпинелиды из дунитов характеризуются наименьшим содержанием Mg, в то же время и в этих хромшпинелидах резко повышается содержание Fe^{++} . Такие хромшпинелиды имеют высокое содержание Cr и обычно бедны Al. Из рассмотрения диаграммы видно также, что фигуративные точки, характеризующие состав акцессорных хромшпинелидов, по содержанию Mg и Fe^{++} располагаются во внутренней (осевой) части устанавливаемого нами поля содержаний Mg и Fe^{++} в группе природных хромшпинелидов.

Пределы изоморфизма акцессорных хромшпинелидов по Mg и Fe^{++} значительно уже установленных для группы хромшпинелидов в целом.

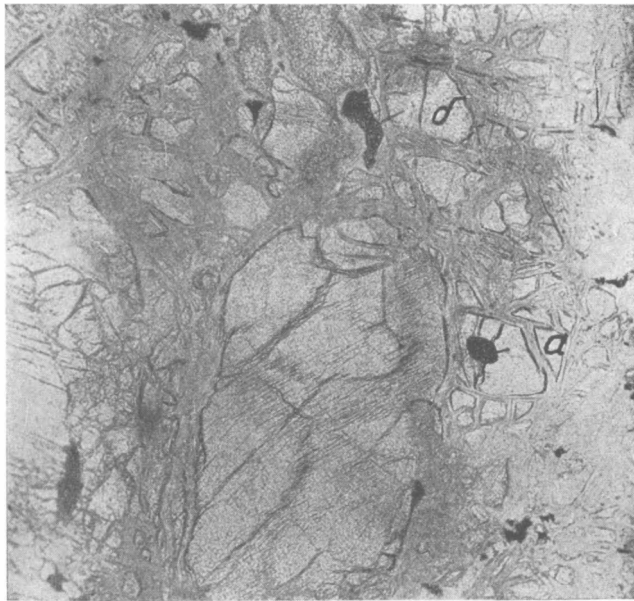
Таким образом, рассмотрение составов акцессорных хромшпинелидов из различных ультраосновных пород, хотя еще и по далеко недостаточному числу анализов (22 анализа), показывает, что для каждой породы характерны хромшпинелиды своего специфического состава по содержанию как двух-, так и трехвалентных металлов. Четко намечается ряд хромшпинелидов, находящийся в определенной зависимости от кислотности пород.

2. Структурные взаимоотношения акцессорных хромшпинелидов с первичными силикатами ультраосновных пород

Для нашей темы весьма важно проследить формы и относительное время выделения акцессорных хромшпинелидов в ультраосновных породах различного состава. Установление этапов выделения акцессорных хромшпинелидов при кристаллизации той или иной породы позволит создать представление о химическом составе расплавов в момент выделения главной массы этих минералов. Знание состава акцессорных хромшпинелидов из пород различного состава и главных этапов их выделения в породах позволит глубже разобраться в геохимическом поведении элементов при формировании рудных хромитовых месторождений и связи их состава с материнскими породами. Наши микроскопические наблюдения по материалам массивов Крака (Южный, Средний, Узанский), Кемпирсайского, Верх-Нейвинского и ряда других, а также данные других авторов (Бетехтин, 1937; Соколов, 1948; Логинов и др., 1940) позволяют следующим образом охарактеризовать структурные взаимоотношения акцессорных хромшпинелидов с первичными силикатами ультраосновных пород.

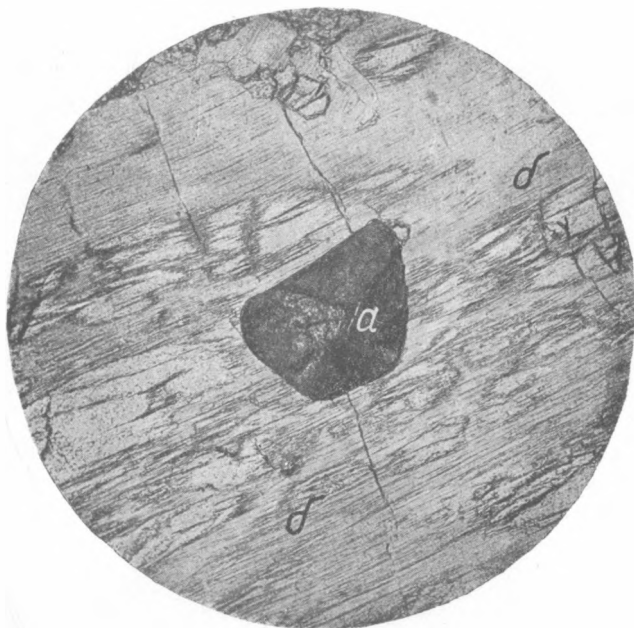
В лерцолитах резко преобладают вполне ксеноморфные зерна акцессорных хромшпинелидов. Обычный размер их от долей миллиметра до 1.5—2.0 мм.

Выделения хромшпинелидов располагаются в интерстициях оливиновых и пироксеновых зерен. Оливин также не имеет идиоморфных очертаний и с хромшпинелидом находится в аллотриоморфных отношениях.



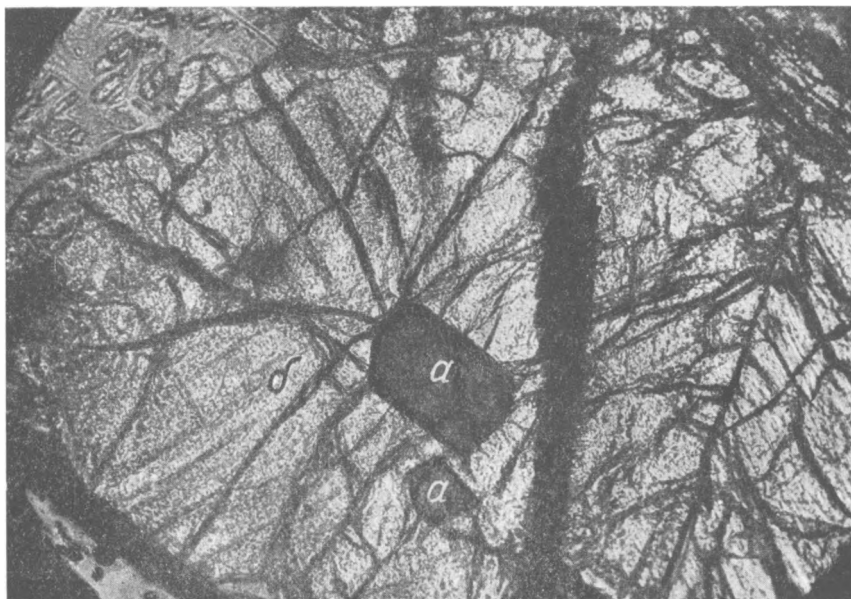
Ф и г. 7. Плагинклавовый лерцолит.

Одновременное присутствие идиоморфного (а) и ксеноморфного (б) по отношению к оливину зерен хромшпинелидов. Увеличение $\times 45$, при одном николе. Образец 339. Массив Северный Крана.



Ф и г. 8. Лерцолит.

Включение кристалла хромшпинелида в ромбический пироксен. а — хромшпинелид; б — баститизированный ромбический пироксен. Увеличение $\times 60$, при одном николе. Образец 179. Массив Южный Крана.



Ф и г. 9. Лердолит.
Включение хромшпинелида (а) в моноклиный пироксен (б). Увеличение $\times 55$,
при одном никеле. Образец 69/37. Массив Южный Крака.

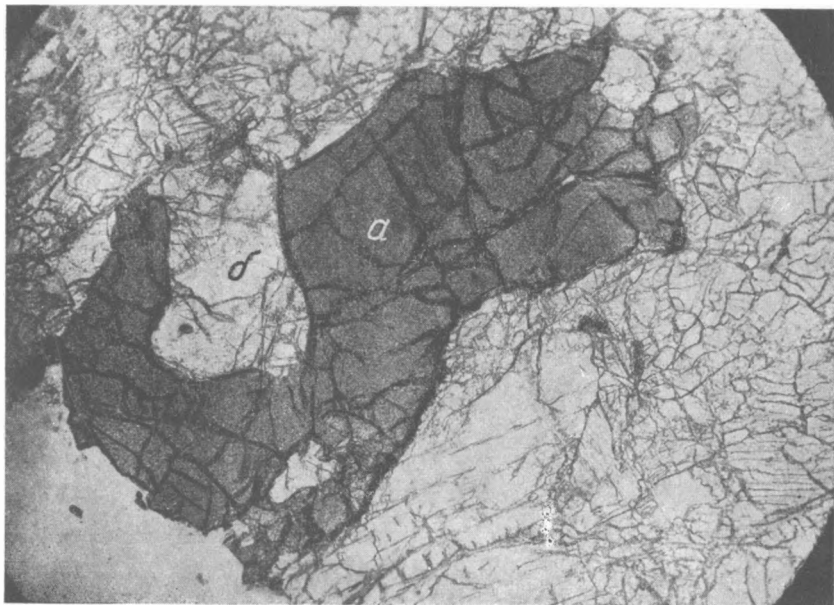


Ф и г. 10. Лердолит.
Включение хромшпинелида (а) в моноклиный пироксен (б). Увеличение $\times 45$, никели
скрещены. Образец 363. Кемпирсайский массив.



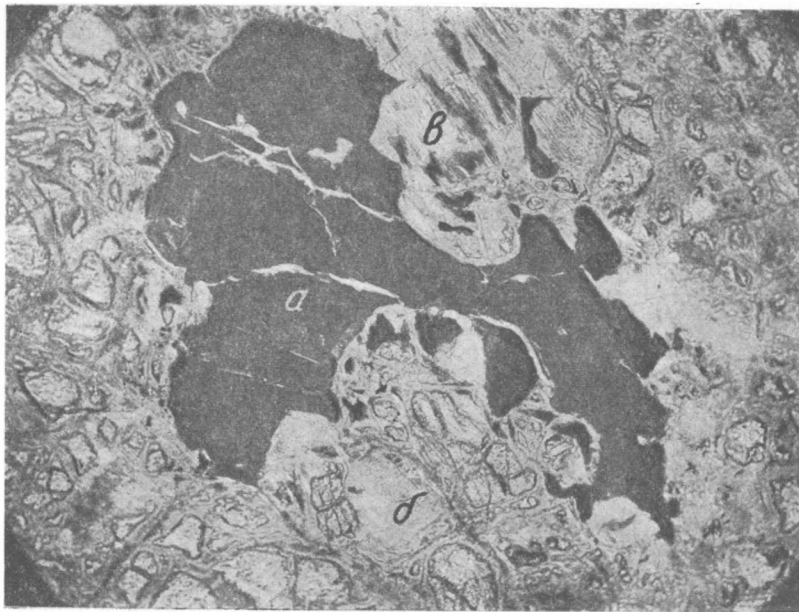
Ф и г. 11. Гардбургит.

Включение оливина (а) в хромшпинелид (б). Увеличение $\times 45$, при одном николе. Образец 209/36. Массив Южный Крака.



Ф и г. 12. Гардбургит.

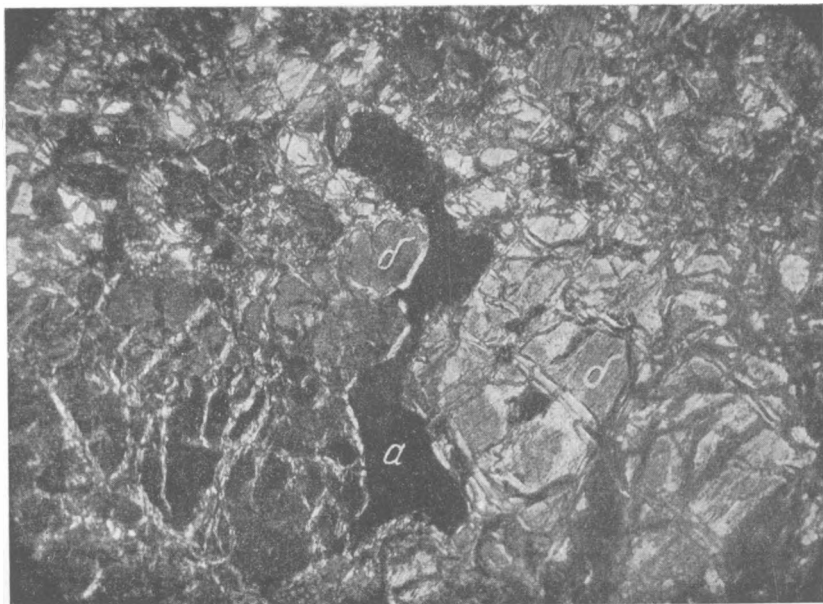
Ксеноморфное зерно хромшпинелида (а) по отношению к зерну оливина (б). Увеличение $\times 45$, при одном николе. Образец 292. Кемпирсайский массив.



Ф и г. 13. Лерцолит.

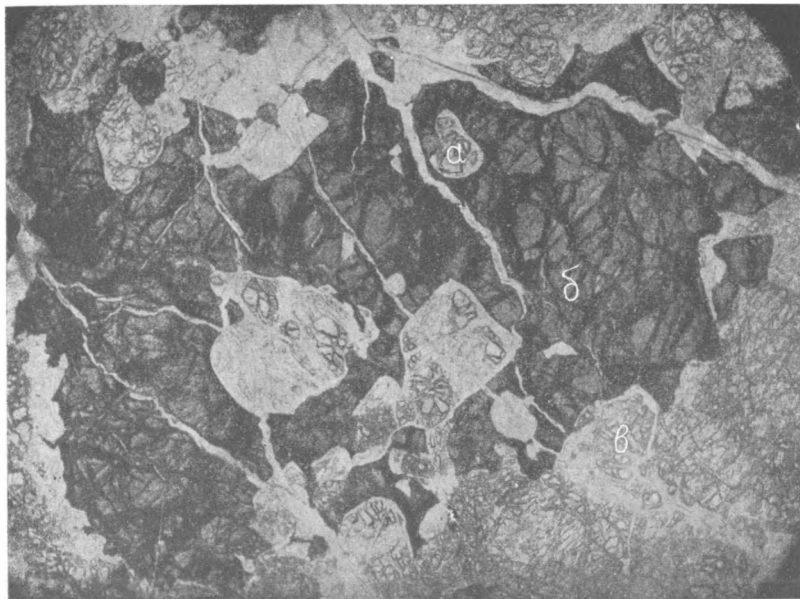
Ксеноморфное отношение хромшпинелида к оливину и ромбическому пироксену.
 а — хромшпинелид; б — серпентинизированный оливин; в — баститизированный ромбический пироксен.

Увеличение $\times 60$, при одном николе. Образец 172. Массив Южного Крака.



Ф и г. 14. Гардбургит.

Хромшпинелид выполняет междуверное пространство среди кристаллов оливины. а — хромшпинелид; б — оливин. Увеличение $\times 45$; николи скрещены.
 Образец 295. Кемпирсайский массив.



Ф и г. 15. Лерцолит.

Ксеноморфное отношение хромшпинелида к оливину и монокливному пироксену. *a* — оливин; *б* — хромшпинелид; *в* — моноклиновый пироксен.

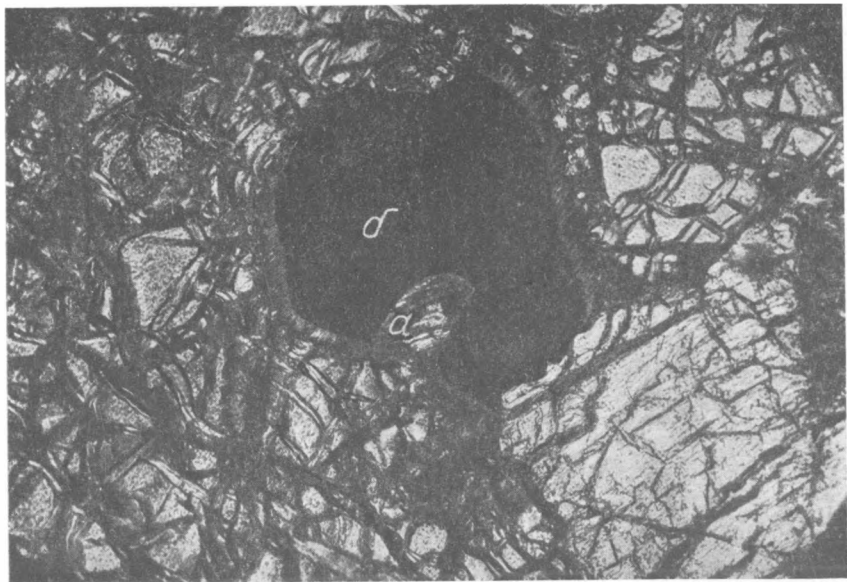
Увеличение $\times 45$; при одном николе. Образец 315/36. Массив Южного Крака.



Ф и г. 16. Лерцолит.

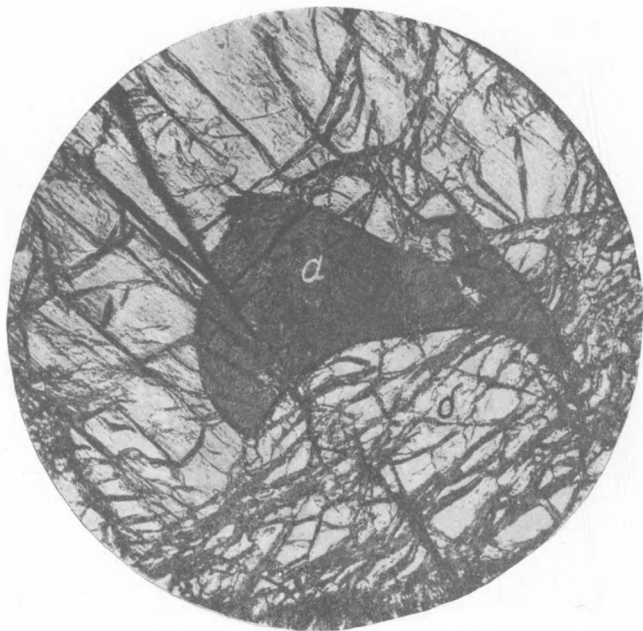
Включение зерна оливина в хромшпинелид и охват хромшпинелидом части периметра зерна моноклинового пироксена. *a* — оливин; *б* — хромшпинелид; *в* — моноклиновый пироксен.

Увеличение $\times 45$; при одном николе. Образец 196. Массив Южного Крака.



Ф и г. 17. Перцолит.

Мелкое зерно моноклинного пироксена захвачено кристаллом хромшпинелида.
 α — моноклинный пироксен; σ — хромшпинелид.
 Увеличение $\times 28$; николи скрещены. Образец 67/37. Массив Южного Крака.



Ф и г. 18. Перцолит.

Ксеноморфное отношение хромшпинелида к оливину. α — хромшпинелид; σ — оливин.
 Увеличение $\times 28$; при одном николе. Образец 67/37. Массив Южного Крака.

Иногда встречаются включения идиоморфных зерен хромшпинелидов в ромбическом пироксене и редко можно встретить мелкие идиоморфные зерна хромшпинелидов, включенные в моноклинный пироксен.

Зарегистрированы единичные находки включений идиоморфного хромшпинелида в оливине, а также охват части периметра зерна ромбического пироксена хромшпинелидом.

В гарцбургитах отношения акцессорных хромшпинелидов с первичными породообразующими минералами весьма близки к только что охарактеризованному для лерцолитов. Акцессорный хромшпинелид также совершенно неправильных очертаний, размер зерен варьирует от долей мм до 1.5—2.0 мм. В этих породах несколько резче проявляется частичный идиоморфизм хромшпинелидов по отношению к ромбическому пироксену. Часто характерны взаимные прорастания хромшпинелидов и ромбического пироксена.

В этих породах также зарегистрированы случаи включений идиоморфных зерен хромшпинелида в ромбический пироксен.

Акцессорные хромшпинелиды в верлитах представлены двумя морфологически различными типами зерен: мелкие, от долей миллиметра до 0.5 мм, идиоморфные зерна, обычно включенные в зерна оливина, эллиптической формы, и хромшпинелиды неправильных очертаний, располагающиеся на стыках («швах») зерен оливина и моноклинного пироксена. Размер таких зерен варьирует от долей миллиметра до 1.2 мм в поперечнике. Количественно этот тип зерен преобладает над первым. Включений акцессорного хромшпинелида в моноклинный пироксен не зарегистрировано.

В дунитах акцессорные хромшпинелиды обычно имеют субидиоморфные зерна и располагаются между зернами оливина. Размер их обычно от долей миллиметра до 1.2 мм, реже до 3 мм.

Оливин также представлен субидиоморфными зернами. Включения идиоморфных зерен хромшпинелида в зерна оливина редки. Охват части периметра зерна оливина зерном хромшпинелида, как это иногда имеет место в лерцолитах и верлитах, в этих породах не был констатирован.

Таким образом, из нашего беглого обзора микроструктурных отношений акцессорного хромшпинелида с первичными породообразующими минералами следует, что в относительно более кислых ультрабазитах — лерцолитах и верлитах — преимущественное выпадение акцессорных хромшпинелидов относится к концу этапа кристаллизации пироксенов, т. е. к позднему этапу кристаллизации лерцолитов. Необходимо здесь же указать, что, как свидетельствуют находки включений идиоморфных зерен хромшпинелида в оливине, ромбическом и моноклинном пироксенах, выделение хромшпинелидов началось на сравнительно ранней стадии, однако главная масса хромшпинелидов образовалась именно позднее кристаллизации ромбического и моноклинного пироксена. В гарцбургитах этап выделения хромшпинелидов несколько расширяется, захватывая собой и первую половину кристаллизации ромбического пироксена.

В дунитах максимальное выделение акцессорных хромшпинелидов отвечает второй половине периода кристаллизации дунитового расплава.

Приводимая здесь серия снимков микрофото (фиг. 7—18) характеризует указанные отношения акцессорных хромшпинелидов с породообразующими минералами ультрабазитов.

3. Сопоставление химических составов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов некоторых месторождений Урала

Для поставленной перед нами задачи — нахождения зависимости состава хромитовых руд от состава материнских пород — весьма важно проследить, имеются ли различия в составах акцессорных хромшпинели-

дов из пород, непосредственно вмещающих рудные тела, и рудообразующих хромшпинелидов самих рудных тел, заключенных в эти породы.

Для этой цели, наряду с просмотром значительного количества прозрачных шлифов из вмещающих пород и из рудных тел и изучением просвечиваемости и окраски хромшпинелидов, нами сделаны соответствующие полные химические анализы хромшпинелидов. В нашем распоряжении также были еще неопубликованные полные химические анализы из материалов ст. научн. сотр. В. П. Логинова по Тагило-Невьянскому массиву (Кутузовское месторождение), любезно предоставившего их для использования в настоящей работе. Кроме того, мы извлекли аналитический материал по этому вопросу из опубликованных работ А. Г. Бетехтина, Г. А. Соколова, С. А. Кашина, В. П. Логинова и Н. В. Павлова.

Всего мы располагаем шестнадцатью химическими анализами сопряженных рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов по восьми месторождениям, относящимся к шести массивам Урала.

Данные химических анализов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов, сведенные в табл. 8, рассчитаны нами (см. способ пересчета на стр. 9) и нанесены на диаграмму фиг. 19. Как видно из диаграммы, составы акцессорных хромшпинелидов из вмещающих пород каждого месторождения существенно отличаются от составов хромшпинелидов из рудных тел соответствующего месторождения.

Рассмотрим, в чем выражаются эти различия.

Положения фигуративных точек на диаграмме составов по трехвалентным элементам—Cr, Al, Fe⁺⁺⁺ показывают, что акцессорные хромшпинелиды, как правило, беднее Cr и богаче Al, чем хромшпинелиды из рудных тел. Оставляя в стороне рассмотрение содержания трехвалентного железа вследствие ограниченного количества его в составе как тех, так и других хромшпинелидов (до 1 атома из 16 возможных), обратимся к разбору содержания в них хрома и алюминия. Так, в элементарной ячейке акцессорного хромшпинелида из вмещающих дунитов Кутузовского месторождения хрома содержится около 8.0 атомов, а алюминия — 8 атомов. В ячейке же рудообразующего хромшпинелида из рудного тела этого месторождения содержание хрома равно 10.1 атома, а алюминия — 5.5 атома.

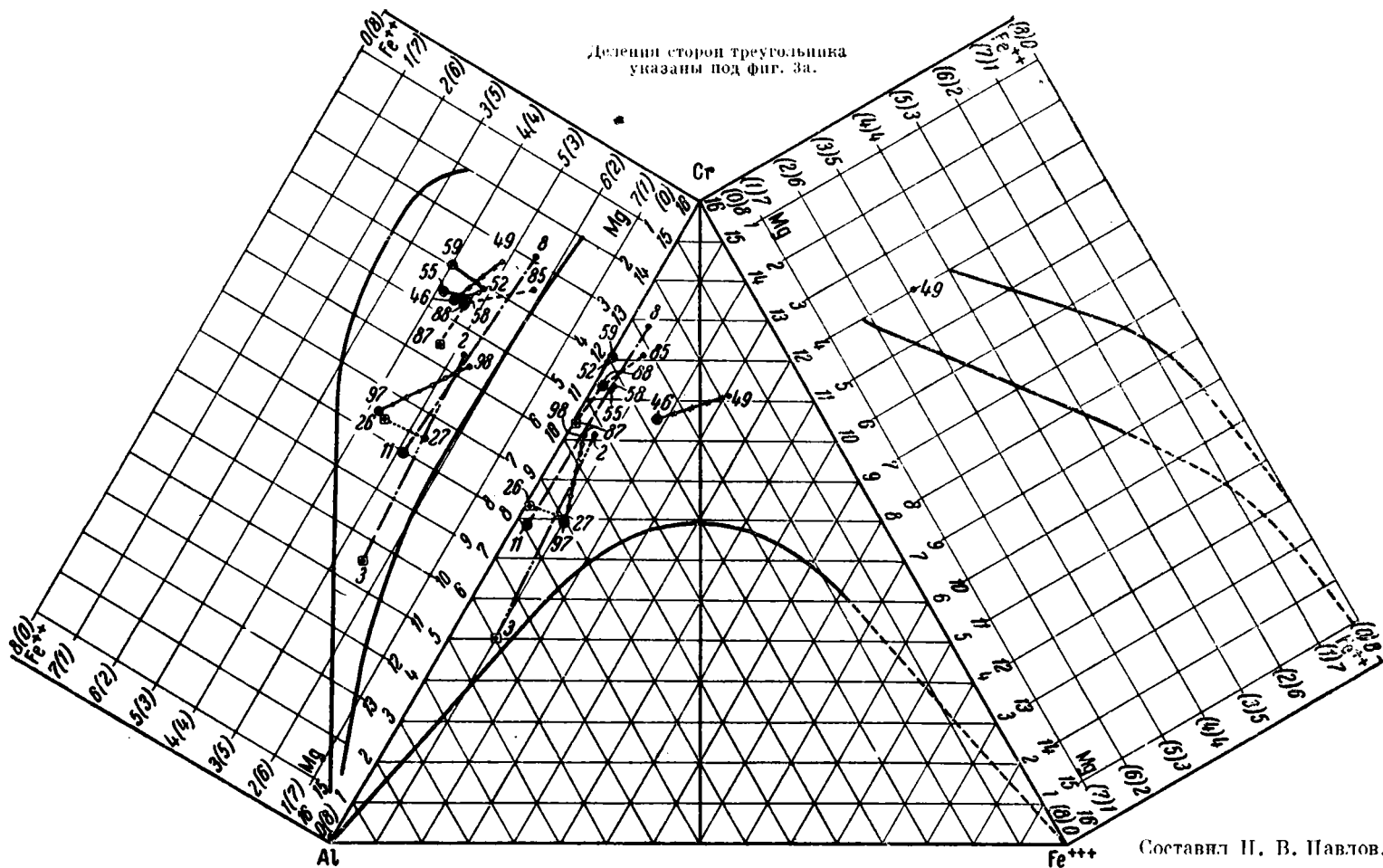
В месторождении «Спорное» Донской группы Кемпирсайского массива в составе элементарной ячейки акцессорного хромшпинелида из вмещающих дунитов хрома содержится 8.0 атомов, а алюминия — 7.8 атома, тогда как в ячейке рудообразующего хромшпинелида содержание хрома равно 12.8 атома и алюминия 2.8 атома.

В месторождении № 79 Халиловского массива элементарная ячейка акцессорного хромшпинелида из вмещающих дунитов содержит Cr — 11.3 атома, Al — 4.5 атома, в то время как в ячейке рудообразующего хромшпинелида этого месторождения содержание Cr — 12.1 атома, а Al — 3.1 атома. Те же особенности мы видим и для месторождений «Александровский лог» (Нижне-Тагильский массив), «Новое» (Мамытский массив) и им. Муромцева (массив Южный Крака).

Для месторождения № 7 Северной группы Кемпирсайского массива резкого различия в составах акцессорного и рудообразующего хромшпинелидов по содержанию хрома и алюминия не наблюдается.

Пояснение к фиг. 19 (см. стр. 43).

Месторождения: — — — Б. Башарт (Ю. Крака); — — — им. Муромцева (Ю. Крака); — — — № 79 (Халиловский); — — — «Спорное» (Кемпирсайский); — № 7 (Кемпирсайский); — — — «Новое» (Мамытский); — о — о — Кутузовское (Тагило-Невьянский); —X—X— Александровское (Н.-Тагильский); ● — рудообразующие хромшпинелиды; ○ — акцессорные хромшпинелиды из дунитов; □ — акцессорные хромшпинелиды из гарцбургитов; ~ — контурные линии пределов изоморфизма в хромшпинелидах по двух- и трехвалентным элементам.



Ф и г. 19. Сравнительная диаграмма составов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из некоторых месторождений Урала.

Сравнение химических составов акцессорного и рудообразующего хромшпиннелидов из некоторых месторождений Урала

№ п. п.	Название массива и месторождения	Характер хромшпиннелида	№ анализа	Окислы в вес. процентах													Примеси других минералов	R ₂ O ₃ RO	Вычисленное число атомов каждого элемента в элементарной ячейке				
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	NiO	MnO	V ₂ O ₅	—H ₂ O	+H ₂ O	Сумма			Cr	Al	Fe ⁺⁺	Fe ⁺	Mg
1	Южный Крака «Большой Баспарт»	акцессорный рудообразующий	50	0.21	0.23	8.46	58.37	2.12	16.21	12.05	0.05	0.15	0.05	—	1.06	99.96	Sp	0.97	12.7	2.8	0.5	3.6	4.4
			52	2.60	0.24	12.60	55.34	1.22	13.06	13.75	0.10	0.30	0.13	0.40	0.41	99.99	актинол.	1.06	11.9	4.1	0	3.2	4.8
2	Южный Крака им. Муромцева	акцессорный рудообразующий	55	следы	0.20	13.82	54.32	2.00	18.92	11.01	—	0.05	—	—	—	100.37		0.94	11.2	4.3	0.5	3.9	4.1
			58	2.26	0.22	13.68	53.27	1.29	14.56	13.79	0.06	0.30	0.008	0.27	0.67	100.12	Sp	—	11.4	4.3	0.3	3.4	4.6
3	Кемпирсайский «Спорное»	акцессорный рудообразующий	11	—	0.08	27.50	40.89	1.99	14.55	13.93	—	—	—	—	—	98.94		1.0	7.8	7.8	0.4	2.9	5.1
			8	1.11	0.17	8.35	60.39	1.47	12.52	14.51	0.06	0.19	0.06	0.16	0.08	99.07	Sp-карбонат	1.0	12.8	2.7	0.5	2.5	5.5
4	Кемпирсайский месторождение № 7	акцессорный рудообразующий	26	2.35	0.20	23.57	40.40	4.83	14.90	13.78	—	—	0.11	0.11	0.36	100.61	Sp	1.08	8.3	7.6	0.1	3.6	4.4
			27	1.75	0.23	22.98	39.34	3.90	14.11	15.62	0.13	0.23	0.13	0.25	0.75	99.42	Sp	0.94	8.0	7.0	1.0	2.65	5.3
5	Мамытский «Новое»	акцессорный рудообразующий	3	—	0.25	34.26	25.60	6.36	13.12	15.73	—	—	—	—	—	95.27		0.95	5.0	10.0	1.0	2.5	5.5
			2	1.64	0.14	18.30	47.92	3.67	12.23	15.04	—	0.11	0.16	0.42	0.73	100.09	Sp-хлорит	1.01	10.1	5.5	0.4	2.8	5.2
6	Халиловский месторождение № 79	акцессорный рудообразующий	88	0.58	0.27	13.99	52.98	3.76	13.43	13.52	—	—	—	—	0.67	99.20	Sp	1.10	11.4	4.4	0.2	3.4	4.6
			85	0.38	0.18	10.86	60.19	3.69	9.93	14.54	0.01	—	—	—	—	99.78	Sp	1.08	12.1	3.2	0.7	2.2	5.8
7	Нижне-Тагильский «Александровский лог»	акцессорный рудообразующий	46	0.58	—	11.69	49.58	25.93	—	11.50	—	0.77	—	—	—	100.05	Sp	1.0	10.5	3.7	1.8	3.6	4.4
			49	0.50	—	5.65	51.17	21.42	7.38	12.58	—	0.19	—	0.14	—	99.03	Sp-карбонат	1.1	11.1	1.8	3.1	3.0	5.0
8	Тагильско-Невьянский «Кутузовское»	акцессорный рудообразующий	97	6.06	0.14	19.09	34.68	4.97	15.69	17.86	—	—	—	0.07	0.60	99.16	Ol, Sp	0.99	8.0	7.0	1.0	3.8	4.2
			98	1.36	0.16	18.78	49.24	4.94	9.42	15.40	—	—	—	—	0.36	99.06	Ol, Sp	1.11	10.1	5.5	0.4	2.6	5.4

Что же касается очень близкого состава аксессуарного и рудообразующего хромшпинелидов Башартского месторождения (массив Южный Крака), то это, как показало микроскопическое изучение, объясняется тем, что дунит, из которого были извлечены хромшпинелиды для анализа, принадлежит не собственно вмещающим разностям дунито-гарцбургитового комплекса, а является составной частью рудного тела месторождения и в действительности содержит вкрапленность хромшпинелидов до 10% против обычной аксессуарной вкрапленности 1—2%.

Вторая особенность, легко устанавливаемая из рассмотрения диаграммы, сводится к следующему.

Фигуративные точки на диаграмме составов по Fe^{++} и Mg (см. левую часть диаграммы) для аксессуарных хромшпинелидов из вмещающих пород располагаются выше фигуративных точек рудообразующих хромшпинелидов соответствующего месторождения. Это показывает, что аксессуарные хромшпинелиды вмещающих пород содержат больше двухвалентного железа (и меньше Mg), чем рудообразующие хромшпинелиды соответствующих рудных тел. Так, например, содержание Fe^{++} в элементарной ячейке хромшпинелида из дунитов Халиловского месторождения № 79 равно 3.35 атома (Mg — 4.65 атома), тогда как в элементарной ячейке рудообразующего хромшпинелида из того же месторождения железо содержится только в количестве 2.1 атома (Mg 5.9 атома).

Для месторождения № 7 Северной группы Кемпирсайского массива характерны также соотношения двухвалентного железа и магния. Элементарная ячейка хромшпинелида из дунито-гарцбургитового полосчатого комплекса содержит Fe^{++} —3.7 атома, Mg — 4.3 атома, элементарная ячейка рудообразующего хромшпинелида Fe^{++} — 2.7 атома, Mg — 5.3 атома.

В месторождении Большой Башарт массива Южный Крака аксессуарный хромшпинелид из дунитов этого месторождения содержит Fe^{++} — 4.0 атома и Mg — 4.0 атома, тогда как рудообразующий хромшпинелид содержит Fe^{++} только 3.1 атома, а Mg около 5 атомов. То же можно видеть на диаграмме и для хромшпинелидов из месторождений «Спорное» (Донская группа Кемпирсайского массива), им. Муромцева (массив Ю. Крака), «Александровский лог» (Нижне-Тагильский массив) и др.

Таким образом, резюмируя сказанное, можно сделать следующий вывод: аксессуарные хромшпинелиды из непосредственно вмещающих пород и рудообразующие хромшпинелиды различаются по составу. Это различие заключается в том, что рудообразующие хромшпинелиды в сравнении с аксессуарными хромшпинелидами из непосредственно вмещающих пород содержат больше Cr и Mg и меньше Al и Fe^{++} . По содержанию трехвалентного железа, вследствие сравнительно малого количества его как в тех, так и в других хромшпинелидах, каких-либо существенных различий установить не удастся. В тех случаях, когда имеется повышенное количество трехвалентного железа (примером чего являются хромшпинелиды Нижне-Тагильского платиноносного массива), совершенно четко наблюдается повышенное содержание Fe^{+++} в рудообразующих хромшпинелидах в сравнении с аксессуарными хромшпинелидами (см. диаграмму фиг. 19). Некоторые тенденции к повышению Fe^{+++} в рудообразующих хромшпинелидах по сравнению с аксессуарными хромшпинелидами наблюдаются также по месторождениям № 79 Халиловского массива, № 7 Кемпирсайского массива, «Спорное» Донской группы.

Изучение просвечиваемости и окраски аксессуарных хромшпинелидов в проходящем свете и плитах нормальной толщины (0.03 мм) для значительного числа месторождений находится в большинстве случаев в соответствии с вышеприведенным выводом о различии в составах аксессуарного и рудообразующего хромшпинелидов. Однако зарегистрирован один

случай (Южный Крака, месторождение «Кулундинские ямы»), когда в шпировых обособлениях вкрапленных руд среди лерцолитов рудообразующие хромшпинелиды и акцессорные хромшпинелиды из лерцолитов как по окраске, так и по просвечиваемости ничем существенно не различались. К сожалению, мы не располагаем данными химических анализов таких хромшпинелидов и этот случай остается пока не изученным.

V. ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ НАХОЖДЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ В МАССИВАХ

Для выявления зависимости между составами рудообразующих хромшпинелидов и особенностями состава ультраосновных пород хромитовых массивов необходимо рассмотреть следующие вопросы:

Каковы вариации состава хромшпинелидов в пределах одного или нескольких близлежащих рудных тел?

Каковы вариации и различия в составах рудообразующих хромшпинелидов из месторождений, находящихся в пределах одного массива, но расположенных в различных по петрографическому составу частях его?

Общее сравнение составов хромшпинелидов из месторождений различных массивов.

При разборе этих вопросов нас будет интересовать, в первую очередь, состав хромшпинелидов по главным шпинелеобразующим элементам: Cr, Al, Fe⁺⁺⁺, Mg и Fe⁺⁺. Других, второстепенных элементов, как то: Mn, Zn, Ni, Co, Ti, V и др., мы здесь не рассматриваем, так как содержания их весьма незначительны (см. главу о химическом составе природных хромшпинелидов).

Наиболее удобно рассматривать вариации составов рудообразующих хромшпинелидов по соответствующим их окислам в весовых или молекулярных процентах или по количеству атомов того или другого элемента в элементарной ячейке хромшпинелида. Пользоваться же условными молекулярными группировками, как это делал ряд авторов, для наших целей крайне неудобно и нерационально (обоснование см. на стр. 8).

Ниже мы приводим сводку колебания содержания окислов в анализах хромшпинелидов Урала. Данные характеризуют рудообразующие хромшпинелиды, не подвергшиеся метаморфизму. При пересчете химического анализа на состав хромшпинелида из данных анализа исключалось SiO₂, которое связывалось с необходимым количеством MgO и FeO по формулам сопутствующих минералов. После таких исключений цифры анализа вновь приводились к 100%.

Таблица 9

Окислы	Весовые проценты		Молекулярные проценты		Атомы какого элемента	Количество атомов в элементарной ячейке хромшпинелидов	
	от	до	от	до		от	до
Cr ₂ O ₃	23.0	64.0	13.4	42.2	Cr	4.5	13.5
Al ₂ O ₃	5.0	37.0	5.9	33.1	Al	2.0	10.5
Fe ₂ O ₃	1.0	10.0	0.0	6.6	Fe ⁺⁺⁺	0.0	2.0
	16.0	24.0	6.6	9.9		2.0	3.0 *
MgO	10.5	24.0	16.2	37.3	Mg	2.5	6.0
FeO	10.0	25.0	12.7	33.8	Fe ⁺⁺	2.0	5.5

* Вторая строка для окисла Fe₂O₃ характеризует хромшпинелиды платиноносных массивов Урала.

1. Вариации состава рудообразующих хромшпинелидов в пределах одного или нескольких близлежащих рудных тел

Рассмотрим сначала, какие колебания наблюдаются в химическом составе рудообразующих хромшпинелидов, находящихся в пределах одного или нескольких близлежащих рудных тел месторождения. Как показывают многочисленные анализы рудных концентратов большого числа месторождений Урала, составы хромшпинелидов в этом случае имеют незначительные колебания. При этом колебания проявляются в рудах различных текстур, а, именно: вкрапленные, густовкрапленные, нодулярные, массивные и др. руды данного месторождения несколько отличаются по содержанию Cr, Al, Fe⁺⁺⁺, Fe⁺⁺ и Mg. Так, по трехвалентным элементам наблюдается следующее.

Хромшпинелиды убогих и вкрапленных руд содержат максимальное количество Cr и минимальное количество Al по отношению к другим разновидностям руд.

Хромшпинелиды густовкрапленных, шпирово-вкрапленных (такситовых) и нодулярных руд имеют несколько меньшее содержание Cr, чем хромшпинелиды вкрапленных руд. Содержание алюминия соответственно несколько увеличивается.

В массивных рудах хромшпинелиды содержат хрома еще меньше, чем во всех разновидностях вкрапленных руд. Соответственно в них возрастает содержание алюминия.

Содержание трехвалентного железа в хромшпинелидах для всех разновидностей руд почти постоянно. Ввиду ограниченного количества Fe⁺⁺⁺ в составе хромшпинелидов, ясно выраженных вариаций его содержания в хромшпинелидах различных руд не устанавливается. Лишь в хромшпинелидах массивных руд некоторых месторождений иногда наблюдается сравнительно небольшое увеличение против содержания его в рудах других текстур того же месторождения. В этих случаях увеличивается несколько и содержание двухвалентного железа.

По содержанию двухвалентных элементов рудообразующие хромшпинелиды того или иного месторождения отличаются еще большим постоянством. Содержание этих элементов варьирует в очень малых пределах, а отношение MgO : FeO для хромшпинелидов из самых различных разновидностей руд почти неизменно. Более того, отношение MgO : FeO очень мало варьирует в хромшпинелидах руд, взятых из месторождений, расположенных в различных частях того или иного хромитового массива и заключенных в полях пород различного петрографического состава. При этом хромшпинелиды по содержанию в них трехвалентных элементов — Cr, Al и Fe⁺⁺⁺ весьма различны (примеры см. в разделе 2 настоящей главы).

В подтверждение всего сказанного приведем наиболее характерные примеры.

1. Месторождение Большой Башарт. массив Ю. Крака

Окислы	Хромшпинелиды вкрапленных руд	Хромшпинелиды нодулярных руд	Хромшпинелиды массивных руд
	обр. 27/II 1935 г.	обр. 44/II 1935 г.	
Cr ₂ O ₃	54.08% вес.	51.70% вес.	51.06% вес.
Al ₂ O ₃	11.37	13.14	16.60
Fe ₂ O ₃	1.14	0.70	1.60

2. Северная группа месторождений Кемпирсай-
ского массива

Окислы	Хромшпинелиды вкрапленных руд	Хромшпинелиды нодулярных руд	Хромшпинелиды массивных руд
	обр. 186/м-7	обр. 161/-9	обр. 260/м-23
Cr_2O_3	39.34% вес.	36.55% вес.	34.33% вес.
Al_2O_3	22.98	27.66	32.29
Fe_2O_3	1.46	0.66	2.40

3. Месторождение «Гигант», Донская груп-
па Кемпирсайского массива

Окислы	Хромшпинелиды вкрапленных руд обр. 66/Л-1938 г.	Хромшпинелиды массивных руд обр. 35/Л-1938 г.
Cr_2O_3	60.90% вес.	58.60% вес.
Al_2O_3	7.40	9.55
Fe_2O_3	6.76	3.80

4. Месторождение «Спорное», Донская груп-
па Кемпирсайского массива

Окислы	Хромшпинелиды вкрапленных руд обр. 32/II 1938 г.	Хромшпинелиды густо- вкрапленных и массив- ных руд обр. 33/II 1938 г.
Cr_2O_3	63.40% вес.	63.04% вес.
Al_2O_3	7.90	9.00
Fe_2O_3	3.43	2.73

5. Месторождение № 8, Хабаровинский
массив

Окислы	Хромшпинелиды из убогих вкрапленных руд обр. 59/К	Хромшпинелиды из бо- гатых (густовкраплен- ных) руд обр. 61/К
Al_2O_3	52.90% вес.	50.03% вес.
Fe_2O_3	9.70	10.41
	8.25	7.06

6. Месторождение Песчанка, Верхне-Уфа-
лейского массива

Окислы	Хромшпинелиды из густовкрапленных руд обр. пробы 41	Хромшпинелиды из массивных руд обр. пробы 142
Cr_2O_3	58.1% вес.	51.3% вес.
Al_2O_3	11.3	13.5
Fe_2O_3	2.8	6.5

Аналогичные данные можно было бы привести по значительно боль-
шему числу месторождений Урала и других регионов. Однако и приве-
денные данные весьма убедительно показывают, что составы хромспи-

нелидов по трехвалентным элементам из руд, находящихся в одном или нескольких близрасположенных рудных телах и различающихся по своим текстурам, подвержены относительно незначительным колебаниям. Все наблюдаемые вариации в составах хромшпинелидов связаны с особенностями сложения руд. Намечается явная и постоянная тенденция некоторого уменьшения содержания хрома и увеличения содержания алюминия в составах хромшпинелидов с переходом от различных вкрапленных руд к рудам массивного сложения.

Отметим здесь, что указанные колебания в составе рудообразующих хромшпинелидов, взятых из различных текстурных разновидностей руд, не сильно влияют на средний валовой состав руд месторождения в целом. Подчеркнем также, что установленная зависимость химического состава хромшпинелидов от текстурных особенностей руд в месторождениях некоторых массивов проявлена более резко, в других она менее заметна или почти неуловима. В резком несоответствии с фактом относительного постоянства состава рудообразующих хромшпинелидов, заключенных в одном или нескольких близрасположенных рудных тел месторождения, находятся химические составы хромшпинелидов из месторождения «Госшахта» Нижне-Тагильского платиноносного массива. По данным проф. А. Г. Бетехтина, приведенным в работах «Платина» (1935) и «К изучению месторождений хромистого железняка» (1934), состав рудообразующих хромшпинелидов из рудного тела этого месторождения имеет такие колебания (цифры приводятся в весовых процентах)

Cr_2O_3		от 46.5	до 52.4
Al_2O_3		» 0.3	» 16.0
Fe_2O_3		» 24.4	» 38.3%

Содержание MgO варьирует в значительно меньших пределах—от 10.7 до 13.5 % вес.

Этот весьма интересный факт, подчеркнутый в работах А. Г. Бетехтина, еще не нашел объяснения. Во всяком случае он является эпизодическим и требует специального рассмотрения в другом месте. Отмеченные более резкие колебания в составах рудообразующих хромшпинелидов месторождения Госшахты тем не менее подчинены следующим, весьма интересным закономерностям; впервые подмеченным А. Г. Бетехтиным (1934). Он пишет на стр. 41:

«В Нижне-Тагильском, хорошо дифференцированном габбро-гипербазитовом массиве подмечена зависимость вещественного состава и структурных особенностей руд от пространственного расположения их в массиве. Хромшпинелидовые скопления, богатые хромом, располагались только среди выходов дунитового массива, титано-магнетитовые же — только среди выходов приоксенита, но в переходной между этими породами зоне, представленной перидотитами (верлитами), посчастливилось встретить рудные тела, значительно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 50—55%) при содержании окиси хрома до 28% и с ясно повышенным содержанием титана». (Иллюстрация цифровыми данными нами приводится в разделе 2, см. стр. 51—52).

Таким образом, этот факт показывает, что хотя колебания составов хромшпинелидов в пределах рудного тела месторождения «Госшахта» Нижне-Тагильского массива значительно больше, чем это наблюдается у хромшпинелидов всех других месторождений Урала, тем не менее специфические особенности состава хромшпинелидов из месторождений, расположенных в породах различного состава, выражены весьма резко.

* Fe_2O_3 в анализах приводится общая, без разделения на FeO и Fe_2O_3 .

Хромшпинелиды, богатые хромом, заключены в дунитах, более бедные хромом и богатые железом располагаются в перидотитах верлитового состава и, наконец, шпинелиды с высоким содержанием титана и железа и ничтожным содержанием хрома образуют скопления в пироксенитах.

2. Вариации составов рудообразующих хромшпинелидов в пределах одного массива

Разбирая составы рудообразующих хромшпинелидов из месторождений, расположенных в различных по петрографическому составу участках или полях какого-либо массива, можно убедиться, что хромшпинелиды, как правило, имеют в каждом из таких участков или полей свой специфический состав.

Для большинства массивов Урала в этом отношении наблюдаются общие закономерности.

Вариации состава хромшпинелидов в зависимости от вмещающих пород наиболее резко выражены в группе трехвалентных элементов Cr, Al и Fe⁺⁺⁺. Содержание же двухвалентных элементов при этом колеблется незначительно и отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ в них варьирует в небольших пределах.

Характерно также, что это отношение в составах рудообразующих хромшпинелидов для каждого массива имеет свою определенную величину и свои пределы колебания. Так, в Кемпирсайском массиве хромшпинелиды из месторождений Донской группы, рудные тела которых залегают в дунитах, при содержании Cr₂O₃ 61—64% вес. и Al₂O₃ 7—10% вес. имеют отношение MgO : FeO = 2.3⁷. Хромшпинелиды из месторождений Северной группы того же массива, располагающиеся в породах перидотитового состава (гарцбургитах), при содержании Cr₂O₃ от 32 до 40% вес. и Al₂O₃ от 23 до 33% вес., имеют такое же отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$, т. е. 2.3.

По содержанию в хромшпинелидах трехвалентных металлов (Cr, Al и Fe⁺⁺⁺) наблюдается следующая зависимость от петрографического состава вмещающих пород рудоносных участков.

1. Хромшпинелиды из месторождений, расположенных среди больших масс дунитов, отличаются высоким или вообще повышенным содержанием Cr₂O₃ по сравнению с содержанием его в хромшпинелидах из месторождений, расположенных в других типах ультраосновных пород массива.

2. В хромшпинелидах из месторождений, расположенных среди больших масс гарцбургитов (обычно с различно морфологически обособленными шпирами и полосами дунитов, с которыми и связаны рудные тела), содержание Cr₂O₃ в большинстве несколько меньше, чем в предыдущем случае. В одних массивах в этом отношении наблюдается значительное различие по сравнению с хромшпинелидами из месторождений в крупных дунитовых массивах, в других это различие сказывается менее резко.

3. Хромшпинелиды из месторождений, расположенных в лерцолитах (обычно с обособлениями гарцбургитов и дунитов, с которыми и связаны часто рудные тела), содержат Cr₂O₃ еще меньше, чем из месторождений в гарцбургитах, если последние имеются в массиве.

4. В верлитах, обычно не образующих крупных обособленных полей, рудные тела встречаются редко. Известные находки хромистого железняка в Нижне-Тагильском платиноносном массиве (Бетехтин, 1934) и в Хабаровском массиве — район карьера № 12 (Бетехтин и Кашин, 1937) указывают на низкое содержание Cr₂O₃ и большое содержание Fe₂O₃ и TiO₂.

⁷ Отношение вычислено из молекулярных процентов.

5. В пироксенитах большие скопления хромистого железняка неизвестны.⁸ Анализы массивных руд из небольших рудных обособлений в пироксенитах Тагильского массива показывают высокое содержание в них Fe_2O_3 и TiO_2 . Содержание Cr_2O_3 ничтожно (0.20 %), и следовательно, такие шпинелиды уже не являются хромшпинелидами.

Приведем цифровые данные содержания в весовых процентах по отдельным массивам, подтверждающие высказанные положения.

1. К е м п и р с а й с к и й м а с с и в .

Хромшпинелиды группы Донских месторождений из крупного (150 км²) поля дунитов:

Cr_2O_3	60—64
Al_2O_3	6—9

Хромшпинелиды Северо-Кемпирсайской группы месторождений, залегающих в поле гарцбургитов:

Cr_2O_3	32—39
Al_2O_3	25—33

2. Х а л и л о в с к и й м а с с и в .

Хромшпинелиды из месторождений, расположенных в дунитовых обособлениях:

Cr_2O_3	55—61
Al_2O_3	8—13
Fe_2O_3	3—4

Хромшпинелиды из месторождений, расположенных среди гарцбургитов:

Cr_2O_3	44—47
Al_2O_3	18—21
Fe_2O_3	4—9 до 12

3. М а с с и в Ю ж н ы й К р а к а .

Рудообразующие хромшпинелиды месторождений, расположенных в больших массах гарцбургитов с обособлением дунитов в форме полос и шпиров:

Cr_2O_3	от 48 до 60
Al_2O_3	» 9 » 13
Fe_2O_3	» 0.5 » 3—4

Месторождения, расположенные в больших массах лерцолитов с узкими оторочками дунитов (до 1—3 м) вокруг рудных тел. Рудообразующие хромшпинелиды:

Cr_2O_3	48—53
Al_2O_3	16—18
Fe_2O_3	0.5—4

4. Т а г и л ь с к и й п л а т и н о н о с н ы й м а с с и в .

Хромшпинелиды из месторождений в дунитах:

Cr_2O_3	46—52.4
Al_2O_3	0.3—16
Fe_2O_3	15—38

⁸ Если не считать месторождений Чуйского массива, материалами по которому автор, к сожалению, не располагает.

Хромшпинелиды из месторождений в верлитах:

Cr_2O_3	28.0—39.60
Al_2O_3	3.75— 9.80
Fe_2O_3	21.0—38.0
TiO_2	0— 1.23

Рудные обособления в пироксенитах:

Cr_2O_3	0.20
Al_2O_3	7.67
Fe_2O_3	55.17
TiO_2	4.50

5. Хабарнинский массив.

Хромшпинелиды из группы месторождений №№ 1, 2, 11 и 3/4, расположенных в «главном» и «восточном» дунитовых полях, где рудоносные дуниты залегают среди верлитов:

Cr_2O_3	49.0—55.4
Al_2O_3	8.4— 9.5
Fe_2O_3	4.2—10.64

Хромшпинелиды из группы месторождений №№ 5/I, 5/II, 6, 7, 8, 9 и 10, расположенных в северо-западном участке дунитов, где характерен полосчатый дунит-пироксенитовый комплекс и верлиты образуют узкие реакционные каймы между дунитами и пироксенитами:

Cr_2O_3	46.4—53.3
Al_2O_3	10.32—13.21
Fe_2O_3	8.17—12.0

Примеры, характеризующие связь состава рудообразующих хромшпинелидов с петрографическим составом рудоносных полей в пределах одного массива, можно было бы значительно умножить, но и приведенные здесь наглядно иллюстрируют изложенное выше.

В связи с тем, что в неизмененных хромшпинелидах абсолютного большинства уральских хромитовых массивов окись железа (Fe_2O_3) входит в ограниченном и более или менее постоянном количестве (0.5—4 % вес. и реже до 12 % вес.), глинозем хромшпинелидов, являясь дополняющим окислом к Cr_2O_3 в группе окислов трехвалентных металлов, имеет обратную окиси хрома зависимость от петрографического состава вмещающих пород. В рудообразующих хромшпинелидах из дунитовых участков массива Al_2O_3 содержится в меньшем количестве, чем в хромшпинелидах из месторождений, расположенных в перидотитах (гарцбургитах, верлитах, лерцолитах).

3. Общее сравнение составов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений различных массивов

Обратимся к сравнению составов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений различных хромитовых массивов.

Многочисленные данные химических анализов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений различных массивов, но залегающих в одноклассовых породах с очень близким минералогическим и химическим составом, часто показывают резкие различия. Приведем несколько цифр для хромшпинелидов, рудные тела которых заключены в крупные поля дунитов и гарцбургитов (табл. 10 и 11).

Состав хромшпинелидов из месторождений, расположенных в дунитах
(весовые проценты)

Массивы	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	FeO
Кемпирсайский, Донская группа	60—64	5—9	0—2.0	14—16	10—15
Хабарнинский, Главное поле . .	49—55	8—10	4.0—11.0	11—12	14—16
Нижне-Тагильский, Александровский лог	46—50	4—16	15.0—30.0	8—15	6—16.5

Таблица 11

Состав хромшпинелидов из месторождений, расположенных в гарцбургитах
(весовые проценты)

Массивы	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	FeO
Кемпирсайский, Северная группа	32—40	25—33	0—2.0	14—17	12—15
Верблюжьегорский	47—50	10—17	4.0—6.0	14—16	10—14
Сарановский	38—40	16—21	1.0—3.0	12—18	13—16

Весьма удобно сопоставление составов хромшпинелидов производить посредством диаграмм. Мы приводим две диаграммы (фиг. 20 и фиг. 21), в которых сведены данные химических анализов хромшпинелидов из массивов Урала и некоторых других регионов. Приводимые диаграммы построены по тому же принципу, что и в предыдущих разделах. Состав хромшпинелидов в них выражен посредством фигуративных точек, отображающих количество атомов двух- и трехвалентных элементов (Mg , Fe^{++} , Cr , Al , Fe^{+++}) в составе элементарной ячейки данного хромшпинелида (подробно об этом см. стр. 6—8). Для каждого массива использованы анализы хромшпинелидов в количестве от 3 до 20, причем для этих целей брались анализы по возможности мало метаморфизованных хромшпинелидов с отношением $\text{R}_2\text{O}_3:\text{RO}$ от 0.97 до 1.10, т. е. близким к единице.

На диаграмме фиг. 20 (и фиг. 20 а) нанесены составы рудообразующих хромшпинелидов из месторождений следующих массивов: Мамытского, Кемпирсайского, Алапаевского, Халиловского, Татищевского, Тагило-Невьянского, Аккаргинского и Брединского.

На диаграмме фиг. 21 (и фиг. 21 а) нанесены составы хромшпинелидов из массивов Верх-Нейвинского, Сарановского, Кракинских Северного, Среднего и Южного, Нижне-Тагильского (платиноносного), Куликовского, Варшавского, Хабарнинского, Иткульского, Верхне-Тагильского, Каменецкого, Верблюжьегорского, Верхне-Уфалейского, Шевченковского, Кутарстанского, Ключевского, некоторых месторождений Кавказа, Побужья и месторождений Бушвельда.

Разберем, какие эмпирические закономерности вытекают из этих двух диаграмм.

Упомянем, что вначале результаты анализов хромшпинелидов по всем массивам были нанесены на одну общую диаграмму, представленную

нами здесь в виде сводной диаграммы на фиг. 3. Обобщение полученных данных показало, что среди рудообразующих хромшпинелидов из месторождений Урала и других районов существуют две различные группы, отличающиеся главным образом по соотношению в них магния и железа.

Дальнейшее рассмотрение такой сводной общей диаграммы показало, что рудообразующие хромшпинелиды из месторождений какого-либо определенного массива попадают только в одну из этих групп. Так, например, хромшпинелиды Кемпирсайского, Алапаевского, Халиловского и других массивов попадают только в группу хромшпинелидов с отношением $\frac{Mg}{Fe^{++}} = \text{от } 1.9 \text{ до } 2.5$, и ни один из использованных анализов хромшпинелидов из месторождений этих массивов не попадает в другую группу с отношением $\frac{Mg}{Fe^{++}}$, равным от 0.7 до 1.8.

Анализы хромшпинелидов таких массивов, как Хабаровинский, Иткульский, Кракинские, Сарановский и др., наоборот, попадают только в эту вторую группу (с отношением $\frac{Mg}{Fe^{++}} = 0.7—1.8$), и ни один анализ хромшпинелидов этих массивов не попадает в первую группу.

Для наглядности и удобства при дальнейшем анализе связи состава хромшпинелидов с петрографическим составом пород мы общую диаграмму (фиг. 3) разделили на две самостоятельные диаграммы.

Таким образом, первый весьма интересный вывод, который вытекает из рассмотрения этих диаграмм, сводится к тому, что хромшпинелиды уральских и некоторых других месторождений резко разделяются на две категории:

- а) на хромшпинелиды существенно магнезиальные и
- б) » » » магнезиально-железистые.

К существенно магнезиальным разновидностям относятся рудообразующие хромшпинелиды месторождений следующих массивов: Кемпирсайского, Алапаевского, Халиловского, Татищевского, Тагило-Невьянского, Аккаргинского и др.

К магнезиально-железистым разновидностям относятся хромшпинелиды из месторождений таких массивов: Хабаровинского, Иткульского, Кракинских, Варшавского, Куликовского, Сарановского, Каменецкого, Верх-Нейвинского, Нижне-Тагильского (платиноносного) и др.

Рассмотрим теперь более внимательно каждую из этих двух выделенных нами групп.

Группа существенно магнезиальных хромшпинелидов (фиг. 20).

При рассмотрении этого ряда хромшпинелидов, во-первых, отчетливо выясняется, что отношение $\frac{Mg}{Fe^{++}}$ для хромшпинелидов всех массивов варьирует в сравнительно узких пределах — от 1.9 до 2.5. На диаграмме это выражается тем, что фигуративные точки располагаются узкой полосой между уровнями атомов Fe^{++} (Mg) : 3(5) и 2(6).

Во-вторых, в диаграмме наглядно видно резко ограниченное содержание Fe^{+++} , которое входит в состав хромшпинелидов этого ряда всего лишь в количестве от 0.1 до 3.0 молекулярных процентов Fe_2O_3 или, как это показано на диаграмме, в количестве от 0 до 1.0 атома Fe^{+++} .

В противоположность Fe^{+++} содержание хрома и алюминия варьирует в широких пределах. Так, хром варьирует в пределах от 4.5 до 14.0 атомов в элементарной ячейке; алюминий от 2.0 до 10.5 атомов.

По отдельным массивам хромшпинелиды показывают такие колебания содержания хрома и алюминия (табл. 12):

Вариации содержания хрома и алюминия в существенно магнезиальных хромшпинелидах

Массивы	Cr_2O_3 в мол. %	Количество атомов Cr в элементарной ячейке	Al_2O_3 в мол. %	Количество атомов Al в элементарной ячейке
1. Кемпирсайский	21.0—28.5	6.5— 9.0	19.5—27.5	6.2— 8.8
	40.0—42.5	12.8—13.6	6.5— 8.5	2.0— 2.6
2. Алапаевский . .	23.5—26.0	7.5— 8.5	23.5—25.6	7.5— 8.4
3. Мамытский . . .	13.5—21.0	4.3— 7.0	27.5—38.1	8.6—10.6
4. Брединский . . .	27.2—29.0	8.7— 9.3	19.6—22.3	6.3— 7.2
5. Халиловский . .	28.0—40.0	9.0—12.8	8.0—19.0	2.5— 6.1
6. Татищевский . .	29.0—30.0	9.3— 9.6	18.0—19.0	5.8— 6.1
7. Тагило-Невьянский	31.5—37.5	10.0—12.0	11.0—17.5	3.5— 5.6
8. Аккаргинский . .	37.0—39.0	11.8—12.5	9.0—12.0	2.9— 3.8

Как видно из этих данных, хромшпинелиды каждого массива отличаются по содержанию окиси хрома и глинозема. Правда, некоторое различие в колебаниях по содержанию хрома и алюминия находится в связи с различным числом анализов хромшпинелидов, отобранных нами для каждого массива. Это, однако, не могло повлиять на картину различий в составе хромшпинелидов, ибо нами были отобраны для каждого массива не только наиболее типичные их представители, но и такие, которые отклоняются от обычных по содержанию тех или иных окислов.

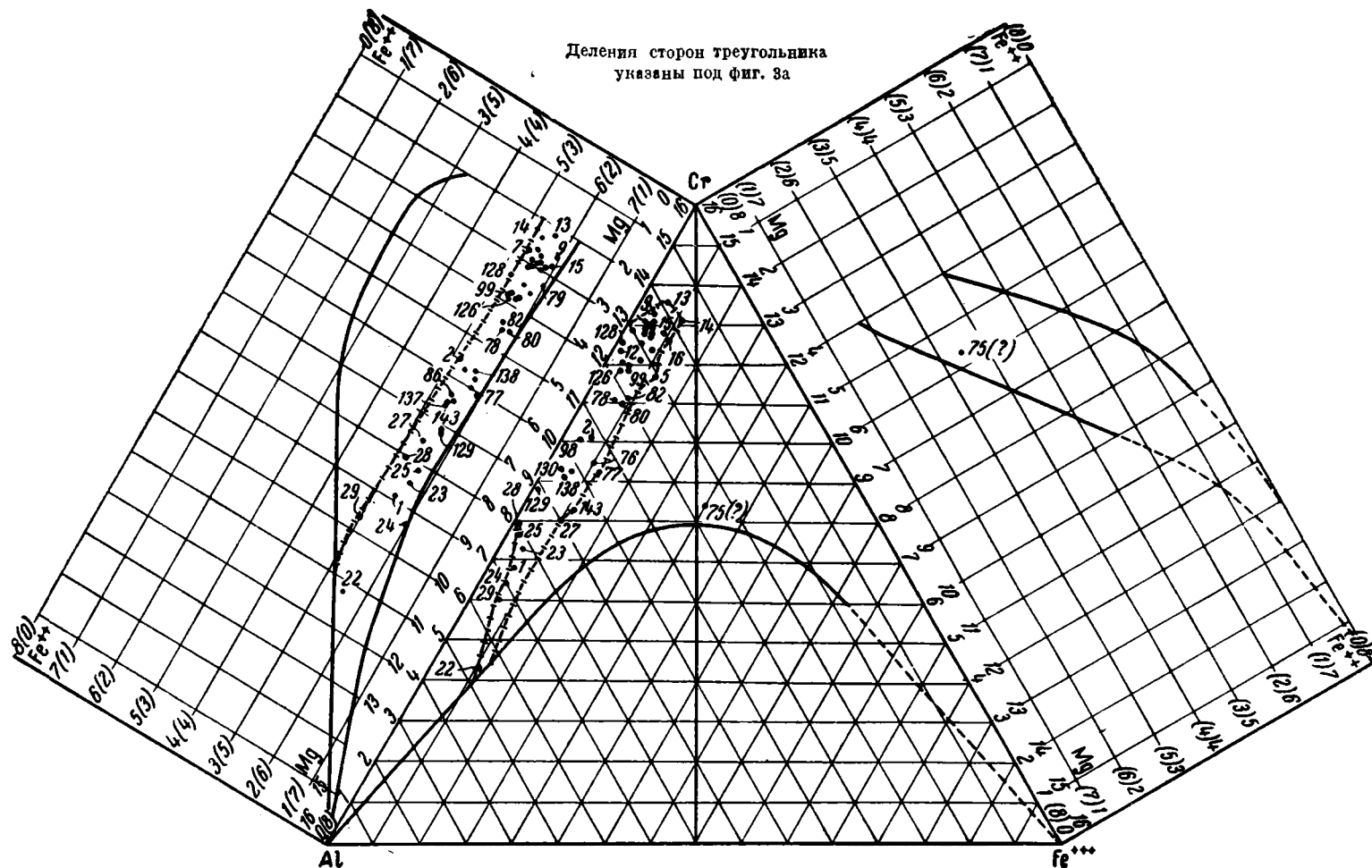
Некоторую недостаточность числа приведенных нами анализов следует признать лишь для Татищевского, Брединского и Мамытского массивов. Это обусловлено либо отсутствием других анализов, либо низкими качествами анализов, либо, наконец, невозможностью рассчитать анализ в связи с сильным метаморфизмом хромшпинелидов.

Таким образом, приведенные данные, хотя и не могут претендовать на характеристику абсолютно всех случаев в вариациях состава хромшпинелидов для каждого массива, но достаточно полно характеризуют особенности и типичные черты состава хромшпинелидов каждого массива. То же относится и к хромшпинелидам магнезиально-железистого ряда.

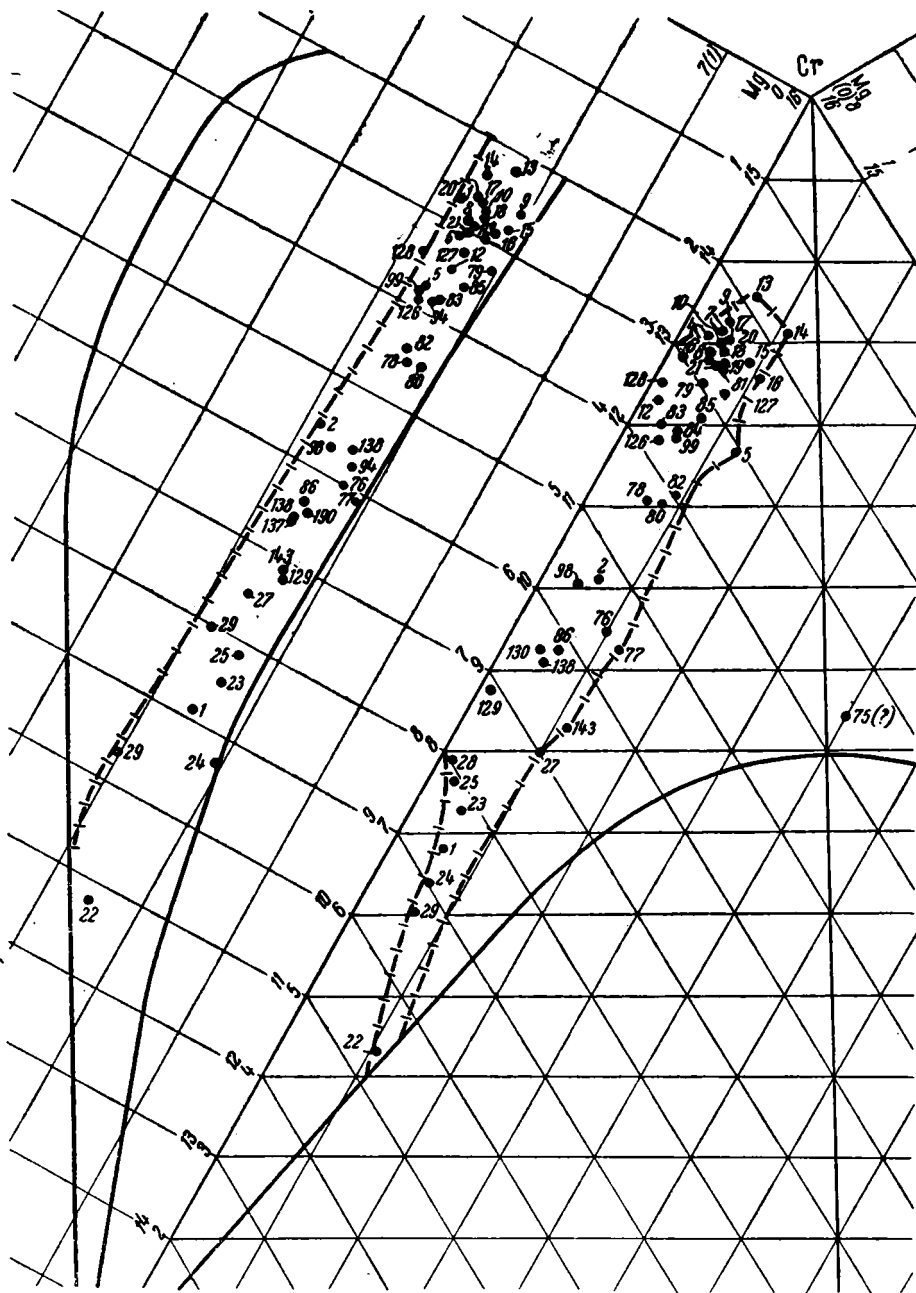
Рассмотрим теперь данные диаграммы фиг. 21 по хромшпинелидам магнезиально-железистого ряда.

1. Прежде всего они отражают сравнительно широкие пределы колебаний в отношении $\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{++}}$ — от 0.6 до 1.8, т. е. разница = 1.2, в противоположность выше рассмотренному ряду, где разница составляет 2.5—1.9, т. е. всего 0.6. На диаграмме это выражено тем, что фигуративные точки располагаются на более широком поле между уровнями $\text{Fe}^{++}(\text{Mg}) : 6/2—3(5)$.

2. Вторым отличием этой группы от предыдущей являются сравнительно широкие пределы колебаний в содержании $\text{Fe}_2\text{O}_3—0.5—11\%$ (молекулярных) или от 0.2 до 3.5 атома Fe^{+++} , тогда как в предыдущей группе содержание Fe_2O_3 составляло от 0.1 до 3 % молекулярных (или от 0.0 до 1.0 атома Fe^{+++}). Таким образом, в этой группе хромшпинелидов, наряду с повышенным содержанием Fe^{++} по сравнению с хромшпинелидами магнезиального ряда, наблюдается и заметно большее количество Fe^{+++} . Исключение представляют хромшпинелиды массивов Крака, которые являются как бы промежуточными между выделенными двумя рядами (магнезиальным и магнезиально-железистым); однако, отношение $\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{++}} = 1.2$ определяет принадлежность хромшпинелидов Крака к группе магнезиально-железистых.



Ф и г. 20. Диаграмма составов существенно магниальных рудообразующих хромшпинелидов. Составил Н. В. Павлов



Фиг. 20а. Деталь фиг. 20.

№ анализов

1—2, 22

3—21

23—29

75—88

Массивы

Мамытский

Южн. часть Кемпирсайского

Сев. »

Халиловский

№ анализов

97—102

126—128

129—130

142—143

Массивы

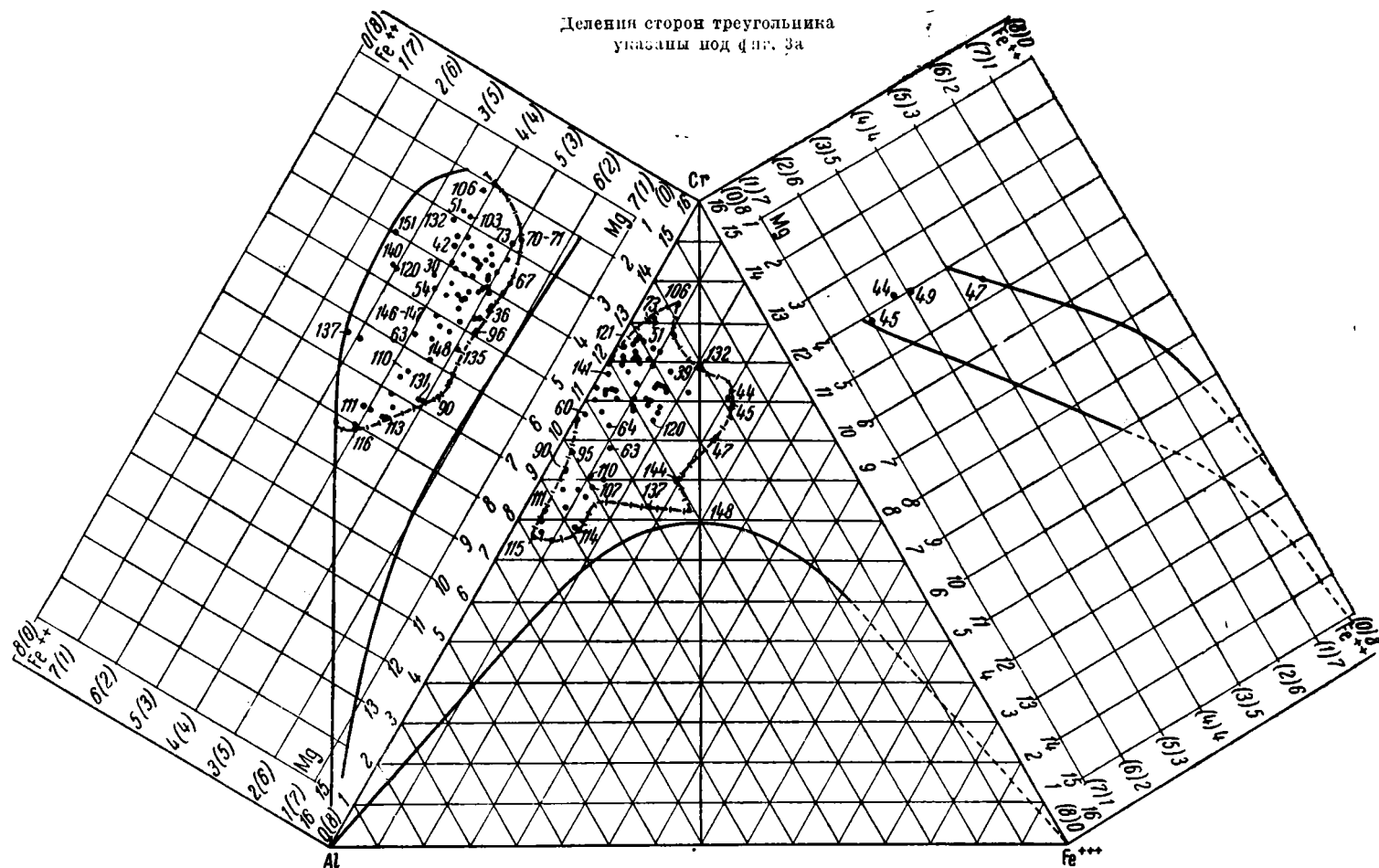
Тагил-Невьянский

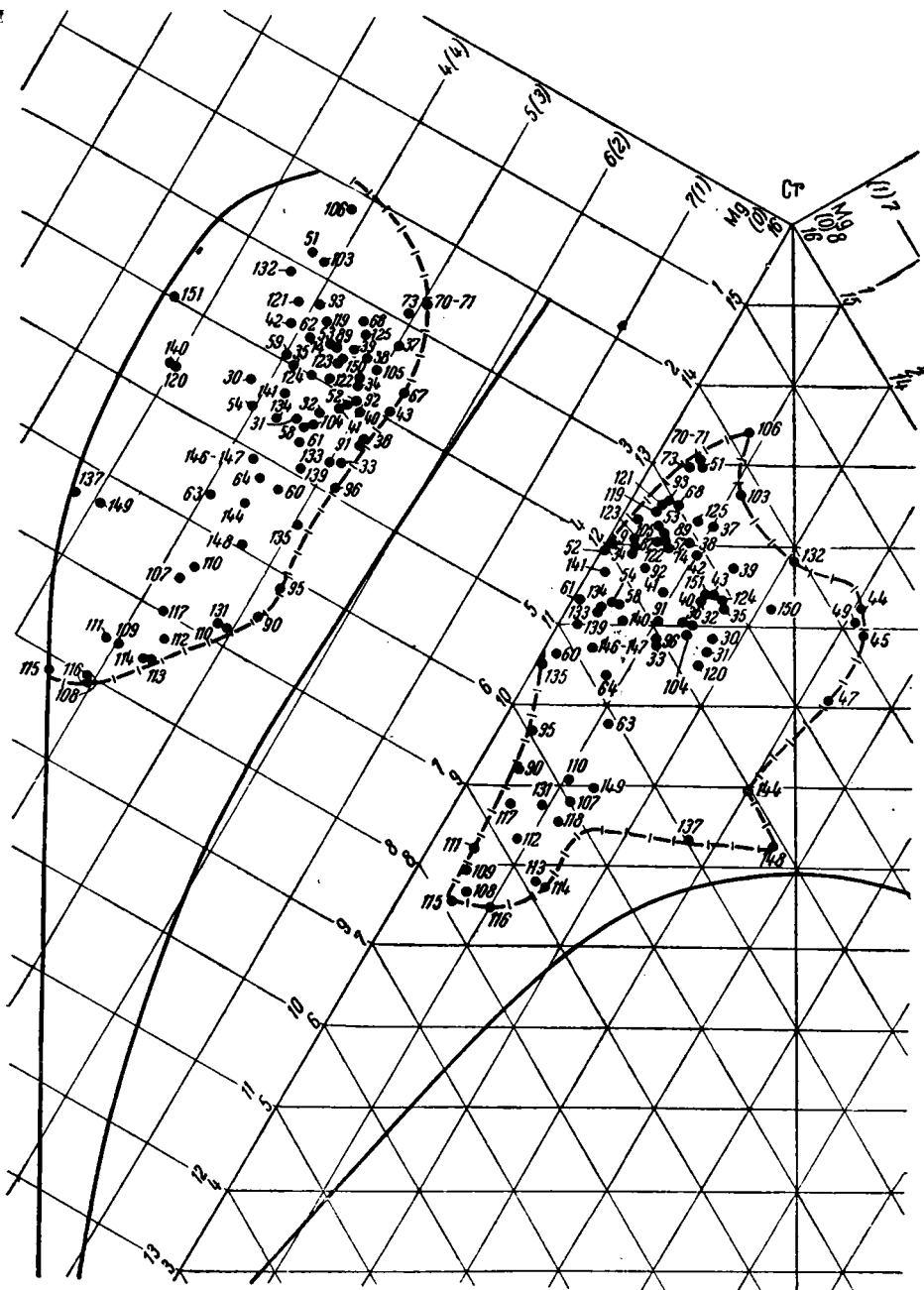
Ангаргинский

Брединский

Алапаевский

— Контурные линии пределов изоморфизма в хромшпинелидах по двух- и трехвалентным элементам. - - - - - Контурная линия поля изоморфизма по двухвалентным элементам в группе существенно магнезиальных хромшпинелидов.





Фиг. 21а. Деталь фиг. 21

№ анализов

51 — 62
63
64 — 74
137
132
140—141
119—123
133—134
44—49
103—106
30—43

Массивы

3-й Кракинский
2-й Кракинский
1-й Кракинский
Куликовский
Каменецкий
Варшавский
В.-Тагильский
В.-Нейвинский
Н.-Тагильский
Иткульский
Хабаринский

№ анализов

107—118
124—125
89—96
131
151
135
150
144—147
148
149

Массивы

Сарановский
Верблюжьегорский
В.-Уфалейский
Шевченковский
Карнадинский
Кутарстанский
Ключевский
Кавказские
Побужье
Бушвельд

— Контурные линии пределов изоморфизма в хромшпиннелидах по двух- и трехвалентным элементам. - - - - - Контурная линия поля изоморфизма по двухвалентным элементам в группе магнезиально-железистых хромшпиннелидов.

В связи с тем, что в этой группе хромшпинелидов несколько повышено содержание Fe_2O_3 , содержание Cr_2O_3 варьирует в несколько меньших пределах: Cr_2O_3 от 28 до 39; Al_2O_3 от 7 до 20.5 % молекулярных, что видно из табл. 13.

Среди хромшпинелидов этой группы намечаются как бы две ветви: в одной из них колебания в содержании Cr_2O_3 связаны только с колебаниями содержания Al_2O_3 , так как Fe_2O_3 в их состав входит в ограниченном количестве. Сюда можно отнести хромшпинелиды Кракинских, Варшавского, Верхне-Тагильского и других массивов.

В другой ветви хромшпинелидов колебание в содержании Cr_2O_3 находится в зависимости от изоморфной примеси как Al_2O_3 , так и Fe_2O_3 . К этой ветви могут быть отнесены хромшпинелиды Сарановского, Нижне-Тагильского и Хабаровинского массивов.

Таблица 13

Содержание Cr_2O_3 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в хромшпинелидах отдельных массивов

Массивы	Cr_2O_3 в мол. %	Количество атомов Cr в элементарной ячейке	Al_2O_3 в мол. %	Количество атомов Al в элементарной ячейке	Fe_2O_3 в мол. %	Количество атомов Fe в элементарной ячейке
Верх-Нейвинский	33—35	10.6—11.2	14—15	4.5—4.8	1—2	0.3—0.6
Сарановский	27.5—30.5	8.8—9.8	15—21	5.0—6.7	2.0—5.0	0.6—1.6
Кракинские	32—39	10.2—12.4	9.5—16	3.0—5.1	0.5—2.0	0.1—0.6
Нижне-Тагильский	29—33	9.3—10.6	7.5—16	2.4—5.1	4.0—11.0	1.3—3.5
Варшавский	35—36	10.9—11.5	14—15	4.5—4.8	1—2	0.3—0.6
Хабарнинский	29.5—36.5	9.4—11.6	8—13	2.6—4.1	6—7.5	1.9—2.4
Верхне-Тагильский	37—38	11.8—12.2	10—11	3.2—3.5	1—2	0.3—0.6
Иткульский	34—42	10.9—13.4	5.5—11.5	1.8—3.7	2.5—4.5	0.8—1.5

VI. КОРРЕЛЯЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Сопоставим выделенные нами две группы хромшпинелидов с петрографическими и химическими особенностями пород хромитоносных интрузивов. В главах II и III настоящей работы был выделен ряд типов и подтипов интрузивов и установлены две группы их, отличающиеся по химическим особенностям пород.

Если проследить, с какими петрографическими типами и подтипами массивов связаны рудообразующие хромшпинелиды существенно магнетитового ряда и с какими рудообразующие хромшпинелиды магнетитово-железистого ряда, то можно видеть следующее:

- Массивы с магнетитовыми рудообразующими хромшпинелидами
 - Тип I, подтип А. Алапаевский массив
 - Тип II, подтип А. Южно-Аккаргинский, Халиловский
 - Тип II, подтип Б. Кемпирсайский (Актюбинский) и Тагило-Невьянский массивы
- Массивы с магнетитово-железистыми рудообразующими хромшпинелидами
 - Тип I, подтип А. Верхне-Уфалейский и Верблюжьегогорский массивы
 - Тип I, подтип Б. Кутарстанский массив
 - Тип I, подтип Г. Варшавский и Куликовский массивы
 - Тип II, подтип В. Кракинские массивы
 - Тип III, подтип А. Иткульский, Верхне-Тагильский и Верх-Нейвинский массивы
 - Тип III, подтип Б. Нижне-Тагильский платиноносный массив
 - Тип IV, подтип А. Каменецко-Подольский (промышленно-нехромитовые массивы)
 - Тип IV, подтип Б. Шевченковский массив
 - Тип V, подтип А. Хабаровинский
 - Тип VI, подтип А. Сарановский тип гардбургитовый без дунитов.

Таким образом, мы видим, что массивы с существенно магнезиальными рудообразующими хромшпинелидами попадают в иные типы и подтипы по петрографическому составу, чем массивы с магнезиально-железистыми хромшпинелидами. Исключение из этого представляют хромшпинелиды месторождений Алапаевского, Верхне-Уфалейского и Верблюжьегогорского массивов.

Находясь в одном петрографическом подтипе А типа I, хромшпинелиды Алапаевского массива относятся к группе существенно магнезиальных хромшпинелидов, тогда как хромшпинелиды Верхне-Уфалейского и Верблюжьегогорского массивов принадлежат к группе магнезиально-железистых хромшпинелидов. Однако если обратить внимание на положение фигуративных точек составов хромшпинелидов по двухвалентным элементам (Mg, Fe⁺⁺) из этих трех массивов на сводной диаграмме фиг. 3, то нетрудно установить, что фигуративные точки хромшпинелидов располагаются в зоне стыка или зоне перехода полей составов условно выделяемых нами двух групп. Это показывает, что особенности пород петрографического подтипа А типа I имеют как бы собирательные черты других выделяемых нами типов и подтипов и в химическом отношении не проявляют резко выраженных специфических черт.

Если вспомнить, что по химическим особенностям породы различных типов массивов разделяются на две группы (см. стр. 34—36), и если сопоставить их с выделенными двумя группами рудообразующих хромшпинелидов, то мы заметим следующее: хромшпинелиды существенно магнезиального ряда связаны с такими типами и подтипами массивов, породы которых отличаются высоким содержанием Mg (отношение $\frac{MgO}{«FeO»} = 10 - 13$) и сравнительно низким содержанием CaO (десятые доли процента). Хромшпинелиды магнезиально-железистого ряда связаны с типами массивов, породы которых характеризуются несколько меньшим содержанием Mg ($\frac{MgO}{«FeO»} = 6.7 - 9.5$). Некоторые из дифференциатов содержат значительное количество CaO — от 1.7 до 9.0% мол.

Сопоставим теперь две группы хромшпинелидов с породами, слагающими тот или иной хромитоносный массив по некоторым чертам их химического состава (см. табл. 14). Обращаясь к группе существенно магнезиальных рудообразующих хромшпинелидов, мы видим из диаграммы фиг. 20, что вариации составов этой группы полностью охватываются составами хромшпинелидов двух массивов — Кемпирсайского (Актюбинского и Халиловского). Поэтому, чтобы проследить соотношения, нам вполне достаточно сопоставить химические особенности хромшпинелидов и пород только этих двух массивов. Характерной особенностью петрографического состава этих интрузивов, как и других, содержащих существенно магнезиальные хромшпинелиды, является резко выраженная магнезиальность пород. Породы представлены главным образом дунитами и гарцбургитами при подчиненном развитии лерцолитов и полном отсутствии пироксенитов. Габброиды встречаются в подчиненном количестве. В одних случаях габбро являются более древними по отношению к ультрабазитам, в других — более молодыми. Постепенных дифференциационных переходов между ними не установлено.

Как указывалось в главе V, рудные тела с высоко хромистым, мало глиноземистым и мало железистым хромшпинелидом Южной (Донской) группы месторождений Кемпирсайского массива располагаются в огромном, более 140 км², поле дунитов. Последние содержат резко подчиненные количества гарцбургитов. Габбро в этой части массива встречаются только в форме дайковых тел и имеют незначительное развитие.

Главнейшие особенности химического состава пород некоторых уль

№ по порядку	Название массивов и групп месторождений	Название пород, слагающих массив	Главнейшие особенности химического состава пород			Аксессуарный хром-шпинелид (минеральный вид)
			Отнош. мол. %	Отнош. мол. %	Отнош. мол. %	
			MgO «FeO»	Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ CaO	
1	Кемпирсайский (Южная, Донская группа месторождений)	Дуниты	12.0	1.7	1.0	Магнезиальный алюмохромит
		Гарцбургиты	10.6	7.0	1.0	
	Халиловский	Лерцолиты (мало)	9.0	16.0	CaO нет	Магнезиальный алюмохромит
2		Гарцбургиты	10.8	4.8	» »	
		Дуниты	10.9	2.3	» »	
		Лерцолиты (оч. мало)	—	—	—	
3	Кемпирсайский (Северо-Кемпирсайская группа месторождений)	Габбро (мало)	—	—	—	Магнезиальный алюмохромит
		Гарцбургиты	10.1	1.7	1.1	
		Дуниты (мало)	10.0	2.2	2.0	
		Габбро	—	—	—	
4	Массивы гор Крака	Лерцолиты	9.2	29.0	0.7	Пикотит, хром-пикотит
		Гарцбургиты	10.5	4.1	1.0	
		Вебстерит	—	—	—	
		Дуниты	12.0	3.8	1.0	
5	Верхне-Уфалейский	Габбро	—	—	—	Магнезиальный хромит; магнезиальный алюмохромит
		Перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты)	10.2	10.0	0.7	
		Дуниты	11.0	5.0	CaO нет	
		Пироксениты	8.8	3.3	0.05	
		Габбро	—	—	—	
		Гарцбургиты	10.8	0.4	0.5	
6	Сарановский	Пойкилитические гарцбургиты	6.8	4.0	CaO нет	
7	Нижне-Тагильский	Пироксениты	4.7	100	0.04	Магнезиальный субферриалюмохромит; железистый субалюмоферрихромит
		Дуниты	9.2	2.0	0.4	
		Верлиты	5.0	100	0.06	
		Габбро	—	—	—	
8	Хабаринский	Дуниты	7.40	3.4	CaO нет	
		Верлиты	5.5	1.3	0.03	
		Пироксениты	7.8	100	0.05	
		Гарцбургиты	9.4	6.6	0.8	
		Габбро	—	—	—	

Примечание. Жирным шрифтом отмечены породы, в полях или полосчатых

основных массивов Урала и рудообразующих хромшпинелидов

Рудообразующий хромшпинелид (минеральный вид)	Главнейшие вариации состава хромшпинелидов					
	Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$	% мол.				
		Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	FeO
Хромит; магнезиальный субферрихромит	2.0—2.9 ср. 2.5	40.0—42.5	6.6—8.5	1.8—3.5	33.2—37.2	12.8—16.8
Хромит; магнезиальный субферрихромит; магнезиальный алюмохромит	2.1—2.9 ср. 2.5	29.5—30.0	8.5—19.5	1.0—1.5	34.0—37.3	12.7—16.0
Магнезиальный алюмохромит; магнезиальный хромшпинелит	1.7—2.7 ср. 2.2	21.0—28.5	19.5—28.0	1.0—2.0	31.0—37.2	13.8—19.0
Хромит; железистый хромит; магнезиальный алюмохромит; железистый алюмохромит	0.9—1.8 ср. 1.3	32.0—40.0	9.5—16.5	0.5—1.5	22.8—33.4	16.6—27.2
Хромит; магнезиальный алюмохромит; магнезиальный субферриалюмохромит	1.0—2.0	30.0—35.5	12.5—17.0	2.0—3.0	25.0—33.2	14.2—25.0
Магнезиальный алюмохромит; железистый алюмохромит; железистый хромшпинелит; магнезиальный субферриалюмохромит	0.8—1.2 ср. 1.0	28.0—30.5	14.5—20.5	1.5—5.0	21.7—27.8	22.2—28.3
Магнезиальный субферрихромит; магнезиальный алюмохромит; железистый субалюмохромит	0.7—1.9 ср. 1.3	29.0—33.0	7.0—16.0	5.0—10.0	21.3—33.1	16.9—28.3
Хромит; железистый хромит; магнезиальный субферрихромит; магнезиальный субферриалюмохромит; железистый субферриалюмохромит	0.9—1.82 ср. 1.3	29.5—36.5	8.0—12.0	5.5—7.5	23.8—32.8	17.2—16.2

комплексах которых залегают руды.

Для группы месторождений, расположенной в северной половине массива, характерны высоко глиноземистые, низко хромистые и мало железистые рудообразующие хромшпинелиды и относящиеся главным образом к минеральному виду хромпикотит, т. е. самые глиноземистые.

Месторождения только что указанных хромшпинелидов располагаются среди гарцбургитов, содержащих резко подчиненные шлирово-полосчатые обособления дунитов. Характерно полное отсутствие дифференциатов пироксенитового состава. Габбро в этой половине массива, с одной стороны, присутствует в форме многочисленных дайковых тел, с другой, слагает площадь в несколько десятков квадратных километров, примыкающую к ультрабазитам. Взаимоотношения этих последних с породами габбрового семейства показывают, что габброиды древнее ультраосновных пород (Логинов и др., 1940).

В Кемпирсайском массиве, наряду с охарактеризованными двумя группами месторождений — Северной и Южной, — отстоящими друг от друга на расстояние 70—90 км, существует еще так называемая Степнинская группа месторождений. Эта группа располагается в юго-западной части массива, примерно, на равном расстоянии от Северной и Южной групп. Характерно, что по содержанию хрома и алюминия хромшпинелиды из этих месторождений имеют промежуточный состав. Содержание в них Cr_2O_3 равно 43—48% вес., Al_2O_3 —22—26% вес. Однако в химическом отношении хромшпинелиды этих месторождений еще мало изучены.

В районе Степнинской группы месторождений развиты также гарцбургиты, но в отличие от северной половины массива полосчатых обособлений дунитов они содержат значительно больше.

Хорошо изученными в химическом отношении являются хромшпинелиды Халиловского массива. На нашей диаграмме составов хромшпинелидов существенно магнезиальной группы многочисленные полные химические анализы халиловских хромшпинелидов располагаются в виде вытянутой полосы фигуративных точек между точками составов хромшпинелидов Северной и Южной (Донской) групп месторождений Кемпирсайского массива. Как указывалось, Халиловский массив в главной своей массе сложен гарцбургитами с весьма заметным количеством обособлений дунитов. Морфология дунитовых тел самая различная: от резко удлинённых шлиров и полос (лент) до округлых и неправильной формы обособлений. Как дуниты, так и гарцбургиты по химическому составу резко магнезиальны. В незначительном количестве присутствуют лерцолиты. Характерно отсутствие каких-либо представителей пироксенитов (за исключением мелких дайковых тел).

Породы габбрового семейства присутствуют в сравнительно малом количестве и отношения их с ультрабазитами не совсем еще точно выяснены. Во всяком случае постепенных переходов от ультрабазитов к габбро констатировано не было.

В химическом отношении, как это указывалось ранее, породы Кемпирсайского и Халиловского массивов, а равно и других, рудные тела которых сложены хромшпинелидами рассматриваемой группы, отличаются высоким отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ (10.0—12.1).

Таким образом, сопоставление составов рудообразующих хромшпинелидов существенно магнезиальной группы с составом пород, среди которых располагаются рудные тела, показывает следующие характерные черты.

1. Богатые хромом и бедные глиноземом, с весьма низким и постоянным количеством трехвалентного железа хромшпинелиды Южной группы месторождений Кемпирсайского массива находятся в огромном поле ду-

нитов. В дунитах встречаются резко подчиненные полосы и линзы гарцбургитов. Дуниты характеризуются отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$, равным 12.0; $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.7$.

2. Рудообразующие хромшпинелиды Халиловского массива, по сравнению с Южнокемпирсайскими, несколько беднее хромом и заметно богаче алюминием при весьма низком и постоянном содержании трехвалентного железа. Месторождения таких хромшпинелидов заключены в массе пород гарцбургитового состава со значительным содержанием дунитов. Для этих пород также характерна высокая магнезиальность, отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ для дунитов равно 10.9, для гарцбургитов — 10.8. Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Cr}_2\text{O}_3$ в дунитах равно 2.3, в гарцбургитах — 4.8; CaO отсутствует.

3. Наиболее глиноземистые рудообразующие хромшпинелиды констатированы в месторождениях северной половины Кемпирсайского массива. Эти месторождения расположены в поле гарцбургитов, причем с последними связаны лишь весьма подчиненные количества дунитов. В химическом отношении гарцбургиты характеризуются высоким отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$, равным 10.5. Отношение $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Cr}_2\text{O}_3} = 2.2-2.5$; $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{CaO} = 1.1$.

Для районов всех трех групп месторождений характерно отсутствие пироксенитов. Для района первой Донской группы характерно также отсутствие сколько-нибудь заметного количества габброидов. В районах двух последних групп месторождений габброиды слагают крупные дайки, пересекающие ультрабазиты, а также отдельные, сравнительно небольшие интрузивные тела типа штоков.

Сопоставим теперь основные черты химического состава рудообразующих хромшпинелидов магнезиально-железистой группы с составом пород, в которых располагаются их месторождения.

Напомним, что в группе магнезиально-железистых хромшпинелидов повышено содержание двухвалентного железа, отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 0.7-1.8$, тогда как в магнезиальных это отношение колеблется от 1.8 до 2.6. В рассматриваемой группе выделяются две подгруппы по содержанию трехвалентного железа: подгруппа а) хромшпинелиды, в которых Fe^{+++} входит в ограниченном количестве (ок. одного атома Fe^{+++} из 16 возможных), и подгруппа б) хромшпинелиды, в которых трехвалентное железо содержится в заметных или значительных количествах (Fe^{+++} от 1.0 до 4.0 атомов из 16 возможных).

Вариации составов хромшпинелидов многочисленных месторождений Урала, содержащих хромшпинелиды первой подгруппы, как видно на диаграмме фиг. 21, охватываются месторождениями в следующих массивах: Крака I, II и III, Верхне-Уфалейском и Сарановском.

Наиболее высоко хромистые и сравнительно низко глиноземистые хромшпинелиды содержатся в преобладающей части месторождений массива Крака (близкого состава хромшпинелиды составляют месторождения Иткульского массива).

Несколько более глиноземистыми и, в связи с этим, несколько менее высоко хромистыми, чем кракинские хромшпинелиды, являются хромшпинелиды Верхне-Уфалейского массива. Очень близкий к ним состав хромшпинелидов имеет значительное количество месторождений из таких массивов, как Верх-Нейвинский, Верхне-Тагильский и мн. др.

Наиболее низко хромистыми и высоко глиноземистыми в этой группе являются хромшпинелиды Сарановского массива. Очень близки к ним по составу хромшпинелиды Шевченковского массива на Южном Урале.

В петрохимическом отношении ультрабазиты массивов гор Крака характеризуются следующими отношениями: в лерцолитах отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 9.20$, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 14.6$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.7$. В гарцбургитах отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 10.5$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 4.2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 1.0$.

Хромшпинелиды Верхне-Уфалейского массива, как это было отмечено выше, являются по составу также высоко хромистыми, но содержание Al_2O_3 в них несколько ниже, чем в хромшпинелидах массивов Крака, в связи с чем они занимают на нашей диаграмме промежуточное положение между высоко хромистыми (и мало глиноземистыми) хромшпинелидами Крака и низко хромистыми (и высоко глиноземистыми) хромшпинелидами Сарановского, Шевченковского и некоторых других массивов.

Верхне-Уфалейский массив в главной своей массе сложен перидотитами с подчиненным количеством дунитов. Ввиду того что породы подвержены сильным вторичным изменениям, перидотиты весьма трудно расчленяются по петрографическим разновидностям. В пределах массива среди перидотитов установлены гарцбургиты, верлиты и лерцолиты, однако количественные соотношения их еще не ясны.

Перидотиты массива сопровождаются комплексом пород габбро-пироксенитового состава.

Перидотиты Верхне-Уфалейского массива имеют отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 10.2$; отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 10.0$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.7$.

Дуниты этого массива имеют отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 11.4$; отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 5.0$. Окись кальция в дунитах отсутствует. Сопутствующие пироксениты характеризуются отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 8.8$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = \frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 3.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.05$.

Наиболее глиноземистыми хромшпинелидами в этой подгруппе магнетиально-железистых хромшпинелидов являются хромшпинелиды Сарановского массива. Весьма близки к ним по составу хромшпинелиды из непромышленных по масштабам месторождений Шевченковского массива.

Какие характерные черты имеют названные массивы?

Шевченковский массив сложен лерцолитами с резко подчиненным количеством мелких тел дунитов. В значительном количестве в массиве присутствуют пироксениты диаллагитового состава, среди которых встречаются верлиты.

Как известно, Сарановский массив, в котором располагаются весьма крупные по размерам рудные обособления с большими запасами, отличается исключительно незначительными размерами и измеряется десятками га. Массив сложен гарцбургитами. Непосредственно вмещающие гарцбургиты имеют хорошо выраженную пойкилитическую структуру и по химическому составу заметно отличаются от гарцбургитов, слагающих массив. В массиве известны секущие перидотиты дайковые тела габбро.

Гарцбургиты массива характеризуются отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 10.8$; отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.4$; отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.5$.

Гарцбургиты, вмещающие рудные обособления, имеют отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$, равное всего лишь 6.8. Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 4.0$. Окиси кальция нет.

Рассмотрим вторую подгруппу магнезиально-железистых хромшпинелидов, отличающуюся от первой более значительным содержанием трехвалентного железа. К массивам, содержащим такие хромшпинелиды, относятся Нижне-Тагильский (платиноносный), Хабаровинский, Куликовский и некоторые другие.

Так как Куликовский массив петрографически плохо изучен, породы его к тому же сильно метаморфизованы, то мы его здесь рассматривать не будем.

Посмотрим, какие петрографические черты имеют Нижне-Тагильский и Хабаровинский массивы.

Нижне-Тагильский массив представлен значительным количеством пироксенитов (оливиновых диаллагитов) с обособлениями дунитов и верлитов. В тесной генетической связи находятся значительные массы пород габбрового состава и диорита.

В химическом отношении породы Нижне-Тагильского массива характеризуются несколько пониженной магнезиальностью, более повышенной железистостью и высоким содержанием CaO . Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ для дунитов равно 9.2, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 2.0$, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.5$. Для верлитов: $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 5.0$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 100$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.06$; для пироксенитов: $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 4.8$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = > 100$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.04$.

Хабаровинский массив, рудообразующие хромшпинелиды которого отличаются от хромшпинелидов Нижне-Тагильского массива несколько меньшим содержанием трехвалентного железа, в главной своей массе сложен перидотитами гарцбургитового состава. Однако среди гарцбургитов неизвестны хромитовые месторождения. В этом массиве широко развиты так называемый дунит-верлит-пироксенитовый комплекс, а также породы габбро-норитового и габбрового состава. С обособлениями дунитов и дунит-верлит-пироксенитовым комплексом связаны все хромитовые руды. Таким образом, петрографический состав рудоносных пород весьма близок к таковому Нижне-Тагильского массива, хотя характер распределения пород в массивах резко различен. Отличительной чертой пород Хабаровинского массива от пород Нижне-Тагильского является наличие больших масс гарцбургитов, которые совершенно не характерны для последнего.

В химическом отношении породы Хабаровинского массива мало отличаются от пород Нижне-Тагильского массива и также имеют черты несколько более пониженной магнезиальности и повышенной железистости.

Дуниты, в поля которых заключены месторождения, имеют отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 7.4$; отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 3.4$, CaO — нет.

Для верлитов отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 5.5$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.33$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.03$.

Для пироксенитов отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 7.7$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 100$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.05$.

Для гарцбургитов отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 9.4$, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 6.6$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} = 0.8$.

Таким образом, резюмируя все вышеизложенное, кратко можно сказать следующее.

Для массивов, месторождения которых сложены существенно магнезиальными хромшпинелидами, характерна высокая магнезиальность пород.

Высокохромистые и малоглиноземистые хромшпинелиды слагают рудные тела в массивах, для которых характерно широкое развитие дунитов с отношением $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 12.0$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.7$ (месторождения Донской группы Кемпирсайского массива).

Хромшпинелиды несколько более глиноземистые, но также с высоким содержанием хрома, слагают рудные тела в массивах, для которых характерно наличие гарцбургитов со значительными обособлениями дунитов. Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ в этих породах равно 11.0, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 2.3$ (месторождения Халиловского массива).

Высоко глиноземистые и низко хромистые хромшпинелиды слагают рудные тела в массивах, для которых характерно наличие гарцбургитов с резко подчиненным содержанием дунитов. Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 10.0$, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3 = 2.2$ (северная группа месторождений Кемпирсайского массива).

Массивам, месторождения которых сложены магнезиально-железистыми хромшпинелидами, свойственны породы иного петрографического состава. Для пород массивов характерна несколько меньшая магнезиальность и большая их железистость. Отношения $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ колеблются от 4.7 до 10.0. Характерно повышенное содержание CaO в породах. Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ для дунитов Хабарнинского массива равно 7.4, Нижне-Тагильского — 9.2; гарцбургитов Сарановского массива это отношение равно 6.8 — 10.8, для Хабарнинского — 9.4; для лерцолитов Крака — 9.2 и т. д.

Для месторождений хромшпинелидов этой группы в целом характерны массивы, которые сложены породами лерцолитового, верлитового, пироксенитового (диаллагитового и вебстеритового) и габбрового состава, или вообще породами, более обогащенными кальцием и щелочами.

Для массивов, содержащих месторождения магнезиально-железистых хромшпинелидов с ограниченным содержанием трехвалентного железа, свойственны такие черты: массивы, рудные тела которых слагаются высоко хромистыми хромшпинелидами (в разобранном нами случае массивы Крака), хорошо дифференцированы, во всей массе состоят из лерцолитов и гарцбургитов со значительным количеством пироксенитов и резко подчиненным количеством дунитов. Присутствуют также породы габбрового семейства. Для пород характерно повышенное содержание кальцийсодержащих минералов — плагноклаза и моноклинного пироксена, а также наличие некоторого количества щелочей.

Массивам, руды которых сложены несколько более глиноземистыми хромшпинелидами, свойственны в основном те же породы, но в несколько иных количественных соотношениях. В нашем случае был рассмотрен состав пород Верхне-Уфалейского массива, в которых также имеются кальцийсодержащие минералы (верлиты, лерцолиты). Для таких массивов характерно наличие пород пироксенитового и габбрового состава.

Для массивов, месторождения которых сложены высоко глиноземистыми и низко хромистыми хромшпинелидами, относящихся к этой же подгруппе магнезиально-железистого ряда (в нашем случае был разобран Сарановский массив и упоминался Шевченковский массив), характерен несколько отличный от предыдущих случаев состав пород.

Если в Шевченковском массиве еще и сохраняются некоторые черты выше охарактеризованных массивов Крака и Уфалея, а именно в его

составе преимущественное положение занимают лерцолиты и диаллагиты, то Сарановский массив очень сближается по составу пород с северной половиной Кемпирсайского массива (гарцбургиты) и сложен только гарцбургитами. Отличительной чертой гарцбургитов Сарановского массива от гарцбургитов северной половины Кемпирсайского массива является их более высокая железистость.

Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ в них для рудоносных пород равно 6.8 (в Кемпирсайском массиве $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 10.0$), поэтому сарановские хромшпинелиды по содержанию приближаются к составу хромшпинелидов Северо-Кемпирсайских месторождений, но по содержанию Fe^{++} относятся к другой, железисто-магнезиальной группе. Для массивов, содержащих хромшпинелиды со значительным количеством трехвалентного железа, характерна тесная связь рудоносных дунитов с пироксенитами (диаллагитами, оливковыми диаллагитами), наличие верлитов, а также габбро-норитовых и габбровых пород или габбро-диоритов.

В итоге рассмотрения вопроса о корреляции состава рудообразующих хромшпинелидов с составом пород хромитоносных массивов мы приходим к выводу, что хромшпинелиды унаследуют характерные черты химического состава материнских пород.

VII. ВОЗМОЖНОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ СОСТАВА ПОРОД ХРОМИТОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ

В предыдущем мы рассмотрели главные общие и особенные черты химического состава рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов, петрографический и химический состав пород, а также внутреннее строение ультраосновных массивов Урала. При этом мы установили, что различия в химическом составе рудообразующих хромшпинелидов находятся в зависимости от петрографического и химического состава вмещающих ультрабазитов.

Попытаемся уяснить, каковы природа и причины этой зависимости.

В вопросе об условиях образования хромитовых месторождений мы разделяем взгляды А. Г. Бетехтина, П. М. Татарникова, Г. А. Соколова и др., которые приходят к единому представлению об образовании хромитовых месторождений из остаточных рудно-силикатных расплавов ультраосновных магм. Многочисленных фактов в пользу такого взгляда мы здесь не приводим и отсылаем интересующихся к работам названных авторов.

Из фактического материала, приведенного в нашей работе, вытекает одно дополнительное положение по вопросу о генезисе хромитовых месторождений. Оно сводится к тому, что в пределах одного интрузива различные ультраосновные породы, слагающие ту или иную часть интрузива, в процессе кристаллизации, повидимому, формировали свои остаточные рудно-силикатные расплавы, из которых потом могли образовываться хромитовые руды. Примером этого является хотя бы Кемпирсайский (Актюбинский) массив, где хромитовые месторождения в полях дунитов сложены рудами, сильно отличающимися по составу от руд месторождений в гарцбургитах.

В главе «Химический состав рудообразующих хромшпинелидов» приводится достаточное число примеров, подтверждающих это положение.

В соответствии с гипотезой академика А. Н. Заварицкого (1941), изложенной им в работе «Некоторые основные вопросы геологии Урала», мы предполагаем, что в начальную стадию эволюции магматического бассейна в нижних придонных его частях обособились значительные по объему массы дунитовой магмы, выше которой расположились массы магмы переходного к перидотитам состава, а в средних и верхних частях магма перидотитового (а в некоторых и более кислого), пироксенитового и габбрового состава. Иными словами, мы предполагаем, что еще в жидком состоянии магма дифференцировалась на ряд зон (или других объемных форм) различного состава.

Существование в магматическом бассейне частных магм различного состава означает неодинаковое распределение в бассейне таких элементов, как Sr, Al, Ca и др. Как показывают химические анализы пород, в зонально-дифференцированных массивах Южный Крак, Кемпирсайский и др. содержание хрома постепенно возрастает от верхних пироксенито-перидотитовых зон к нижним гарцбургито-дунитовым. Это отчетливо отражается

Сводная таблица фактического мате

Петрографический состав зон	Химический состав в %, мол.						Минералогический состав пород, составляющих зону (объемные проценты)
	SiO ₂	MgO	FeO	CaO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	

I. Данные по южной части

Верхняя одзона	Лерцолиты	37.95	53.97	6.11	1.11	0.81	0—0.5	Оливин 73 Р. пироксен. 15 М. пироксен. 10 Акцесс. хром-шпинелид 2
Средняя подзона	Гарцбургиты	35.75	57.96	5.49	нет (?)	0.70	0.10	Оливин 83 Р. пироксен. 15 Акцесс. хром-шпинелид 2
Нижняя подзона	Дуниты хром. руды	34.26	60.09	5.00	0.25(?)	0.25	0.15—0.20	Оливин 98 Акцесс. хром-шпинелиды 2

II. Данные по северной час

	Гарцбургиты	36.35	56.85	5.65	0.45	0.48	0.22	Оливин 83 Р. пироксен 15 Хромшпинелид 2
	Дуниты хром.руды	33.57	59.50	6.0	0.25	0.45	0.26	Оливин 98. Хромшпинелид 2

и на составах аксессуарных хромшпинелидов (см. стр. 36—40). Содержание алюминия и кальция, наоборот, убывает с переходом от верхних пироксенитовых и перидотитовых зон к нижним — дунито-гарцбургитовым.

Нам представляется, что распределение «малых» элементов в ультраосновной магме находится в некоторой весьма определенной зависимости от кислотности пород.

Рассмотрим теперь, как можно было бы объяснить различие составов рудообразующих хромшпинелидов из рудных тел, находящихся в различных ультраосновных породах. Будем при этом опираться на некоторые примеры, приведенные в главе «Корреляция хромшпинелидов и вмещающих пород по химическому составу».

Обратимся вначале к материалам Кемпирсайского хромитоносного массива, рудообразующие хромшпинелиды которого охватывают по сути дела всю существенно магнезиальную группу хромшпинелидов. Для удобства все необходимые данные по этому массиву сведены нами в табл. 15.

Таблица 15

риала по Кемпирсайскому массиву

Состав аксессуарных хромшпинелидов	Первичный минералогический состав руд (в объемн. процентах)	Химический состав рудообразующего хромшпинелида (% мол.)				
		Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO

Кемпирсайского массива

Аксессуарный хромшпинелид беден Cr ₂ O ₃ и богат Al ₂ O ₃						
Аксессуарный хромшпинелид несколько богаче Cr ₂ O ₃ , чем в верхней зоне						
Аксессуарный хромшпинелид богат Cr ₂ O ₃	Оливин 15—35% Хромшпинелид 65—85%	40.0—42.5	6.5—8.5	0.5—2.0	13.0—20.0	33.0—37.0

ти Кемпирсайского массива

Содержание Cr ₂ O ₃ = 40%, Al ₂ O ₃ = 27—30%	Оливин 15—35%	21.0—28.5	19.5—27.5	05.—2.0	14.0—20.0	30.0—36.0
Почти то же, что и в аксессуарных гарцбургитах	Хромшпинелид 65—85%					

В этой таблице приводятся вычисленные химические составы пород по северной и южной частям массива отдельно; петрографический и минералогический составы отдельных зон, различаемых в плутоне; количественные соотношения минералов; краткая характеристика аксессуарных хромшпинелидов; качественный и количественный минералогический составы руд и, наконец, вариации состава рудообразующих хромшпинелидов двух различных групп месторождений.

Как уже упоминалось, Кемпирсайский массив представляет собой сложно дифференцированный интрузив, в котором северная половина характеризует верхние части плутона, состоящие главным образом из различных гарцбургитов, южная же часть представляет более глубокие зоны плутона и сложена в значительной своей массе дунитами, в меньшей мере гарцбургитами и перцолитами.

Так как коренные различия в составе рудообразующих хромшпинелидов из этих двух частей интрузива заключаются только в различном содержании Cr_2O_3 и Al_2O_3 (см. табл. 15), то главное наше внимание мы и сосредоточим на этих окислах. Проследим в нашей таблице, как распределяются окислы в вертикальном сечении этих двух различных частей интрузива.

В южной части массива обособляются три петрографические зоны, располагающиеся одна над другой. Перцолиты, слагающие самую верхнюю зону, содержат Al_2O_3 — 0.81%, Cr_2O_3 — 0.05% мол.; гарцбургиты, слагающие вторую зону, содержат несколько меньше Al_2O_3 = 0.70%, но почти в два раза больше Cr_2O_3 (ок. 0.10% мол.); дуниты, слагающие самую нижнюю зону, имеющую широкое развитие и заключающую многочисленные хромитовые месторождения, имеют низкую концентрацию Al_2O_3 = 0.25%, но относительно еще более высокое, чем гарцбургиты, содержание Cr_2O_3 = 0.15—0.20% мол.

Заметим, что CaO концентрируется главным образом в верхней зоне и почти неизвестен в нижней. Мы видим, что максимум концентрации Al_2O_3 (а также CaO и некоторых других окислов) соответствует по положению в массиве минимальному содержанию Cr_2O_3 и, наоборот, последний максимально сконцентрировался в нижней зоне. Итак, в остаточном рудно-силикатном расплаве продуктивной дунитовой зоны мы вправе предполагать наличие высоких концентраций Cr_2O_3 и значительно меньших концентраций Al_2O_3 в сравнении с остаточными расплавами двух других зон.

И в действительности рудообразующие хромшпинелиды Южной (Донской) группы месторождений отличаются высоким содержанием Cr_2O_3 (40.0—42.5% мол.) и низким содержанием Al_2O_3 (6.5—8.5% мол.).

Высокое содержание глинозема (24.5% мол.) в аксессуарных хромшпинелидах дунитов этой группы месторождений мы объясняем высокой магнетизальностью самих дунитов ($\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}} = 12.0$). При изучении пределов изоморфизма в хромшпинелидах было установлено, что с увеличением содержания магния в хромшпинелиде возрастает содержание алюминия. Нам представляется, что на какой-то стадии формирования дунитов часть алюминия, вследствие почти полного отсутствия кальция, активно связывается с магнием в решетку хромшпинелида. При понижении отношения $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ выступает более активная связь магния с хромом. Причина большего «сродства» магния с алюминием, чем с хромом, при высоких концентрациях магния нам еще не ясна.

В северной половине массива, сложенной в доступных наблюдению частях в основном гарцбургитами, мы не наблюдаем такой дифференцированности на обособленные участки или зоны различного петрогра-

фического и химического состава, как в южной части массива. Степень дифференцированности этой части значительно слабее. Если и выделяются две зоны, то они различаются лишь текстурными разновидностями гарцбургитов и некоторым незначительным увеличением шлировых обособлений дунитов в нижней подзоне. Сравнивая содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 в ультрабазитах этой части массива, т. е. в гарцбургитах и шлирово-обособленных дунитах, мы находим, что существенных различий в содержании этих окислов здесь не наблюдается. Так, в гарцбургитах содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.48$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.22\%$ мол.; в дунитах из шлировых обособлений $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.45$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.26\%$ мол.

Таким образом, в породах этой части массива резкого разделения Al_2O_3 и Cr_2O_3 в обособленные зоны или участки не произошло. Другое отношение Al_2O_3 к Cr_2O_3 в гарцбургитах северной половины массива, в сравнении с отношением их в дунитах южной части, может быть объяснено различием в основности частных магм, а также тем, что частная магма «гарцбургитового» состава на севере массива находилась в некотором относительном равновесии с частной магмой «габбрового» состава, тогда как частная магма «дунитового» состава на юге массива была изолирована от габброидной магмы весьма мощным слоем (зоной) перидотитовой магмы. Вследствие этого такие компоненты, как алюминий и другие, условно выражаемые здесь как Al_2O_3 , Cr_2O_3 и т. д., должны входить в частные магмы в различных количествах в первом и втором случаях.

Кристаллизация магмы с более высоким $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Cr}_2\text{O}_3$ (равным 4.8), чем в южной части массива (где это отношение равно 1.7) отношением привела к образованию рудно-силикатного остаточного расплава несколько иного состава, т. е. более богатого глиноземом. Однако здесь необходимо учесть еще одно весьма важное обстоятельство. В этап главной фазы кристаллизации повышенное содержание Al_2O_3 могло бы быть значительно израсходовано на формирование моноклиновых пироксенов, как это имело место в верхней зоне южной части массива, где формировались лерцолиты, и тогда Al_2O_3 в остаточный рудно-силикатный расплав до х о д и л бы в значительно меньшем количестве, а Cr_2O_3 , как не расходующийся на построение главных породообразующих минералов, заметно накапливался бы в остаточном расплаве. Однако, как это будет видно из разбора материалов по Кракинскому массиву, Al_2O_3 не мог расходоваться в значительных количествах в этапы главной кристаллизации по той причине, что для его связи и включения в состав метасиликатов недостаточно было содержания CaO . Содержание 0.25 CaO не могло обусловить образование сколько-нибудь заметных количеств моноклинового пироксена (или амфиболов), в которые, как известно, входит до 3—4% Al_2O_3 . И действительно, в породах этой части мы встречаем эти минералы только спорадически. Для образования пород лерцолитового состава с содержанием моноклинового пироксена до 10—12% необходимо значительно больше CaO . Действительно, в лерцолитах южной части Кемпирсайского массива содержание CaO достигает 1.2% мол.; в лерцолитах массива Крака этот окисел содержится в количествах до 2.20% мол.

Таким образом, различная степень дифференцированности отдельных частей Кемпирсайского плутона обусловила различную степень вхождения в породы интрузива таких окислов, как Al_2O_3 , Cr_2O_3 и CaO . Это, в свою очередь, повидимому, явилось причиной того, что в различных петрографических зонах массива образовались заметно различного состава остаточные рудно-силикатные расплавы. В нижней зоне, содержащей крупные хромитовые месторождения, остаточные расплавы были сильно обогащены Cr_2O_3 и их кристаллизация дала богатые по содержанию этого окисла хромшпинелиды; в верхней зоне, наоборот, формируются

руды, хромшпинелид которых обладает менее высоким содержанием Cr_2O_3 и обогащен Al_2O_3 .

Рассмотрим связь состава рудообразующего хромшпинелида с вмещающими породами на примере массива Южный Крак. Как было отмечено выше, рудообразующие хромшпинелиды массива относятся к группе магнезиально-железистых хромшпинелидов с ограниченным содержанием Fe^{+++} (т. е. к подгруппе α).

Нашими работами (Логинов и др., 1940) установлено зональное строение массива. Верхние периферические зоны массива сложены пироксенидами вебстеритового состава, мощность которых по отдельным сохранившимся выходам около 45—50 м.

Ниже под пироксенидами залегает мощная, до 250 м, зона перидотитов лерцолитового состава. Под этой зоной, с видимой мощностью до 150—200 м, залегают перидотиты гарцбургитового состава, которые содержат в себе удлинённые шпильры и полосы дунитов.

Все промышленные хромитовые месторождения располагаются как в зоне лерцолитов, так и в зоне гарцбургитов. Если проследить, как распределились в указанных зонах главнейшие окислы, то замечается, что верхняя пироксенито-лерцолитовая зона в сравнении с нижней дунито-гарцбургитовой, обогащена окислами SiO_2 , Al_2O_3 и CaO и, наоборот, имеет более низкое содержание таких окислов, как Cr_2O_3 и MgO . Содержание «FeO» существенных изменений не претерпевает.

Приведем конкретные цифры.

	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	MgO	FeO	CaO % мол.
Состав лерцолитовой (верхней) зоны	38.00	1.46	0.05	52.67	5.71	2.11
Состав гарцбургитовой (нижней) зоны	37.45	0.50	0.12	56.09	5.34	0.50

Между верхней и нижней зонами имеются постепенные переходы; содержание окислов в породах промежуточной зоны является также промежуточным. Рассматривая состав минералов, последовательно выделяющихся при кристаллизации пород как верхней зоны — вебстеритов и лерцолитов, так и нижней гарцбургитовой, мы убеждаемся, что к поздним этапам кристаллизации в магматическом расплаве накапливаются такие компоненты (условно выражаемые нами посредством окислов), как SiO_2 , CaO , Al_2O_3 и некоторое количество Cr_2O_3 .

В случае формирования пород лерцолитового состава, после выделения главной массы оливина, интерстициальная жидкость изменила свой состав: концентрация SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Cr_2O_3 и др. повысилась. Соответственно концентрация MgO несколько уменьшилась. После выделения ромбического пироксена состав жидкой фазы вновь изменился; содержание SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и некоторых других окислов в интерстициальной жидкости еще повысилось. Содержание MgO еще несколько уменьшилось. После образования моноклинного пироксена с выпадением в твердую фазу CaO и значительной части Al_2O_3 остаточная жидкость резко обеднилась SiO_2 , MgO , CaO и потеряла значительную часть Al_2O_3 . Интерстициальная жидкость к этому позднему этапу кристаллизации резко обогатилась Cr_2O_3 , Fe^{++} , Fe^{+++} ; в ее состав также вошли неизрасходованный Al_2O_3 , некоторое количество MgO и SiO_2 и какие-то количества летучих (H_2O и др.). Такой состав и фиксируется в наших породах в самые поздние этапы их формирования в виде акцессорного хромшпинелида, оливина и пироксенов

поздней генерации.⁹ Общий состав этих минералов, представляющих предрудную стадию кристаллизации перидотитов, аналогичен составу рудных обособлений, если в них включить как рудные тела, так и сопутствующие им дуниты с шлирами перидотитов (гарцбургитов). Однако рудообразующий расплав содержит больше растворенных летучих, чем та интерстициальная жидкость, из которой, как мы предполагаем, он сформировался.

Механизм обособления и локализации такого расплава из междузернового пространства нам еще не ясен, однако это обособление, вероятно, обусловлено теми же причинами, что и обособление полос и шлиров дунитов в перидотитах многих массивов Урала и других регионов.

Порядок выделения минералов в гарцбургитах показывает, что в поздние этапы их кристаллизации накапливаются те же окислы, что и в верхней зоне: SiO_2 , CaO , Al_2O_3 и Cr_2O_3 ; концентрация Cr_2O_3 в интерстициальном расплаве повышается несколько больше, чем в случае верхней зоны. Это подтверждается тем, что акцессорный хромшпинелид гарцбургитов, выделяющийся позже оливина и пироксенов, содержит Cr_2O_3 до 48% при содержании $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{--}18\%$ (против состава акцессорных хромшпинелидов перцолитов, в которых Cr_2O_3 содержится от 22 до 38%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 28\text{--}38\%$). Невысокое содержание Al_2O_3 (11—16%) в рудообразующих хромшпинелидах массива Крака может объясняться тем, что этот окисел в значительных количествах израсходован в поздние этапы главной фазы кристаллизации на образование моноклинного пироксена, так как содержание CaO в породах было значительным (2.11—0.50% CaO на содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.46\text{--}0.50\%$). Если мы вспомним соотношения CaO и Al_2O_3 в верхней зоне Кемпирсайского массива, где на 0.25—0.45% CaO приходилось 0.45—0.48% Al_2O_3 , то станет очевидным, что в Кракинских массивах значительная часть Al_2O_3 была израсходована в этапы протокристаллизации и в остаточный рудно-силикатный расплав доходила только меньшая часть первоначального содержания Al_2O_3 в магматическом расплаве.

Действительно, в гарцбургитах массива Южный Крака мы очень часто встречаем содержание моноклинного пироксена (диопсид-диаллага) до 3—4%, а иногда и несколько больше.

Повышенным содержанием CaO (и некоторого количества щелочей) в исходной магне Кракпского массива мы объясняем тот факт, что рудообразующие хромшпинелиды не имеют резко выкристаллизовавшихся составов по содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Иными словами, если алюминий в составе исходных магм, формирующих плутоны ультрабазитов, находится в избытке по отношению к кальцию и щелочам и не может быть полностью связан ими в алюмосиликаты протокристаллизации (моноклинный пироксен, плагиоклаз и др.), то остаточные рудно-силикатные расплавы богаты алюминием, в связи с чем рудообразующие хромшпинелиды высоко глиноземисты и низко хромисты.

На примере Кракинских массивов мы видели, что содержание CaO в пироксенитах, перцолитах и даже в гарцбургитах было достаточным, чтобы связать значительные количества алюминия в силикаты и тем самым ограничить возможность его вхождения в состав рудообразующих хромшпинелидов.

⁹ В этой связи уместно отметить весьма интересные факты, установленные нами на материалах перидотитового массива Крака и опубликованные в работе «Геолого-химические исследования массива Южный Крака» (Соколов, 1937). Перцолиты массива Южный Крака имеют два семейства оливинов: 1-е содержит Fe_2SiO_4 — 14—15%, 2-е — 6—9% Fe_2SiO_4 . Оливин околорудных дунитов содержит более железистую разновидность с содержанием Fe_2SiO_4 — 14—15%.

Хромшпинелиды массивов Крака, относящиеся к магнезиально-железистой группе, по нашим данным, [содержат несколько больше двухвалентного железа ($MgO : FeO = 1.0—1.3$), чем существенно магнезиальные (где $MgO : FeO = 1.8—2.5$). Мы связываем это с тем, что, во-первых, в составе пород массива находятся пироксениты (вебстериты), в которых отношение $\frac{MgO}{«FeO»} = 6—8$, и, во-вторых, что материнские породы — перцолиты — имеют отношение $\frac{MgO}{«FeO»} = 9.2$, т. е. породы массива относятся к магнезиально-железистым, а не к магнезиальным.

Рассмотрим также пример рудообразующих хромшпинелидов, относящихся к магнезиально-железистой группе с повышенным содержанием трехвалентного железа (подгруппа «б»). Наиболее показательны в этом отношении материалы по Хабаровинскому хромитовому массиву.

Как уже отмечалось в разделе «Корреляции хромшпинелидов и пород по составу» (см. табл. 14), рудообразующие хромшпинелиды этого массива отличаются повышенной железистостью, отношение $\frac{MgO}{«FeO»}$ колеблется от 0.9 до 1.8; содержание $Fe_2O_3 = 5.5—7.5\%$ мол. Хромшпинелиды отличаются сравнительно высоким содержанием Cr_2O_3 , равным 30—37% мол., и относительно низким содержанием Al_2O_3 — 8—13% мол. Рудные обособления, как указывалось там же, залегают в дунитах, которые находятся в тесной пространственной и генетической связи с пироксенитами (диаллагитами) и верлитами. Морфологически породы представлены в виде псевдослоистого комплекса с постепенными переходами от пироксенитов через полосы и узкие шпирь верлитов к обособлениям дунитов. Посмотрим, каков химический облик этих пород.

Пироксениты — отношение $\frac{MgO}{«FeO»} = 7.8$; отношение $Al_2O_3 : Cr_2O_3 = 100.0$; $Al_2O_3 : CaO = 0.05$.

Верлиты — отношение $\frac{MgO}{«FeO»} = 5.5$, $Al_2O_3 : Cr_2O_3 = 1.3$; $Al_2O_3 : CaO = 0.03$.

Дуниты — отношение $MgO : «FeO» = 7.4$, $[Al_2O_3 : Cr_2O_3 = 3.4$; CaO — нет.

Из этих данных мы видим, что породы отличаются повышенной железистостью ($MgO : «FeO» = 5.5—7.4—7.8$) и резким преобладанием CaO над Al_2O_3 (отношение $Al_2O_3 : CaO = 0.03—0.05$ в верлитах и пироксенитах).

В соответствии с разбором связи состава хромшпинелидов с составом пород, сделанным по массивам Крака, мы вправе ожидать, что резкое преобладание CaO над Al_2O_3 в породах должно отразиться на составе рудообразующих хромшпинелидов. Такие хромшпинелиды будут отличаться низким содержанием глинозема и высоким окиси хрома.

И действительно, рудообразующие хромшпинелиды отличаются низким содержанием глинозема (8—13% Al_2O_3 на 50% возможных), т. е. на формирование пород пироксенитового и верлитового состава в Хабаровинском массиве было израсходовано значительное количество Al_2O_3 для образования моноклинного пироксена.

Высокое содержание двухвалентного железа в хромшпинелидах Хабаровинского массива унаследовано от материнских пород, так как дуниты, верлиты и пироксениты имеют соответственно отношение $MgO : «FeO» = 7.4$, 5.5 и 7.8 против более магнезиальных пород других массивов (например массивов Кемпирсайского, Халиловского, где это отношение для дунитов и гарцбургитов равно 12.0—11.0—10.0).

Касаясь вопроса более высокого содержания трехвалентного железа (5—10% мол. против обычного 1—2%) в хромшпинелидах этой подгруппы (куда входят хабарнинские и нижнетагильские рудообразующие хромшпинелиды), укажем на следующие характерные особенности. При изучении пределов изоморфизма в хромшпинелидах (см. специальный раздел нашей работы, стр. 12) было установлено, что с повышением содержания FeO в хромшпинелидах возрастает содержание Fe_2O_3 . Хромшпинелиды Хабаровинского и Нижне-Тагильского массивов, а также хромшпинелиды Сарановского массива отличаются от других именно высоким содержанием FeO — 17.0—28.3% мол. против существенно магнезиальных, где FeO = 12.8—19.0.

Если обратиться к рассмотрению материалов по таким хромитоносным массивам, как Верблюжьегорский, Татищевский, Успенский, Сарановский и другие, как месторождений которых характерны так называемые средние и низкосортные руды с относительно высоким или повышенным содержанием Al_2O_3 (до 20—25%) в рудообразующем хромшпинелиде, то для них характерны следующие черты:

а) слабая дифференцированность этих плутонов на зоны, т. е. в этих плутонах нет или выражено очень слабо зональное распределение ультраосновных пород; в этих массивах не наблюдаются обособленные крупные участки ультраосновных пород различного петрографического состава;

б) эти массивы по составу являются перидотитовыми, однако, в них отсутствуют в сколько-нибудь заметном количестве породы, содержащие метасиликаты кальция (пироксены, амфиболы, первичные или псевдоморфозные по моноклинным пироксенам).

Эти массивы сложены преимущественно гарцбургитами. Породы, в составе которых принимают участие моноклинные (кальцийсодержащие) пироксены — вебстериты, диаллазиты, лерцолиты и верлиты, не характерны и в большинстве этих массивов отсутствуют.

Иными словами, в этих массивах, во-первых, не наблюдается резкой дифференциации магмы, образовавшей эти интрузивы, а, во-вторых, для магм этих массивов характерна низкая концентрация CaO. Такие особенности и могли привести к тому, что остаточные рудно-силикатные расплавы, из которых формировались хромитовые руды, обогащались и глиноземом.

Такие массивы, как Хабаровинский, Халиловский, Ключевский, Иткульский, Аккаргинский, Нижне-Тагильский, Тагило-Невьянский и многие другие хромитоносные массивы, наоборот, являются примером хорошо дифференцированных ультраосновных плутонов. В этих плутонах мы знаем хорошо обособленные зоны или крупные поля (участки), сложенные различными ультраосновными породами. Для большинства этих плутонов известно то или иное (часто большое) количество пород, содержащих метасиликаты кальция (различные пироксениты, лерцолиты, верлиты и др.). Рудообразующие хромшпинелиды в этих массивах, как правило, отличаются высоким содержанием Cr_2O_3 и сравнительно низким содержанием Al_2O_3 . Все вариации составов рудообразующих хромшпинелидов этих массивов по содержанию в них Cr_2O_3 зависят от концентрации и соотношения компонентов как CaO, Al_2O_3 и Cr_2O_3 в магмах плутонов или, точнее, в магмах той или иной зоны формирующих хромитовых месторождений. Проведенный нами анализ на примерах массивов Крака, Кемпирсайского и Хабаровинского массивов вполне приложим для разбора связи и состава рудообразующих хромшпинелидов с составом вмещающих пород и для других хромитоносных плутонов.

Что же касается объяснения того факта, что рудообразующие хромшпинелиды по соотношению MgO и FeO делятся на две группы — названные нами существенно магнезиальными и магнезиально-желези-

стами, то нам представляется, что причину этого надо искать в различном соотношении этих окислов в составе исходных магм. Дело в том, что эти две группы рудообразующих хромшпинелидов не присутствуют одновременно в одном хромитоносном массиве. В каждом данном массиве рудообразующие хромшпинелиды всех месторождений характеризуются близким отношением $MgO : FeO$.

Петрографический и химический состав интрузивов, несущих магнезиально-железистые хромшпинелиды, отличается от интрузивов, несущих магнезиальные хромшпинелиды.

Это отличие заключается главным образом в том, что для пород массивов, несущих магнезиально-железистые хромшпинелиды, характерно несколько пониженное отношение $\frac{MgO}{FeO}$, равное 5.5—9.3, тогда как в породах массивов, содержащих существенно магнезиальные хромшпинелиды, это отношение = 10—12.5.

В заключение необходимо остановиться на вопросе взаимоотношений рудных обособлений с вмещающими породами.

С точки зрения темы данной работы, существенный интерес представляют взгляды, развитые в последнее время Г. А. Соколовым в работе «Хромиты Урала» (1948 г.).

Названным исследователем выделяются по месту их формирования две резко различные группы хромитовых месторождений в типе гистеромагматических месторождений генетической классификации проф. А. Г. Бетехтина (1937). Г. А. Соколов различает месторождения хромитов, формирование которых обязано выделению остаточного рудно-силикатного расплава в результате кристаллизации магмы непосредственно вмещающих пород — такие месторождения он называет автомагматическими. Эти месторождения образуются или непосредственно на месте обособления рудно-силикатного остаточного расплава или несколько перемещаются внутри такой зоны пород, но не выходят за пределы этой зоны в породы иного состава.

Вторая группа месторождений, по Г. А. Соколову, обязана своим образованием рудно-силикатным остаточным расплавам, обособившимся из кристаллизующейся магмы более глубоких зон интрузива, которые (остаточные расплавы) затем какими-либо силами перемещены с этих глубин в верхние его зоны иного петрографического состава. Для этой группы месторождений непосредственно вмещающие породы не являются собственно материнскими. Такие месторождения названы Соколовым гетеромагматическими. Далее он указывает, что преобладающее количество месторождений относится к первой группе — автомагматических и только некоторые (месторождения массива Северной Крака, Верблюжьегогорского, некоторые месторождения Верхне-Уфалейского массива и др.) принадлежат к группе гетеромагматических.

Предлагаемое нами объяснение, как и все рассмотрение вопроса зависимости состава рудообразующих хромшпинелидов от особенностей состава пород хромитоносных интрузивов, в свете представлений Г. А. Соколова, естественно, должно относиться только к месторождениям автомагматической группы. В связи с этим автор настоящей работы желал бы сделать несколько замечаний в отношении гетеромагматической группы месторождений. Для этой цели обратимся к рассмотрению того, что послужило основанием Г. А. Соколову для выделения этой группы месторождений.

На стр. 228—229 своей работы этот автор указывает, что основным критерием для выделения месторождений в группу гетеромагматических является: различие в химических составах акцессорного хромшпинелида вмещающих пород и рудообразующего хромшпинелида из рудного тела,

при явно выраженном эпигенетическом характере последнего, т. е. рудного тела.

Касаясь различия составов акцессорного и рудообразующего хромшпинелидов, отметим, что, к сожалению, Г. А. Соколов ни в одном месте своей работы не показывает различия в их составах для месторождений гетеромагматической группы. Особенно важно то, что он не сопоставляет составов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из месторождений, относящихся к авто- и гетеромагматическим группам. Автор отмечает при этом лишь трудности в таком сопоставлении их составов, вследствие сильной метаморфизованности акцессорных хромшпинелидов. Что же касается эпигенетичности месторождения, то и здесь не дается совершенно ясных их признаков. Можно лишь предполагать, что Г. А. Соколов относит к эпигенетичным месторождениям такие, которые обладают жиллоподобной формой рудных тел и резкими их контактами с вмещающими породами.

В нашей работе, в главе III, было проведено сопоставление акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов, где было показано, что акцессорные хромшпинелиды непосредственно вмещающих пород вообще в той или иной мере отличаются от рудообразующих хромшпинелидов рудного тела месторождения. Фактическим материалом для установления этих различий частично послужили анализы хромшпинелидов из месторождений, которые Г. А. Соколов относит к автомагматической группе — это месторождения Халиловского и Южно-Кракинского массивов, а также месторождения Северо-Кемпирсайской группы Актюбинского массива. Таким образом, наши выводы по этому вопросу находятся в противоречии с утверждениями Г. А. Соколова о том, что только гетеромагматической группе месторождений свойственны различия в составах рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов. Нам представляется, что различие в составах рудообразующего и акцессорного хромшпинелидов вообще должно существовать, так как их образование связано с различными этапами кристаллизующейся магмы, даже в случае автомагматических месторождений. Поэтому мы думаем, что различие в составах хромшпинелидов акцессорного и рудного не может являться показателем того, что рудные обособления поступали из других зон интрузива в зоны пород иного состава.

Рассмотрим теперь признаки эпигенетических хромитовых месторождений — жиллоподобную и жиллообразную форму рудных тел и резкость контакта рудного тела с вмещающими породами.

Жиллоподобная или жиллообразная форма хромитового рудного тела еще не есть жильная. Такие формы обозначают лишь общую морфологию рудного тела без указания на то, что рудное вещество выполняло полость или ослабленную зону и что это вещество поступало с каких-то глубин. Необходимо подчеркнуть, что жиллоподобные и жиллообразные формы рудных тел не менее, а часто более характерны именно для автомагматических хромитовых месторождений. Можно было бы привести большое количество примеров. Что представляют собой жиллоподобные и жиллообразные тела хромитовых месторождений? Прежде всего это резко удлиненные обособления с соотношением поперечника к длине от 1 : 10 до 1 : 100 и более, часто с постепенным выклиниванием тела в оба конца по простираанию. По падению такие тела обычно прослеживаются на половину и более их длины.

По условиям залегания весьма характерно, что рудные тела согласны или с полосчатостью вмещающих пород или с шпирово-полосчатыми и псевдослоистыми обособлениями отдельных дифференциатов ультрабазитов или, наконец, с общим простираанием массива в целом. Следовательно,

по морфологии жилоподобные и жилеобразные хромитовые рудные тела представляют резко уплощенные линзоподобные или шпирообразные тела, очень сходные с такими же обособлениями дунитов в различных перидотитах. Весьма важными, на наш взгляд, при установлении эпигенетичности рудного тела хромитового месторождения являются контакты его с вмещающими породами. Совершенно резкие контакты с боковыми породами, по нашему мнению, могут указывать на наличие инъекции рудного вещества. Однако в приводимых Г. А. Соколовым примерах гетеромагматических месторождений, например в месторождениях Верблюжьегогорского массива, рудные тела, наряду с совершенно резкими контактами с вмещающими породами, имеют и такие, которые сопровождаются серией различной густоты вкрапленников. Указанное сочетание контактов в пределах одного рудного тела резко осложняет решение вопроса об эпигенетичности месторождения.

На основании всего сказанного мы считаем, что выделение гетеромагматических хромитовых месторождений еще недостаточно обосновано и требует дополнительных исследований.

Наше изучение особенностей состава рудообразующих хромшпинелидов в зависимости от нахождения рудных обособлений в породах различного петрографического состава того или иного массива показало, что хромшпинелиды унаследуют специфические особенности пород, среди которых они находятся. Поэтому мы полностью разделяем взгляд А. Г. Бетехтина (1937), что «не следует преувеличивать подвижной способности рудных расплавов. Хромитовые тела в основном возникли на месте или вблизи места распада хромовых соединений».

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе, на основе многолетних наблюдений автора, трудов и материалов сотрудников Хромитовой группы Института геологических наук АН СССР, а также материалов других исследователей, рассмотрены вопросы, относящиеся к составам рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов и к связи их составов с составом пород ультраосновных массивов Урала.

В результате исследований получены следующие основные выводы.

1. Статистическое рассмотрение химических составов природных (земных) хромшпинелидов, по данным около 250 полных анализов, показало широкие колебания в содержании главных шпинелеобразующих элементов (Cr, Al, Fe⁺⁺⁺, Mg, Fe⁺⁺). Графически установлены пределы изоморфизма хромшпинелидов по двухвалентным металлам и подтверждены данные Г. А. Соколова об ограничениях изоморфизма по трехвалентным металлам. Установление пределов изоморфизма позволило уточнить существующие классификации природных хромшпинелидов. Выявлены зависимости между содержанием двухвалентных элементов и соотношениями трехвалентных, а именно: максимальное содержание магния в хромшпинелиде связано с наибольшим количеством в нем алюминия. Содержание магния уменьшается, а двухвалентного железа возрастает в хромшпинелидах, богатых хромом. Резко понижается содержание магния и повышается двухвалентное железо в хромшпинелидах, богатых трехвалентным железом и бедных алюминием и хромом.

2. Ультраосновные интрузивы Урала неоднородны и неодинаковы как по петрографическому составу, так и по внутреннему строению.

По количественным соотношениям разнообразнейших пород в том или ином массиве выделяется несколько типов интрузивов.

1. Существенно перидотитовые (гарцбургитовые, гарцбургито-лерцолитовые, лерцолитовые).

- II. Дунито-перидотитовые (дунито-гардбургитовые, дунито-гардбургито-лерцолитовые).
III. Дунито-пироксенитовые (дунито-верлито-пироксенито-габбровые).
IV. Перидотито-пироксенитовые (гардбургито-пироксенитовые, лерцолито-пироксенитовые) и др.

По особенностям химического состава пород ультраосновные интрузивы Урала разделяются на две группы. Породы первой группы интрузивов отличаются высокой магнезиальностью, что видно из отношения $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 10-12.5$; содержание СаО в них незначительное.

Породы второй группы интрузивов характеризуются значительно меньшей магнезиальностью; отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 4.7-9.8$. Содержание СаО, Al_2O_3 и др. в породах значительно более высокое.

По внутреннему строению среди ультраосновных интрузивов Урала можно выделить три группы: зонально-дифференцированные — с более кислыми разностями в верхних частях интрузивов и с более основными (дунито-гардбургиты) в средних и нижних частях; сложно дифференцированные без видимой закономерности в распределении различных разновидностей и слабо-дифференцированные интрузивы.

3. Состав акцессорных хромшпинелидов из различных петрографических типов ультраосновных пород, по данным 22 полных химических анализов, показывает специфические особенности для каждой породы. Четко устанавливается ряд хромшпинелидов, находящийся в зависимости от кислотности пород. Акцессорные хромшпинелиды дунитов отличаются максимально высоким содержанием хрома и минимальным алюминия; они несколько менее магнезиальны и более железисты по сравнению с хромшпинелидами из перидотитов.

Акцессорные хромшпинелиды гардбургитов и верлитов содержат несколько больше алюминия и меньше хрома по сравнению с хромшпинелидами из дунитов. Вместе с тем в них повышается содержание магния и несколько уменьшается содержание двухвалентного железа. Акцессорные хромшпинелиды лерцолитов показывают наименьшее содержание хрома, и такие хромшпинелиды богаты алюминием. Содержание магния в них значительно выше, чем у акцессорных хромшпинелидов из дунитов, гардбургитов и верлитов.

4. Сопоставление составов рудообразующего хромшпинелида и акцессорного хромшпинелида из непосредственно вмещающей рудное тело породы показало следующие отношения.

Рудообразующие хромшпинелиды по сравнению с акцессорными содержат больше хрома и магния и меньше алюминия и двухвалентного железа. По содержанию трехвалентного железа, вследствие ограниченного количества его в составе как тех, так и других хромшпинелидов, существенных различий не устанавливается. Только для хромшпинелидов с высоким содержанием трехвалентного железа установлено, что рудообразующие хромшпинелиды содержат больше Fe^{+++} по сравнению с акцессорными.

Такого же характера различие, но более резко проявленное, показывает сопоставление состава рудообразующего хромшпинелида с составом акцессорного хромшпинелида из пород, слагающих рудное поле.

5. Разбор вариаций состава рудообразующих хромшпинелидов в зависимости от нахождения рудных тел в массиве показал следующее:

а) Составы хромшпинелидов, взятых в пределах одного, так же как и нескольких близрасположенных рудных тел данного месторождения, показывают незначительные колебания. Наблюдаемые при этом некото-

рые колебания состава связаны с текстурными особенностями руд: вкрапленные руды содержат рудообразующие хромшпинелиды, относительно более богатые хромом; хромшпинелиды из массивных руд несколько беднее хромом и богаче алюминием; хромшпинелиды из вкрапленных руд различной густоты и из нодулярных руд имеют промежуточный состав между двумя вышеназванными.

б) Составы рудообразующих хромшпинелидов из месторождений, находящихся в пределах одного массива, но расположенных в участках или полях пород различного петрографического состава, имеют заметные, а иногда значительные различия. Для большинства массивов Урала в этом отношении наблюдаются общие закономерности, которые сводятся к следующему: содержание двухвалентных элементов в хромшпинелидах из различных по составу пород варьирует незначительно; отношение $MgO : FeO$ в хромшпинелидах каждого массива имеет свою определенную величину и свои пределы колебаний. Значительно резче выражены вариации состава хромшпинелидов по содержанию в них трехвалентных элементов Cr , Al , Fe^{+++} .

Хромшпинелиды из месторождений, находящихся среди больших масс дунитов, отличаются вообще повышенным содержанием хрома, по сравнению с содержанием его в хромшпинелидах рудных тел среди других пород массива.

Хромшпинелиды из рудных тел, расположенных в больших массах гарцбургитов, содержат обычно несколько меньше хрома, чем в предыдущем случае. Содержание алюминия в них возрастает.

Хромшпинелиды из рудных тел, расположенных в лерцолитах, часто с обособлениями гарцбургитов и дунитов, в которых, собственно, и заключены рудные тела, содержат еще меньше хрома, чем хромшпинелиды из месторождений в гарцбургитах, если последние имеются в данном массиве.

Месторождения хромитовых руд в верлитах редки. Известные находки показывают, что хромшпинелиды характеризуются здесь низким содержанием хрома и алюминия и высоким — трехвалентного железа и титана. В пироксенитах большие скопления хромитов почти не известны. Аналиты руд массивного сложения показывают высокое содержание трехвалентного железа и титана; содержание хрома ничтожно, и, следовательно, такие руды уже не относятся к хромитам.

в) Сравнение с помощью диаграмм составов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений различных массивов позволило установить наличие двух групп массивов с весьма характерными общими чертами химического состава хромшпинелидов. В связи с этим выделены две группы хромшпинелидов: существенно магнезиальные и магнезиально-железистые. Первая группа отличается высокой магнезиальностью хромшпинелидов с отношением $MgO : FeO = 1.8—2.6$, у второй это отношение равно $0.6—1.8$. В этой последней имеется подгруппа хромшпинелидов с повышенным содержанием трехвалентного железа.

б. Корреляция рудообразующих хромшпинелидов и ультраосновных пород по химическому составу показала следующее.

А. Существенно магнезиальные рудообразующие хромшпинелиды характерны для рудных тел, залегающих в таких ультрабазитах, которым присуща высокая магнезиальность. Отношения $MgO : FeO$ соответственно: в рудообразующих хромшпинелидах $= 1.8—2.6$; в ультрабазитах $= 10.0—12.5$.

При этом для магнезиальных хромшпинелидов с различным содержанием Cr и Al отмечаются такие связи:

а) хромшпинелиды, относительно богатые хромом, слагают рудные тела среди комплекса ультрабазитов, характеризующегося крупными обособ-

лениями дунитов, резко подчиненным присутствием гарцбургитов и отсутствием или весьма слабым развитием габбро и пироксенитов;

б) хромшпинелиды с средним содержанием хрома и соответственно более богатые алюминием слагают рудные тела среди крупных масс гарцбургитов, в которых присутствуют также значительные обособления дунитов; габбро образуют здесь лишь небольшие тела, пироксениты отсутствуют;

в) магнезиальные хромшпинелиды с еще более низким содержанием хрома, высоко глиноземистые, слагают рудные тела среди гарцбургитов, с которыми связаны лишь незначительные обособления дунитов. Здесь же в заметных количествах находятся габброиды.

Таким образом, чем меньше в петрографическом составе хромитоносного комплекса роль дунитов и чем выше роль перидотитов и габброидов, тем более глиноземистые хромшпинелиды слагают рудные тела.

Б. Магнезиально-железистые хромшпинелиды характерны для месторождений в массивах, ультрабазитам которых присуща большая железистость, нежели в предыдущих случаях.

Отношения $\frac{\text{MgO}}{\text{«FeO»}}$ соответственно: в рудообразующих хромшпинелидах = 0.6—1.8, в ультрабазитах = 4.7—9.8. В целом массивы, содержащие месторождения магнезиально-железистых хромшпинелидов, характеризуются преобладанием таких типов пород, которые содержат заметные количества кальция и щелочей, а именно: перцолитов, верлитов, пироксенитов и габброидов.

Высоко хромистые хромшпинелиды этой группы образуют месторождения в таких дифференцированных интрузивах, в которых главную роль играют перидотиты, перцолиты и гарцбургиты, дуниты же входят только в подчиненных количествах. Наряду с перидотитами присутствуют значительные количества пироксенитов, а также в том или ином количестве габброиды.

Месторождения высоко глиноземистых хромшпинелидов с низким содержанием хрома связаны с интрузивами, в составе которых главную роль, как и в предыдущем случае, играют перидотиты (перцолиты, гарцбургиты) и значительные количества пироксенитов. Однако для этих интрузивов характерна незначительная степень дифференцированности и почти полное отсутствие дунитов.

Хромшпинелиды рассматриваемой группы, относящиеся к разностям с повышенным содержанием трехвалентного железа, образуют месторождения в интрузивах с теми же чертами петрографического состава, что и для интрузивов с месторождениями высоко хромистых хромшпинелидов. Особенностью их является наличие специфического петрографического комплекса, в котором тесно связаны дуниты, несущие собственно рудные тела, затем верлиты, различные пироксениты и габброиды.

7. Для объяснения установленных закономерностей связи состава хромшпинелидов с особенностями состава пород хромитоносных интрузивов автор предлагает следующую гипотезу.

Большинство исследователей согласны с тем, что хромитовые месторождения образованы остаточными рудно-силикатными расплавами, которые формировались при кристаллизации магмы ультраосновных пород.

Академик А. Н. Заварицкий высказывает предположение, что габбро-перидотитовая магма могла дифференцироваться в камере интрузива на ряд зон различного состава еще в жидком состоянии, т. е. формировать ряд «частных» магм. В согласии с этим из данных, приведенных в настоящей работе, вытекает еще одно дополнительное положение для вопроса о генезисе хромитовых месторождений. Оно сводится к тому, что в диф-

ференцированных ультраосновных интрузивах, в процессе кристаллизации каждой «частной» магмы, вероятно, могли формироваться свои остаточные рудно-силикатные расплавы, из которых потом и выделялись хромитовые руды. Особенности остаточного расплава зависят от характерных черт химического состава магматического расплава, образовавшего вмещающие породы месторождения. Большое значение при этом имеют те или иные соотношения Al, Cr, Fe, Mg, Ca и щелочей в составе «частных» магм. Эти соотношения находят свое отражение в составе остаточного рудно-силикатного расплава и в составе кристаллизующегося из него рудообразующегося хромшпинелида. Так, повышенная железистость «частной» магмы отражается на составе остаточного расплава, и кристаллизующиеся из него рудообразующие хромшпинелиды весьма богаты железом. Высокая магнезиальность магматического расплава также резко сказывается на составе хромшпинелидов и они унаследуют высокую магнезиальность такой магмы и т. д. В составе «частных» магм, формирующих породы, содержание некоторых элементов, например хрома и алюминия, находится в зависимости от кислотности этих магм. Так, наиболее богатыми хромом и бедными алюминием являются магмы дунитового состава; в магмах гарцбургитового состава содержание хрома уменьшается, а алюминия — возрастает. В магмах лерцолитового и пироксенитового состава содержание алюминия еще более возрастает с параллельным значительным понижением содержания хрома. Те «частные» магмы, в которых хром резко преобладает над алюминием, порождают и остаточные рудно-силикатные расплавы, обогащенные хромом, а образующиеся из таких расплавов рудообразующие хромшпинелиды являются высоко хромистыми и мало глиноземистыми.

Те магматические расплавы, которые были относительно богаты алюминием и бедны хромом, но содержали значительное количество кальция (а иногда и щелочей), формировали рудно-силикатные остаточные расплавы, также богатые хромом. Такое обогащение хромом происходит вследствие того, что алюминий в этапе протокристаллизации в значительной мере расходовался на образование известково-магнезиальных метасиликатов — пироксенов и амфиболов, а иногда и на образование плагиоклазов (в плагиолерцолитах и др.) и, вследствие этого, до остаточного рудно-силикатного расплава доходила только незначительная часть алюминия. Хром же при этом не расходовался и удерживался в расплаве до поздних стадий. Рудообразующие хромшпинелиды, образованные такими остаточными расплавами, высокохромисты и бедны алюминием. Если магматические расплавы при тех же соотношениях алюминия и хрома, т. е. при преобладании алюминия над хромом, были бедны кальцием (и щелочами), то остаточные рудно-силикатные расплавы обогащаются алюминием, так как этот элемент не мог расходоваться на образование породообразующих минералов. Хромшпинелиды, выделяющиеся из таких остаточных расплавов, низкохромисты и богаты алюминием.

8. Предыдущие выводы сделаны в том предположении, что хромитовые рудные тела образованы из остаточных расплавов той самой магмы, из которой закристаллизовались ультраосновные породы, вмещающие и окружающие месторождение.

Г. А. Соколов выдвинул идею о том, что некоторые хромитовые месторождения являются «гетеромагматическими» по отношению к вмещающим ультрабазитам, вследствие того, что соответствующие остаточные расплавы отщеплялись в нижележащих зонах данного интрузива и затем инъецировались в уже затвердевшую вышележащую зону.

Для «гетеромагматических» хромитовых месторождений сделанные нами выводы имели бы лишь ограниченное значение. Однако автор, на

основании материалов, изложенных в главах III—VI, считает, что признаки, предложенные Г. А. Соколовым для выделения «гетеромагматических» месторождений, еще не вполне обоснованы и требуют дополнительных исследований.

В заключение следует отметить, что если в СССР рассмотренному здесь вопросу уделялось серьезное внимание, начиная с 1929 г., то за рубежом этому вопросу не было уделено внимания до самого последнего времени. Лишь в 1946 г. была опубликована статья Сайера «Предварительное химическое сопоставление хромитов с вмещающими породами», основывающаяся на материалах по изучению месторождений хромитов Западного полушария. В этой работе при объяснении вариаций состава хромшпинелидов по содержанию хрома и алюминия в связи с вмещающими породами, Сайер высказывает предположение о существенной роли кальция и щелочей, в особенности об их соотношении во вмещающих породах. Однако этот автор не разбирает сколько-нибудь подробно геохимическое поведение этих элементов при формировании хромитовых месторождений.

Автор настоящей работы еще в 1941 г. опубликовал статью, где на примере южноуральских месторождений хромита рассмотрел возможное геохимическое значение кальция и щелочей в процессе рудообразования, а в данной работе развил эти вопросы, опираясь на более широкий фактический материал.

Следует подчеркнуть, что предлагаемая работа, конечно, не охватывает проблемы в целом, так как она касается только качественной стороны вопроса. Тем не менее практическое значение ее заключается в том, что при наличии даже самых предварительных сведений об особенностях первичного петрографического состава пород и характера их распределения в интрузиве можно судить о качестве руд. Это позволяет в известной мере предугадывать качество руд при поисках на хромиты в конкретных ультраосновных массивах.

Выяснение влияния состава пород на масштаб оруденения на основании количественного соотношения этих пород в интрузивах и внутреннего строения последних является делом будущего. Имеющиеся в настоящее время данные еще не позволяют установить соответствующих зависимостей.

ЛИТЕРАТУРА

- А л ь б о в М. Н. Аккаргинский золотоносный район (Южный Урал). Горный журнал, 1938, № 9.
- Б е т е х т и н А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. Зап. Ленингр. горн. инст., 1934, 8.
- Б е т е х т и н А. Г. Платина. Изд. Ломоносов. инст. геол. и мин. Акад. Наук, 1935.
- Б е т е х т и н А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Сб. «Хромиты СССР», т. I. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Б е т е х т и н А. Г. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940.
- Б е т е х т и н А. Г. и К а ш и н С. А. Минералогия месторождений хромистого железняка Халиловского района. Сб. «Хромиты СССР», т. I. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Б о л д ы р е в А. К. 1. Курс описательной минералогии, вып. 3. 1935.
- Б о л д ы р е в А. К. 2. Рабочая книга по минералогии, т. 2. 1935.
- В а х р а м е е в С. А. Хромиты (хромшпинели) Урала и их классификация. Свердловск, Свердловск, 1936.
- В а х р а м е е в С. А., З и м и н И. А. и др. Уральские месторождения хромита. Тр. Всесоюз. инст. мин. сырья, 1936, вып. 85.

- Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Труды КЕПС Акад. Наук, т. 4, Л., 1925.
- Гассель О. Кристаллохимия. Химиздат, 1936.
- Гинзбург И. И., Савельев И. И., Корин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. I. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1946, вып. 80.
- Горностаев Н. Н. Геологические исследования в Полтавском районе Урала Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933.
- Дели Р. С. Изверженные породы и глубины земли. Перев. с англ. Л., ОНТИ, 1936.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932.
- Заварицкий А. Н. Магматические и метаморфические породы Урала. Геологическая карта Урала. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. 1939.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1941, № 3, 36—111.
- Змийн И. А. Сарановское хромитовое месторождение. Тр. Научно-иссл. инст. геол. и мин. сырья, вып. 2. Свердловск. 1938.
- Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале). Сб. «Хромиты СССР», т. I. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Кашин С. А. и Федоров В. Л. Хабаровинский ультраосновной массив и его хромитовые месторождения. Сб. «Хромиты СССР», т. 2. Изд. Акад. Наук, 1940.
- Кротов Б. П. Ближайшие задачи изучения месторождений хромистого железняка Союза. 1932.
- Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936.
- Либрович Л. С. Геологическое исследование в Алапаевском районе на восточном склоне Урала. Изв. Геол. ком., 1925.
- Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитовосность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Сб. «Хромиты СССР», т. 2. Изд. Акад. Наук, 1940.
- Малышев И. И. К вопросу о генетическом сходстве титано-магнетитовых и хромитовых месторождений западного склона Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1936, № 4, 585—610.
- Мишарев Д. М. Дуниты Васильево-Шайтанской дачи на Урале. Зап. Горн. инст., 1913, 5, вып. 1.
- Павлов Н. В. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов Южно-Уральских месторождений в связи с составом вмещающих пород. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 41, сер. рудн. месторожд., № 5.
- Падалка Г. А. Змеевикозная зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 50.
- Падалка Г. А. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография Урала, т. I. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Соколов Г. А. Геолого-химические исследования хромитовосного массива Южного Крака. Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук, 1937.
- Соколов Г. А. Хромшпинелиды ультраосновных комплексов (основные черты химического состава и их классификация). Сб. посвящен. акад. Д. С. Белякину к 70-летию со дня рождения. Изд. Акад. Наук, 1946.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1948, вып. 97, сер. рудн. месторожд., № 12.
- Соколов Г. А., Вахрамеев С. А., Кашин С. А. и Синдеева Н. Д. Геохимические исследования на горе Верблюжьей. Тр. СОПС Акад. Наук, сер. урал., 1936, вып. 5.
- Татаринов П. М. Южно-Кемпирсайские месторождения хромитового железняка — новая сырьевая база для ферросплавов. «Разведка недр», 1939, № 7.
- Татаринов П. М. 1. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Изд. Акад. Наук, М.— Л., 1940.
- Татаринов П. М. 2. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Среднем Урале и ее месторождения хромистого железняка. М.— Л., Госгеоллиздат, 1940.

- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевский массив ультраосновных пород и связанные с ним месторождения хромистого железняка. «Сов. геология», 1938, 8. № 7.
- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Тр. Центр. всесоюзн. научно-иссл. геол.-разв. инст., 1940, вып. 120.
- Токарев И. Ф. Дунито-пироксенитовый массив Уктусских гор. Зап. Урал. общ. любит. естествозн., 1922, 38, вып. 1.
- Ульянов Д. Г., Грицаенко Г. С. и др. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. Тр. Всесоюзн. инст. мин. сырья, 1937.
- Хромистые железняки; марганцевые руды. Минеральные ресурсы СССР. Сводка запасов на 1 января 1936 г., вып. 2. 1936.
- Шахов Ф. П. Материалы по геологии Таналыко-Баймакского района на Южном Урале. Изв. Сиб. техн. инст., 1926, 49.
- Barth T. F. W. a. Posnjak E. Spinel structures: with and without variate atom equipoise. Zs. Krist., 1932, 82, 325.
- Bragg W. Crystalline state. London, 1933.
- Bragg W. Recent crystallography. «Nature», 1937, No 3525, 865—886.
- Sampson E. Magmatic chromite deposits in Southern Africa. Econ. Geol., 1932, 27, No 2.
- Sampson E. Chromite Deposits. Ore Deposits as related to Structural Features. New Jersey, 1942.
- Stevens R. E. The composition of some chromites of the Western Hemisphere. Amer. Min., 1944, 29, No 1 a. 2.
- Thayer T. P. Preliminary Chemical Correlation of Chromite with the Containing Rocks. Econ. Geol., 1946, 41, No 3.
- Winchell A. N. The spinel group. Amer. Min., 1941, 26, 424.

п-30155

- Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Труды КЕПС Акад. Наук, т. 4, Л., 1925.
- Гассель О. Кристаллохимия. Химиздат, 1936.
- Гинзбург И. И., Савельев И. И., Корин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. I. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1946, вып. 80.
- Горностаев Н. Н. Геологические исследования в Полтавском районе Урала Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933.
- Делл Р. С. Изверженные породы и глубины земли. Перев. с англ. Л., ОНТИ, 1936.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932.
- Заварицкий А. Н. Магматические и метаморфические породы Урала. Геологическая карта Урала. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. 1939.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1941, № 3, 36—111.
- Зимин И. А. Сарановское хромитовое месторождение. Тр. Научно-иссл. инст. геол. и мин. сырья, вып. 2. Свердловск. 1938.
- Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале). Сб. «Хромиты СССР», т. I. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Кашин С. А. и Федоров В. Л. Хабаровинский ультраосновной массив и его хромитовые месторождения. Сб. «Хромиты СССР», т. 2. Изд. Акад. Наук, 1940.
- Кротов Б. П. Ближайшие задачи изучения месторождений хромистого железняка Союза. 1932.
- Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936.
- Либрович Л. С. Геологическое исследование в Алапаевском районе на восточном склоне Урала. Изв. Геол. ком., 1925.
- Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитовосность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Сб. «Хромиты СССР», т. 2. Изд. Акад. Наук, 1940.
- Малышев И. И. К вопросу о генетическом сходстве титано-магнетитовых и хромитовых месторождений западного склона Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1936, № 4, 585—610.
- Мишарев Д. М. Дуниты Васильево-Шайтанской дачи на Урале. Зап. Горн. инст., 1913, 5, вып. 1.
- Павлов Н. В. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов Южно-Уральских месторождений в связи с составом вмещающих пород. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 41, сер. рудн. месторожд., № 5.
- Падалка Г. А. Змеевикозная зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 50.
- Падалка Г. А. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография Урала, т. I. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Соколов Г. А. Геолого-химические исследования хромитовосного массива Южного Крака. Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук, 1937.
- Соколов Г. А. Хромшпинелиды ультраосновных комплексов (основные черты химического состава и их классификация). Сб. посвящен. акад. Д. С. Белякину к 70-летию со дня рождения. Изд. Акад. Наук, 1946.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1948, вып. 97, сер. рудн. месторожд., № 12.
- Соколов Г. А., Вахрамеев С. А., Кашин С. А. и Синдеева Н. Д. Геохимические исследования на горе Верблюжьей. Тр. СОПС Акад. Наук, сер. урал., 1936, вып. 5.
- Татаринов П. М. Южно-Кемпирсайские месторождения хромитового железняка — новая сырьевая база для ферросплавов. «Разведка недр», 1939, № 7.
- Татаринов П. М. 1. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Татаринов П. М. 2. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Среднем Урале и ее месторождения хромистого железняка. М.—Л., Госгеоллиздат, 1940.

- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевский массив ультраосновных пород и связанные с ним месторождения хромистого железняка. «Сов. геология», 1938, 8. № 7.
- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Тр. Центр. всесоюзн. научно-иссл. геол.-разв. инст., 1940, вып. 120.
- Токарев И. Ф. Дунито-пироксенитовый массив Уктусских гор. Зап. Урал. общ. любит. естествозн., 1922, 38, вып. 1.
- Ульянов Д. Г., Грицаенко Г. С. и др. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. Тр. Всесоюзн. инст. мин. сырья, 1937.
- Хромистые железняки; марганцевые руды. Минеральные ресурсы СССР. Сводка запасов на 1 января 1936 г., вып. 2. 1936.
- Шахов Ф. П. Материалы по геологии Таналыко-Баймакского района на Южном Урале. Изв. Сиб. техн. инст., 1926, 49.
- Barth T. F. W. a. Posnjak E. Spinel structures: with and without variate atom equipoise. Zs. Krist., 1932, 82, 325.
- Bragg W. Crystalline state. London, 1933.
- Bragg W. Recent crystallography. «Nature», 1937, No 3525, 865—886.
- Sampson E. Magmatic chromite deposits in Southern Africa. Econ. Geol., 1932, 27, No 2.
- Sampson E. Chromite Deposits. Ore Deposits as related to Structural Features. New Jersey, 1942.
- Stevens R. E. The composition of some chromites of the Western Hemisphere. Amer. Min., 1944, 29, No 1 a. 2.
- Thayer T. P. Preliminary Chemical Correlation of Chromite with the Containing Rocks. Econ. Geol., 1946, 41, No 3.
- Winchell A. N. The spinel group. Amer. Min., 1941, 26, 424.

n-30155

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	1
I. О химическом составе природных хромшпинелидов (общая характеристика химического состава и изоморфизм природных хромшпинелидов) . .	2
II. Обзор петрографического состава ультраосновных массивов Урала . . .	17
Первичный петрографический состав ультраосновных массивов Урала (группы массивов по первичному петрографическому составу)	17
III. Химический состав пород ультраосновных массивов Урала	23
IV. Акцессорные хромшпинелиды и сравнение их с рудообразующими . . .	36
1. Состав акцессорных хромшпинелидов	36
2. Структурные взаимоотношения акцессорных хромшпинелидов с первичными силикатами ультраосновных пород	40
3. Сопоставление химических составов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов некоторых месторождений Урала	41
V. Вариации химического состава рудообразующих хромшпинелидов в зависимости от условий нахождения рудных тел в массивах	46
1. Вариации состава рудообразующих хромшпинелидов в пределах одного или нескольких близлежащих рудных тел	47
2. Вариации составов рудообразующих хромшпинелидов в пределах одного массива	50
3. Общее сравнение составов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений различных массивов	52
VI. Корреляция рудообразующих хромшпинелидов и ультраосновных пород по химическому составу	60
VII. Возможное объяснение вариаций состава хромшпинелидов в связи с особенностями состава пород хромитоносных интрузивов	69
Выводы и заключение	80
Литература	85

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства В. С. Шейнман. Технич. редактор И. И. Карпов. Корректор Н. Н. Певцова
РИСО АН СССР — 3187. А—02607. Издат. — 1713. Тип. заказ — 1359. Подп. к печ. 4/II 1949 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 5,5+3 вклейки. Уч.-изд. л. 8,4.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10