

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Вып. 97. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 12). 1948

Г. А. СОКОЛОВ

**ХРОМИТЫ УРАЛА, ИХ СОСТАВ, УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Г. А. СОКОЛОВ

**ХРОМИТЫ УРАЛА, ИХ СОСТАВ, УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ****ВВЕДЕНИЕ**

Главнейшей задачей изучения хромитовых месторождений, как и всяких других, является выяснение конкретных геологических условий, в которых появляются эти месторождения, и освещение процессов, приводящих к образованию рудных тел той или иной формы, размеров, с тем или иным строением рудных агрегатов, с теми или иными особенностями химико-минералогического состава руд.

Практическое значение и необходимость подобных исследований для повышения эффективности поисков и разведок — очевидно. Для хромитовых месторождений это получило прекрасное подтверждение в итогах предвоенных работ по изысканию хромитовых ресурсов в СССР. Открытие и разведка Кемпирсайских месторождений, доразведка Сарановского, Верблюжьего, Алапаевских и других месторождений, исполнявшиеся при широкой научной помощи со стороны исследователей, выдвинули Советский Союз на одно из первых мест в мире по запасам хромитов различного состава. Промышленность Советского Союза и экспорт сейчас полностью и надолго обеспечены разведанными запасами хромитов. Однако остается необходимость поисков хромитовых месторождений за пределами тех регионов, к которым экономически тяготеют действующие рудники. Помимо того, данные исследовательских работ по хромитам в известной мере необходимы для рационального направления интенсивно ведущихся промышленных разведок в районах действующих хромитовых рудников, а также при решении вновь возникающих вопросов применения и технологии хромитов.

Таким образом, несмотря на достигнутое вполне благоприятное положение с выявленными ресурсами хромитов, исследовательские работы по хромитам, хотя и не являются в данный момент первоочередными, но все же не потеряли своей актуальности.

В предлагаемой читателю работе делается попытка рассмотреть главным образом ту часть проблемы генезиса хромитовых месторождений, которая касается геолого-петрографических условий и механизма образования хромитовых концентраций при кристаллизации основной магмы — единственного, как известно, источника промышленных хромитов. Многими предыдущими исследованиями с несомненностью установлено, что промышленные хромитовые месторождения относятся к классу магматических, образовавшихся в процессе кристаллизации ультраосновных магм.

Одним из главных вопросов теории образований хромитовых месторождений является выяснение физико-химических процессов и условий среды, приводящих к образованию скоплений хромитовых руд из магмы, где среднее содержание Cr_2O_3 не превышает 0.3 — 0.5%.

Ближе всего на этот вопрос отвечает гипотеза академика А. Н. Заварицкого, детализированная членом-корр. АН СССР А. Г. Бетехтиным (стр. 81—82). Вместе с тем, остается, конечно, широкое поле для дальнейшего выяснения как механизма, так и условий кристаллизации и концентрации хромитов.

Последнее может быть достигнуто изучением различных, реально наблюдаемых в природе фактов и отношений: петрографического состава хромитоносных интрузивов и взаимоотношений между слагающими их разновидностями ультраосновных и основных пород; формы рудных тел, их взаимоотношений с непосредственно вмещающими породами; строения рудных агрегатов; химизма и минералогического состава руд и проч.

Особое значение приобретает при этом изучение рудных структур и текстур, которые являются своего рода иероглифами, позволяющими в известной мере уяснить механические и физико-химические условия формирования рудных обособлений. Попытке расшифровать эти «иероглифы» и посвящена как раз основная часть данной работы. Этой задаче благоприятствовало то обстоятельство, что автору удалось ознакомиться с месторождениями во многих ультраосновных массивах Урала, различных по форме, петрографическому составу, внутренней структуре и геологической позиции. Собранная при этом обширная коллекция рудных штуфов обнаружила большое разнообразие структурных и текстурных особенностей.

Основной, III главе своей работы автор счел необходимым предположить краткую характеристику химико-минералогического состава хромитовых руд Урала (глава I) и краткую же характеристику связи хромитовых месторождений Урала с различными петрографическими фациями хромитоносных массивов (глава II), без чего читателю было бы трудно ориентироваться в материалах III главы и результирующей IV главы.

Глава I основана на изучении литературных данных и обширных материалов опробования, извлеченных из отчетов разведочных партий. В значительной мере были использованы также материалы автора и сотрудников руководившей им Хромитовой группы Института геологических наук АН СССР. Лично автору принадлежат предлагаемые классификации хромшпинелидов и хромитовых руд по их химическому составу.

При составлении II главы использованы, в основном, результаты пятилетних работ Хромитовой группы ИГН, производившихся под руководством автора; в них принимали участие, кроме автора: С. А. Кашин, В. П. Логинов, Н. В. Павлов, В. Л. Федоров и А. А. Филимонова. Соответствующие материалы частью опубликованы, частью изложены в рукописных отчетах.

В последней, IV главе работы делается попытка обновить и развить существующие классификации типов хромитовых месторождений на основе выводов об условиях кристаллизации хромитов и характеристики отношений рудных тел к петрографическим фациям хромитоносных массивов. Те же исходные данные послужили для краткого рассмотрения закономерностей распространения хромитовых месторождений в ультраосновных интрузивах уральского типа. Изложение этих закономерностей и вытекающих из них положений для прогноза хромитовых месторождений дано во второй половине IV главы.

Автор намеренно не останавливался на эпимагматических проявлениях в хромитовых месторождениях. Пневматолито-гидротермальные процессы не создают хромитовых обособлений, а лишь метаморфизуют образовавшиеся в магматические этапы рудные тела. Появляющиеся при этом новые черты месторождений (хлоритизация и серпентинизация первичных силикатов, метаморфизм хромшпинелидов, образование экзоконтактовых оторочек, секущие жилки постмагматических минералов и проч.) в подавляющем числе случаев легко отличаются от первичных черт месторождений, сформировавшихся при образовании рудного обособления в магматические, в особенности гистеромагматические этапы.

Равным образом не было необходимости останавливаться и на вторичных тектонических нарушениях рудных тел, т. е. на вопросе, имеющем, вообще говоря, весьма важное значение для практики. И гидротермальные процессы, и вторичная тектоника хромитовых месторождений освещены в ряде недавних работ советских исследователей. Материалы же автора не дают оснований для новых заключений по этим вопросам.

В заключение автор считает своим долгом выразить искреннюю признательность своим товарищам по Хромитовой группе ИГН АН СССР — С. А. Кашину, В. П. Логинову, Н. В. Павлову и А. А. Филимоновой, многолетняя и дружная совместная работа с которыми по изучению хромитоносности Урала являлась основным источником первичных материалов для настоящего исследования и постоянным средством оценки выводов и заключений.

Следует также отметить, что работы академика А. Н. Заварицкого и А. Г. Бетехтина по генезису хромитов весьма облегчали дальнейшее освещение вопросов формирования хромитовых обособлений.

Автор глубоко благодарен академику В. А. Обручеву и проф. Д. П. Григорьеву, взявшим на себя труд прочесть настоящую работу в рукописи и сделавшим свои замечания. Ряд ценных советов и замечаний дал автору академик Д. С. Белянкин, которому, как своему учителю со студенческой скамьи, автор выражает особую признательность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ХРОМИТОВЫХ РУД УРАЛА

Как сказано во введении, основная тема настоящей работы — это вопрос об условиях и процессах кристаллизации хромитовых руд при первоначальном образовании рудных тел. В связи с этим главным вниманием при рассмотрении химико-минералогического состава хромитовых руд было нами уделено их первичным магматическим минералам, в особенности рудным минералам — хромшпинелидам.

Постмагматические минералы — пироксены, амфиболы, гранат, везувиан, серпентины, хлориты и др. — имеют для данного исследования значение лишь в той мере, в какой они помогают определению относительного времени рудообразования при кристаллизации ультраосновной магмы, а также дают указания на некоторые стороны химизма рудоносных расплавов. Характеристика этих минералов будет даваться в тексте по мере необходимости.

Хромшпинелиды и их классификация

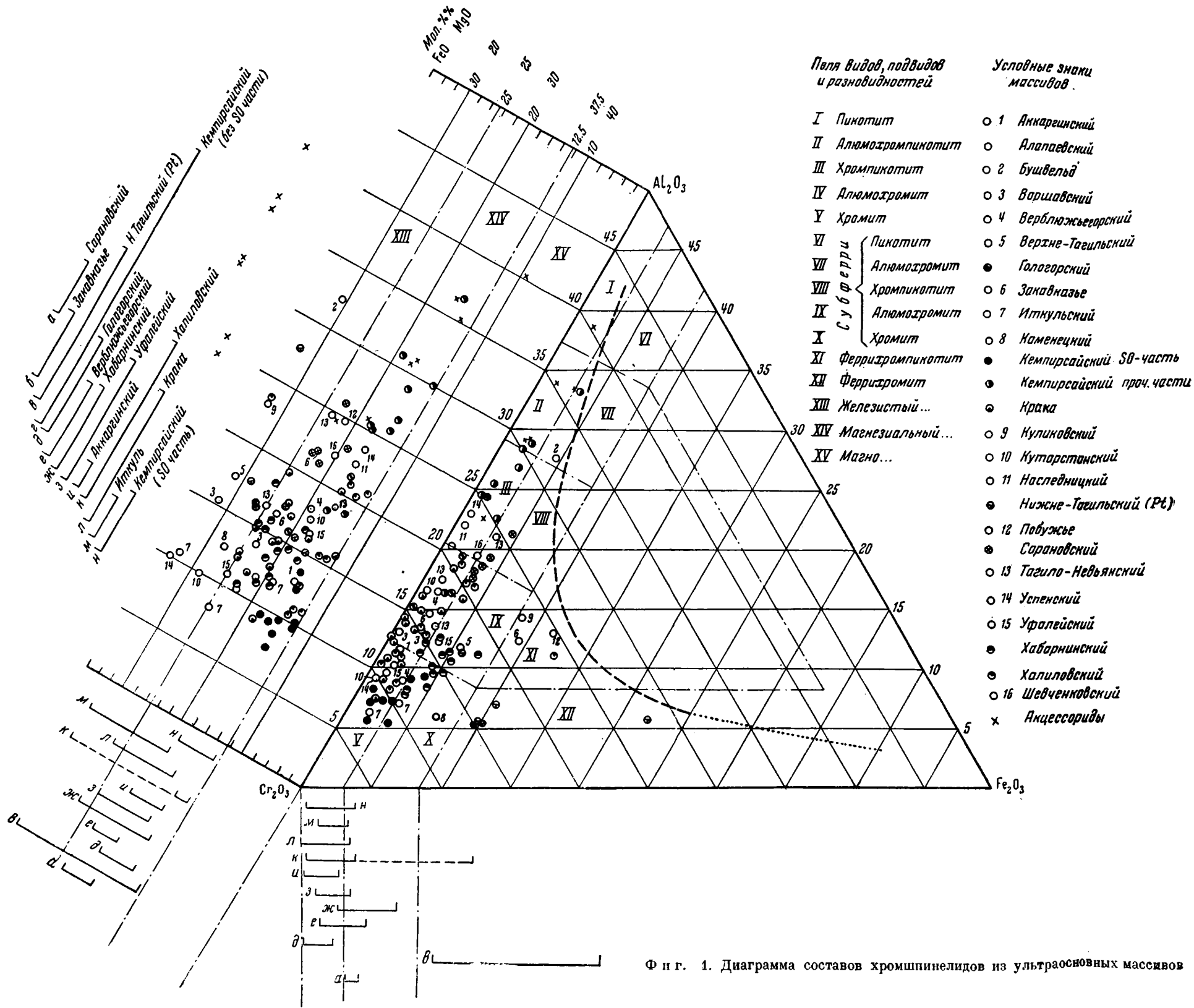
Хромшпинелиды обладают переменным составом, так как относительные количества входящих в их состав окислов двух- и трехвалентных металлов меняются, будучи связаны отношениями изоморфизма. Весьма важно, конечно, выяснить ограничения изоморфизма в этой важнейшей

для нас группе минералов, проявляющиеся в природных условиях. Автор воспользовался для этой цели графическим методом. Так как общая эмпирическая формула хромшпинелидов имеет вид $RO : R_2O_3$, то любой хромшпинелид состоит из 50% (мол.) окислов двухвалентных элементов и 50% (мол.) окислов трехвалентных элементов. Поэтому мы можем, в сущности, независимо изображать графически вариации содержания тех и других. При этом по трехвалентным элементам мы имеем как бы трехкомпонентную систему (Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3); отсюда — возможность пользоваться треугольником. По окислам двухвалентных элементов система сложнее, поскольку в составе хромшпинелидов могут участвовать MgO , FeO , ZnO , MnO , NiO и др. Однако содержание трех последних окислов, по имеющимся данным, весьма невелико; объединяя MnO и ZnO с FeO , а NiO с MgO , можно считать по окислам двухвалентных элементов нашу систему как бы двухкомпонентной. Отсюда — возможность изображать ее состав в части окислов двухвалентных элементов с помощью отрезка прямой линии.

Напомним, что на диаграмме Симпсона (Simpson, 1920), детализированной затем Вахромеевым (1935), компонентами являются условные молекулярные группировки: 1) $FeO \cdot Al_2O_3$, 2) $FeO \cdot Cr_2O_3$, 3) $MgO \cdot Al_2O_3$ и 4) $MgO \cdot Cr_2O_3$. Значительным дефектом такой диаграммы является отсутствие среди принимаемых во внимание окислов Fe_2O_3 , на что в свое время указал Дельтер (Doelter, 1927).

В треугольной барицентрической диаграмме, предложенной для хромшпинелидов Бетехтиным (Бетехтин и Кашин, 1937), Fe_2O_3 уже принято во внимание, и, таким образом, составы хромшпинелидов находят на диаграмме свое полное отражение. Однако Бетехтин пользуется условными молекулярными группировками, хотя и более рациональными, чем Симпсон: 1) $MgO \cdot Al_2O_3$, 2) $MgO \cdot Cr_2O_3$, 3) $FeO \cdot Cr_2O_3$ и 4) $FeO \cdot Fe_2O_3$. Поэтому из диаграммы нельзя непосредственно узнать содержание отдельного окисла; кроме того, каждый из окислов MgO , FeO и Cr_2O_3 участвует в двух условных молекулах, чем также затрудняется сравнение составов. Введение в диаграмму условных молекулярных группировок представляется нежелательным также и потому, что среди исследователей, занимавшихся вопросами классификации хромшпинелидов, нет согласия в том, какие именно условные молекулы следует принять. В добавление к приведенным предложениям Симпсона и Бетехтина укажем, что, например, Зимин предлагал рассчитывать составы хромшпинелидов на такие молекулы: $MgCr_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $FeFe_2O_4$ и $FeCr_2O_4$. При пользовании в качестве компонентов окислами все указанные затруднения и условности отпадают.

В одной из предыдущих работ (1940) автор предложил пользоваться для изображения составов хромшпинелидов треугольником Озанна. В вершинах треугольника расположены окислы трехвалентных элементов (Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3); содержание окислов двухвалентных элементов откладывается на векторе, проводимом в некотором избранном направлении из фигуративной точки, полученной внутри треугольника или на его стороне, на основе цифр содержания полуторных окислов. В настоящее время автор предлагает наносить вектор окислов двухвалентных элементов следующим образом (фиг. 1). Фигуративная точка переносится на сторону $Cr_2O_3 - Al_2O_3$ по линии равного содержания Cr_2O_3 (т. е. параллельно той стороне треугольника, которая противолежит вершине Cr_2O_3). Из точки пересечения этой линии со стороной треугольника $Cr_2O_3 - Al_2O_3$ восстанавливается перпендикуляр, на котором в заранее избранном масштабе откладывается содержание FeO в молекулярных процентах.



Ф и г. 1. Диаграмма составов хромшпинелидов из ультраосновных массивов

Если бы понадобилось показать содержание таких окислов, как MnO , ZnO , NiO и др., то их удобно было бы откладывать вниз от противоположного конца перпендикуляра, отвечающего 50% (мол.). Вся прочая часть перпендикуляра указывает содержание MgO . Поле точек FeO мы в дальнейшем будем называть левым полем диаграммы.

При таком способе графического изображения составов хромшпинелидов весьма удобно производить графически же сравнения и сопоставления всех нанесенных составов или их определенных серий как по каждому отдельному окислу, так и по группам окислов двухвалентных и трехвалентных элементов. Это имеет весьма важное значение при изучении закономерностей вариаций химического состава хромшпинелидов.

Способ нанесения анализов на диаграмму заключается в следующем. Анализ¹ рассчитывается обычным путем на чистое хромшпинелидовое вещество; затем находятся для каждого окисла молекулярные количества и выравниваются суммы окислов R_2O_3 и RO , для чего одна треть разницы молекулярных количеств $R_2O_3 - RO$ вычитается из молекулярного количества R_2O_3 , а две трети той же разницы прибавляются к молекулярному количеству FeO . Исправленные молекулярные количества пересчитываются на молекулярные проценты. При этом сумма молекулярных процентов R_2O_3 , так же как и RO , равна точно 50%. По содержанию окислов трехвалентных элементов находят фигуративную точку внутри треугольника, сносят ее на сторону $Cr_2O_3 - Al_2O_3$ по линии, параллельной стороне $Al_2O_3 - Fe_2O_3$, и по цифре FeO находят соответствующую точку на левом поле диаграммы. Полученные две точки и определяют состав хромшпинелида.

На предлагаемую нами диаграмму мы нанесли данные по 140 анализам хромшпинелидов из месторождений Советского Союза в ультраосновных массивах. Из многочисленных полных анализов хромитовых руд или рудных концентратов выбирались только такие, где: а) был известен минералогический состав нерудной части и содержание кремнекислоты не превышало 3.5%, благодаря чему можно было без большой погрешности исключить из анализа, путем соответствующего пересчета, окислы, входящие в состав силикатов и других нерудных минералов, сопровождавших хромшпинелиды в анализированной пробе; б) отношение $R_2O_3 : RO$ после исключения нерудных минералов не превышало 1.2, т. е. метаморфизм хромшпинелидов не был значительным и можно было без большой погрешности исключить его влияние путем перевода части Fe_2O_3 в FeO , доводя указанное отношение до 1.²

Просмотр опубликованных полных анализов хромшпинелидов иностранных месторождений показал, что они вполне соответствуют составам хромшпинелидов из тех или иных месторождений Советского Союза. Лишь рудообразующий хромшпинелид Трансваальских месторождений отличается резко повышенной железистостью и глиноземистостью. Типичный его состав нанесен поэтому на диаграмму.

Детальное рассмотрение диаграммы составов хромшпинелидов СССР позволяет сделать весьма существенные выводы и заключения по двум интересующим нас сейчас вопросам: а) ограничения изоморфизма в группе хромшпинелидов из ультраосновных пород и хромитовых месторождений и б) рациональная классификация хромшпинелидов.

¹ Требования к анализам — см. следующий абзац.

² Значительную часть работы по извлечению анализов из работ и отчетов и по их пересчету проделал Н. В. Павлов для своей диссертационной темы. Автор весьма признателен ему за разрешение воспользоваться этими данными.

Ограничения изоморфизма в группе акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов.

Если на нашей диаграмме (фиг. 1) провести внутри треугольника линию, ограничивающую поле точек хромшпинелидов, то она выделит лишь сравнительно небольшую часть площади треугольника, тяготеющую к сторонам Al_2O_3 — Cr_2O_3 и Cr_2O_3 — Fe_2O_3 . Таким образом, изоморфизм в минералах группы хромшпинелидов из ультраосновных пород и хромитовых месторождений ограничен, во-первых, по Fe_2O_3 . На боковом поле диаграммы видно также ограничение составов хромшпинелидов и по содержанию окислов двухвалентных элементов.

Содержание Fe_2O_3 для большинства случаев не превышает 5% (мол.), в отдельных примерах оно повышается до 10—13%, и, как исключение, встречен хромшпинелид с 33% (мол.) Fe_2O_3 . Содержание Al_2O_3 не опускается ниже 5% (мол.), т. е. акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов, совершенно лишенных глинозема, — неизвестно. Содержание FeO в хромшпинелидах ультраосновных пород и хромитовых месторождений не опускается ниже 9—10% (мол.) и не превышает 32% (мол.). Соответственно для содержания MgO наблюдаются пределы: 13—41% (мол.). Таким образом, среди рассматриваемых хромшпинелидов отсутствуют чисто или почти чисто магнезиальные разновидности, а также разновидности, почти или совершенно не содержащие FeO .

Отмеченные в природных хромшпинелидах ограничения изоморфизма как трех-, так и двухвалентных элементов связаны, конечно, с особенностями химического состава той среды, из которой выделяются хромшпинелиды.

Ультраосновные магмы, из которых так или иначе выделяются хромшпинелиды, являются магнезиальными силикатными расплавами, в составе которых всегда участвуют в том или ином количестве окислы железа; поэтому в составе хромшпинелидов, как и силикатов, неизменно присутствуют совместно MgO и некоторые количества FeO . Роль окислов железа в магмах повышается по мере перехода от ультраосновных магм к основным. В габброидах акцессорным рудным минералом и рудообразующим минералом гистеромагматических месторождений является уже магнетит (а также ильменит). Наряду с этим, чем ближе магма (из которой образовались породы данного ультраосновного массива) по своему составу к габброидной магме, тем более заметную роль в составе хромшпинелидов играют окислы железа, в противоположность MgO . Если ультраосновные массивы, хромшпинелиды которых в большом числе отражены на нашей диаграмме, расположить по относительному распространению на их современном эрозионном срезе лерцолитов, пироксенитов и габброидов, то получим такой ряд: Кемпирсайский — Гологорский — Аккаргинский — Халиловский — Верблюжьегорский — Крака — Уфалейский — Хабарнинский — Иткульский — Нижне-Тагильский (платиноносный). Хотя истинные соотношения количества различных пород во всем объеме каждого из массивов нам неизвестны, тем не менее приведенный ряд почти точно соответствует ряду массивов по возрастанию максимального содержания окислов железа в хромшпинелидах (см. диаграмму фиг. 1).³ В полном согласии с предыдущим выводом, в Бушвельдском массиве, где роль пород габброидной магмы весьма значительна и где, в отличие от Урала, представлена гортонолитовая формация ультрабазитов, хромшпинелиды характеризуются весьма высоким содержанием Fe_2O_3 . Для хромшпинелидов Побужья, где преобладают габброидные комагматы, мы также видим весьма высокое содержание Fe_2O_3 .

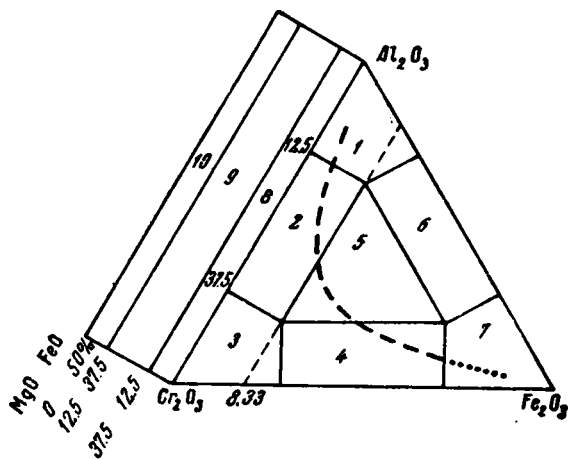
³ Сарановский массив мы исключили из сопоставления, так как первичная порода слагающих его перидотитов неясна.

Выше мы говорили только о максимальном содержании в хромшпинелидах окислов железа. Между тем проблема зависимости состава хромшпинелидов от химизма среды, из которой они выделялись, как показывает диаграмма, значительно сложнее. Мы ограничимся здесь только вышеприведенным заключением, поскольку более полное рассмотрение вопроса составляет предмет специального исследования.⁴

К л а с с и ф и к а ц и я х р о м ш п и н е л и д о в.

Наиболее строгая и последовательная классификация минералов группы шпинели предложена Болдыревым. Принципы ее изложены в «Курсе описательной минералогии» (вып. III, 1935) и повторены в отношении хромшпинелидов Бетехтиным (Бетехтин и Кашин, 1937). Пользуясь предлагаемой нами диаграммой, чрезвычайно легко указать графически место каждого минерального вида.

Проведя внутри основного треугольника линии, отвечающие содержанию 8.33% (мол.)⁵ каждого из трех окислов Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , мы получим семь полей, соответствующих минеральным видам по названным окислам (фиг. 2). Ограниченность изоморфизма трехвалентных элементов в составе хромшпинелидов из ультраосновных пород и хромитовых месторождений позволяет не принимать во внимание два поля: а) тяготеющее к вершине Fe_2O_3 и б) расположенное вдоль стороны $Al_2O_3 - Fe_2O_3$. Остающиеся пять полей соответствуют следующим минеральным видам (пока учитывая только окислы трехвалентных элементов, входящие в формулу минерала):



Ф и г. 2. Поля видов хромшпинелидов на треугольной диаграмме

- Cr_2O_3 хромит (поле 3)
- Al_2O_3 пикотит (поле 1)
- $Cr_2O_3 - Al_2O_3$ хромпикотит (поле 2)
- $Cr_2O_3 - Fe_2O_3$ феррихромит (поле 4)
- $Cr_2O_3 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$ феррихромпикотит (поле 5)

Принимая во внимание двухвалентные элементы, мы должны будем провести на боковом поле диаграммы линии содержания 12.5% (50 : 4) FeO и MgO . Этими двумя линиями выделяются три поля составов хромшпинелидов. В формулу входят только MgO — «магно» (поле 8); только FeO — «ферро» (поле 10); в формулу входят и MgO и FeO (поле 9); для последних видов, как нам кажется, целесообразно не вводить никакого дополнительного наименования. В результате получим следующие 15 видов:

- Феррохромит, хромит, магнохромит
- Феррохромпикотит, хромпикотит, магнохромпикотит
- Ферропикотит, пикотит, магнопикотит
- Ферроферрихромит, феррихромит, магноферрихромит
- Ферроферрихромпикотит, феррихромпикотит, магноферрихромпикотит

⁴ В частности, это является темой законченной в 1946 г. работы Н. В. Павлова.

⁵ 8.33=50/6; этой цифрой выражается условие вхождения одного из трех компонентов в формулу минерального вида (Болдырев, 1935).

Как показывает диаграмма (фиг. 1), виды, начинающиеся с приставки «ферро», не имеют своих представителей в числе использованных анализов, поэтому практически число видов уменьшится до десяти. Все же группу «ферро» необходимо оставить в системе, так как единичные анализы, приведенные у Дельтера, попадают в эту группу. Мы не привели их на диаграмме из-за трудностей расчета этих анализов на чистое хромшпинелидовое вещество.

Только что приведенные названия видов как будто строго отвечают системе и принципу, положенному Болдыревым в разделение видов по компонентам. Между названиями видов, даваемыми Болдыревым (и принятыми Бетехтиным) и приведенными, есть некоторые расхождения. Названные исследователи употребляют приставку «магно» для двухкомпонентных по MgO и FeO видов, что представляется автору противоречащим системе,⁶ тем более, что в другом случае Болдырев, следуя системе, правильно назвал магноферритом минерал $MgFe_2O_4$.

Основные новые предложения автора в отношении наименования видов хромшпинелидов следующие: а) называть хромитом минерал с формулой $(Mg, Fe)Cr_2O_4$, а не $FeCr_2O_4$, как это было принято до сих пор; б) последовательно употреблять приставки «магно» и «ферро». Для удобства читателей сопоставим в таблице номенклатуру видов хромшпинелидов, предложенную Болдыревым (строки «Б»), и нашу (строки «С») (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Номенклатура видов хромшпинелидов по Болдыреву
(строки «Б») и Соколову (строки «С»)

		Mg	Fe ^{..}	MgFe ^{..}
Al	Б С	Шпинель Магнопикотит ⁷	Герцинит Ферропикотит	Плеонаст Пикотит ⁷
Cr	Б С	x ⁸ Магнохромит	Хромит Феррохромит	Магнохромит Хромит
AlCr	Б С	Хромшпинель Магнохромпикотит	Алюмохромит Феррохромпикотит	Хромпикотит Хромпикотит
Fe ^{..} Cr	Б С	x Магноферрихромит	x Ферроферрихромит	Магноферрихромит Феррихромит
AlFe ^{..} Cr	Б С	Феррихромшпинель Магноферрихром- пикотит	x Ферроферрихром- пикотит	Феррихромпикотит Феррихромпикотит

Придание названию «хромит» несколько особого содержания не повлечет за собой путаницы, так как в минералогической литературе не было точно установленных рамок для содержания отдельных окислов в этом

⁶ Принимая для минерала $FeCr_2O_4$ укоренившееся название «хромит», неизбежно, конечно, пришлось минерал $(Mg, Fe)Cr_2O_4$ назвать «магнохромитом»; тогда как по логике системы магнохромитом следовало назвать минерал $MgCr_2O_4$. Болдырев оставляет последний вид без названия.

⁷ Пикотитом называется хромсодержащий плеонаст; таким образом, в систематике хромшпинелидов правильнее употреблять вместо названия плеонаст — пикотит, а вместо шпинели — магнопикотит.

⁸ Знак x означает, что Болдырев данному виду названия не дал.

минерале. Упоминалось обычно, что формула хромита — FeCr_2O_4 , но что часть Fe может замещаться магнием, а часть Cr — алюминием.

Предлагаемые видовые названия хромшпинелидов в ряде случаев совпадают или весьма близко стоят с уже предлагавшимися отдельными исследователями названиями и, таким образом, не являются чуждыми минералогам. Так, Хинтце (Hintze, 1933) минерал с формулой FeCr_2O_4 называет так же, как и мы, — феррохромитом, а минерал MgCr_2O_4 , весьма близко к нашему названию, — магнизохромитом. Дилакторский (1939) считает рациональным названием для минерала MgCr_2O_4 магнохромит; Дельтер (Dealter, 1927) предлагает видовые названия: феррохромит, магнизохромит.

Уже после окончания настоящей работы появилась статья Стивенса (Stevens, 1944) о составе хромитов Западного полушария. Этот автор также использовал треугольник Озанна для нанесения составов хромшпинелидов по трехвалентным элементам. Расположение точек собственно хромшпинелидов на треугольнике Стивенса не выходит за пределы, показанные на нашей диаграмме. Стивенс, взамен молекулярных количеств окислов, использовал среднее число атомов данного элемента в элементарной ячейке хромшпинелидов. Однако сути дела это не меняет, так как отношения молекулярных количеств окислов в хромшпинелиде равны отношениям чисел атомов соответствующих элементов.

Существенно для нас в данный момент то, что Стивенс, так же, как и мы, называет хромшпинелид состава $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$ с некоторой изоморфной примесью Al и Fe — именно хромитом, выделяя подвиды алюмохромит (Aluminian chromite) и феррихромит (Ferrian chromite).

Предложение Стивенса подтверждает своевременность как нашего основного предложения называть хромитом хромшпинелид с формулой $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$, так, следовательно, и всех вытекающих отсюда наших номенклатурных предложений.

Перечисленные выше виды хромшпинелидов с их рационализированными названиями достаточны для целей общей систематики видов группы шпинели. Однако для специальных целей изучения хромитовых месторождений и хромитовых массивов нужны более дробные подразделения хромшпинелидов, чтобы иметь возможность названиями отмечать более узкие вариации составов хромшпинелидов в конкретной обстановке данного массива или месторождения. Возникает необходимость ввести подразделения на подвиды и разновидности и придать им определенные названия, исходя из номенклатуры видов.

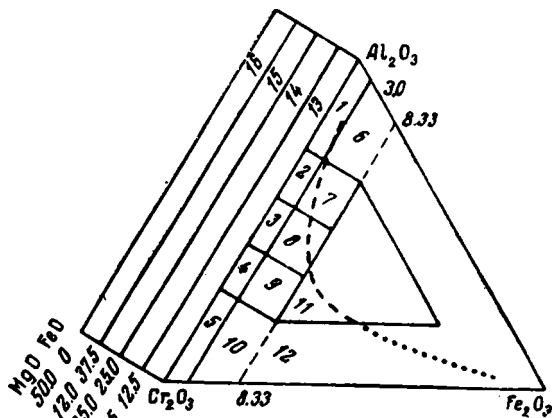
Как показывает диаграмма фиг. 1, наибольшим распространением пользуются хромшпинелиды, относящиеся к виду хромпикотита. Этот вид мы разбиваем на три подвида, деля поле хромпикотита на три равных прямоугольника (фиг. 3). В среднем прямоугольнике расположится подвид собственно хромпикотита, в прямоугольнике, что ближе к вершине Al_2O_3 , — подвид алюмохромпикотита, а в прямоугольнике, тяготеющем к вершине Cr_2O_3 , — подвид алюмохромита.* Разбивка других видов на подвиды пока не вызывается необходимостью.

Кроме установления подвидов, интерес исследователей требуют также выделения внутри некоторых видов разновидностей и их определенной номенклатуры, в особенности по содержанию закиси и окиси железа. Исходя из этого, мы разделяем каждый из видов — хромит, хромпикотит (с подвидами) и пикотит — на разновидности содержанием (до 3% мол.) Fe_2O_3 и разности с более высоким содержанием (3—8.3% мол.) Fe_2O_3 . Последнюю разновидность мы обозначаем «субферри» через дефис с названием вида или подвида. Границей между названными разновидностями на диаграмме является линия 3% (мол.) Fe_2O_3 . Кроме указанного подразделения, необходимо также выделить разновидности в видах, в формуле которых участвуют и FeO, и MgO, называя «железистыми» разновидности, в которых $\text{FeO} > \text{MgO}$, и «магнезальными» — где $\text{MgO} > \text{FeO}$. На диаграмме граница этих разновидностей соответствует линии 25% (мол.) FeO на боковом поле диаграммы.

* Логичнее был бы термин «хромохромпикотит», но он громоздок для произношения, поэтому мы употребили название, указывающее на некоторое повышение содержания Al_2O_3 по сравнению с хромитом.

В табл. 2 дана полностью предложенная нами классификация хромшпинелидов. Жирным шрифтом показаны виды и подвиды, светлым — разновидности.

Необходимо пояснить цифры левой колонки таблицы. В качестве первого критерия для установления видов и подвидов мы берем содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3$ (в мол. %). Добавляя к цифре Cr_2O_3 половину содержания Fe_2O_3 для точек, лежащих в полях треугольника с содержанием не более 8.33% Fe_2O_3 , мы как бы переносим данную точку на сторону Cr_2O_3 — Al_2O_3 треугольника. Этим самым мы остаемся в пределах того именно видового прямоугольника, в котором данная точка находится. Между



Фиг. 3. Поля видов, подвидов и разновидностей природных хромшпинелидов на треугольной диаграмме

- 1 — пикотит; 2 — алюмохромпикотит; 3 — хромпикотит; 4 — алюмохромит; 5 — хромит; 6 — субферри-пикотит; 7 — субферри-алюмохромпикотит; 8 — субферри-хромпикотит; 9 — субферри-алюмохромит; 10 — субферри-хромит; 11 — феррихромпикотит; 12 — феррихромит; 13 — магно; 14 — магнезиальный; 15 — железистый; 16 — ферро

По классификации и номенклатуре Болдырева, подавляющее число хромшпинелидов из месторождений в массивах Гологорском, Верблюжьегорском, Уфалейском, Кутарстанском, Хабарнинском и Сарановском относилось к одному типу хромшпинелида — хромпикотиту.

По нашей классификации, сарановские и хабарнинские хромшпинелиды относятся в основном к разновидности субферри-алюмохромит, а хромшпинелиды остальных из названных массивов — к подвиду алюмохромит. Название подчеркивает специфическую черту состава первых по сравнению с последними — повышенное содержание Fe_2O_3 , а также повышенное содержание хрома в обеих группах против среднего в хромпикотитах. Кроме того, основная масса анализов сарановских хромшпинелидов отвечает железистой разновидности субферри-алюмохромита, в то время как хабарнинских — магнезиальной.

По классификации Болдырева, хромшпинелиды главнейших месторождений в массивах Кемпирсайском, Кракинских и Иткульском не различались по названию, попадая в общий тип магнохромитов. По нашей классификации, кемпирсайские и некоторая часть кракинских и иткульских хромшпинелидов относятся к разновидности — магнезиальный хромит; значительная же часть иткульских и кракинских должны называться железистыми хромитами, чем опять-таки подчеркивается специфическая черта составов тех и других.

Хромшпинелид из Бушевельдского массива, по классификации Болдырева, следует назвать хромпикотитом, вследствие чего он совершенно не выделяется из большой серии уральских хромшпинелидов. Наша расширенная классификация требует отнести этот хромшпинелид к железистой разновидности субферри-алюмохромпикотиту. В этом названии отражаются уже все особенности состава бушевельдского хромшпинелида.

Вполне вероятны возражения против предлагаемых названий, вследствие кажущейся на первый взгляд сложности некоторых из них. Но, как представляется автору, усвоение таких названий не многим труднее усвоения номенклатуры видов хромшпинелидов по существующим классификациям. Исследователю неизбежно приходится

тем, если бы мы ограничились только цифрой содержания Cr_2O_3 (или Al_2O_3), то в некоторых случаях, в зависимости от значения Fe_2O_3 , точка попадала бы то в одно, то в другое видовое поле. Цифры 50.0—37.5—29.2—20.8—12.5—0 отвечают положению границ видовых и подвидовых прямоугольников на стороне Cr_2O_3 — Al_2O_3 нашей диаграммы. Они легко вычисляются по правилам, изложенным у Болдырева (1935). О значении цифры 8.33 было уже сказано.

Подчеркивая еще раз, что расширенная классификация хромшпинелидов предлагается нами лишь для специальных целей изучения хромитовых месторождений и хромитоносных массивов, покажем на нескольких примерах выгоду употребления этой классификации с точки зрения подчеркивания в самом названии особенностей химического состава, присущих рудообразующим или аксессуарным хромшпинелидам тех или иных ультраосновных массивов.

Классификация хромшпинелидов (в мол. %)

$Cr_2O_3 + \frac{1}{2} Fe_2O_3$ 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* $Fe(Cr, Al)_2O_4$	Алюмохромит (Mg, Fe) $(Cr, Al)_2O_4$ железистый магнезиальный		Магноалюмохромит* $Mg(Cr, Al)_2O_4$	
29.2—20.8		Феррохромпикотит* $Fe(Cr, Al)_2O_4$	Хромпикотит (Mg, Fe) $(Cr, Al)_2O_4$ железистый магнезиальный		Магнохромпикотит* $Mg(Cr, Al)_2O_4$	
20.8—12.5		Ферроалюмохромпикотит* $Fe(Cr, Al)_2O_4$	Алюмохромпикотит (Mg, Fe) $(Al, Cr)_2O_4$ железистый магнезиальный		Магноалюмохромпикотит* $Mg(Cr, Al)_2O_4$	
12.5—0		Ферропикотит* $FeAl_2O_4$	Пикотит (Mg, Fe) Al_2O_4 железистый магнезиальный		Магнопикотит $MgAl_2O_4$	
50.0—37.5		От 3.0 до 8.33%	Субферри-феррохромит*	Субферри-хромит железистый магнезиальный		Субферри-магнохромит*
37.5—29.2			Субферри-ферроалюмохро- мит*	Субферри-алюмохромит железистый магнезиальный		Субферри-магноалюмохро- мит*
29.2—20.8			Субферри-феррохромпико- тит*	Субферри-хромпикотит железистый магнезиальный		Субферри-магнохромпико- тит*
20.8—12.5	Субферри-ферроалюмохром- пикотит*		Субферри-алюмохромпикотит железистый магнезиальный		Субферри-магноалюмохром- пикотит*	
12.5—0	Субферри-ферропикотит*		Субферри-пикотит железистый магнезиальный		Субферри-магнопикотит*	
Al_2O_3 от 0 до 8.33 $Cr_2O_3 + \frac{1}{2} Fe_2O_3$ от 12.5 до 50.0		Ферроферрихромит* $Fe(Cr, Fe)_2O_4$	Феррихромит (Mg, Fe) $(Cr, Fe)_2O_4$		Магноферрихромит* $Mg(Cr, Fe)_2O_4$	
Al_2O_3 } каждое Cr_2O_3 } больше Fe_2O_3 } 8.33%		Ферроферрихромпикотит* $Fe(Cr, Al, Fe)_2O_4$	Феррихромпикотит (Mg, Fe) $(Cr, Fe, Al)_2O_4$		Магноферрихромпикотит $Mg(Cr, Al, Fe)_2O_4$	

* Достоверные анализы автору неизвестны.

прежде всего разобраться в самом характере колебаний составов хромшпинелидов (изоморфные отношения); поняв же их, уже не трудно запомнить и применить простые и достаточно строгие основания, из которых вытекла предлагаемая номенклатура видов, подвидов и разновидностей хромшпинелидов. К тому же, в практике изучения хромитовых месторождений названия видов «ферро» и «магно» с их разновидностями, за исключением магнопикотита, смогут понадобиться весьма редко, так как среди природных хромшпинелидов эти виды достоверно неизвестны и по сказанному ранее об ограничениях изоморфизма в группе хромшпинелидов из хромитовых месторождений и ультраосновных пород мало вероятны.

Имея это в виду, считаем полезным привести список названий из предлагаемой классификации, практически необходимых для обозначения природных хромшпинелидов.

Хромит и субферри-хромит (железистый или магнезиальный)			
Алюмохромит и субферри-алюмохромит	»	»	»
Хромпикотит и субферри-хромпикотит	»	»	»
Алюмохромпикотит и субферри-алюмохромпикотит	»	»	»
Пикотит и субферри-пикотит	»	»	»
Магнопикотит	»	»	»
Феррихромит	»	»	»
Феррихромпикотит	»	»	»

Думается, что такое число названий и их характер уже не смогут вызвать нареканий на обилие и сложность, выгоды же их для исследователей в области хромитовых месторождений очевидны.

Автор имел случай исследовать зависимость между химическим составом и окраской хромшпинелидов в тонких шлифах (Соколов, 1940). Полученные кривые пропускания для различных по составу хромшпинелидов показали, что хромшпинелидам свойственно поглощать то более, то менее широкие интервалы волн, и, таким образом, окраски их в проходящем свете являются по своей природе дополнительными к спектру поглощения типа А, приведенного в работе академика А. Е. Ферсмана (1936).

Низкохромистые высокоглиноземистые хромшпинелиды окрашены в нормальных шлифах 0.03 мм толщиной в светлые буровато-зеленые тона, им отвечает наименьшая ширина полосы поглощения; с увеличением относительного содержания хрома полоса поглощения расширяется, окраска переходит в оранжево-бурые и красно-бурые тона. При увеличении содержания Fe_2O_3 , с чем, как было видно из диаграммы фиг. 1, связано обязательное присутствие FeO в количествах не менее 12.5 % (мол.), поглощение световых волн резко возрастает, окраски переходят в область бурых и коричневых тонов и к полной непрозрачности.

Только что изложенная общая зависимость между окраской хромшпинелидов и их химическим составом делает возможным приблизительное определение типа хромшпинелида под микроскопом по его окраске в тонком (0.03 мм) шлифе, согласно табл. 3.

Не следует смешивать феррихромиты и феррихромпикотиты с также непросвечивающими метаморфизованными хромшпинелидами, состав которых не укладывается в стехиометрические формулы неизменных хромшпинелидов. Различить их можно, опираясь на микроструктурные особенности участков или целых рудных зерен, захваченных метаморфизмом [Кашин, 1937; Логинов и др., 1940; Луйк, 1940; Фишер (Fisher, 1929)].

О нерудных минералах хромитовых руд Урала

Рассмотрев виды хромшпинелидов, входящих в состав хромитовых руд, обратимся к другим минералам хромитовых руд. При этом нас будет в особенности интересоваться их распространенность для суждения о степени влияния этих минералов на общий химический состав руд.

Говоря о распространении отдельных минералов (кроме хромшпинелидов), входящих в состав хромитовых руд, необходимо отметить следующие моменты, характерные для гипогенного и гипергенного минералообразования в хромитовых рудах.

Т а б л и ц а 3

Вид или подвид хромшпинелида	Окраска в тонком (0.03 мм) шлифе
Магнопикотит	Светлая буровато-розовая или буровато-оранжевая, часто с оливковым оттенком
Пикотит	Светлая буровато-оранжевая, часто с оливковым оттенком
Алюмохромпикотит	Буровато-оранжевая с оливковым оттенком
Хромпикотит	Буровато-красная
Алюмохромит	Буро-красная или буро-малиновая
Хромит	Темная буро-красная или темная буро-малиновая
Феррихромит	Не просвечивают
Феррихромпикотит	

1. Гипогенное минералообразование

а) Первичные магматические силикаты уральских хромитов — оливин и, редко, пироксен — в подавляющем числе случаев сохраняются лишь как незначительные реликты, будучи замещены постмагматическими минералами. Господствующими представителями постмагматического (главным образом гидротермального) минералообразования являются серпентин в различных его структурных разновидностях и хлориты. Эти минералы замещают первичные магматические минералы руд; в небольших количествах с серпентином и хлоритом ассоциируют карбонаты, в том числе в тонкодисперсном виде.

б) В массивных крупнозернистых рудах, а также в связи с дайками ультраосновных и основных пород часто наблюдается появление минералов пневматолито-гидротермального образования: пироксенов, амфиболов актинолитового ряда, граната, хлоритов и некоторых других. Однако распространение подобных минералов обычно ограничивается жилками, выделениями на стенках трещин и других пустот и в примыкающих к ним участках.

При воздействии отщеплений гранитных интрузий в аналогичных условиях проявляются иногда такие специфические минералы, как фуксит, хромтурмалин, хромрутил, в массовом развитии некоторые карбонаты.

в) Как редкие, чисто минералогические проявления, эпизодически отмечены в уральских хромитовых рудах сульфиды, титановые минералы, платина и ее спутники,¹⁰ золото и серебро (два последних совсем редко).

2. Гипергенное минералообразование

В зонах проявления древнего выветривания, которые свойственны верхним горизонтам хромитовых месторождений, в особенности на Южном Урале, силикаты, входящие в состав руд, замещаются соответствующими гипергенными минералами: гидроокислами железа, магнезитом,

¹⁰ Не считая хромитовых тел платиноносных массивов, которые не дают промышленных количеств хромитовых руд.

опалом и халцедоном, водными алюмо- и феррисиликатами, в том числе никельсодержащими и проч.

Как видим, кроме хромшпинелидов, в хромитовых рудах только серпентины и хлориты характеризуются существенным развитием. Минералы остальных групп не играют в составе руд значительной количественной роли. Если при этом учесть, что на долю хромшпинелидов в рудах большинства месторождений падает не менее 70% по весу (см. стр. 20) и, следовательно, на прочие минералы не более 30%, то станет еще более ясным относительно малое, в целом, влияние иных минералов, кроме хромшпинелидов, серпентинов и хлоритов, на общий химический состав хромитовых руд.

Среди минералов хромитовых руд встречаются такие, которые, не являясь хромшпинелидами, все же могут быть названы «рудными». Это — сульфиды, рутил, ильменит, гейкилит, самородные элементы. Но все они встречаются редко и в малых количествах. Мы можем поэтому выделять в минералогическом составе хромитовой руды две части: собственно рудную, т. е. хромшпинелиды, и нерудную часть.

Из изложенных выше данных вытекает, что можно в целях общей характеристики хромитовых руд ограничиться выделением таких типов их нерудной части: а) серпентиновый тип, б) серпентино-хлоритовый тип и в) хлоритовый тип.

Весьма важно было бы охарактеризовать их по химическому составу путем химического анализа хорошо выделенных нерудных минералов. Однако удовлетворительное выполнение этой последней операции представляет достаточно трудную задачу. Так называемая «легкая фракция», получаемая при разделении руд методами механического анализа, все-таки содержит примесь мельчайших частиц хромшпинелидов.

Но и анализы легких фракций выполнялись в совершенно ограниченном числе случаев, поскольку известно автору, только для руд Алапаевских месторождений.

Приходится поэтому ограничиться задачей приблизительной оценки возможных колебаний валового состава различных типов нерудной части хромитовых руд. Считая, что в одних случаях составы нерудной части хромитовых руд не будут резко отличаться от составов околорудных серпентинитов различных уральских месторождений, а в других случаях — от составов хлоритовых пород, возникших на месте околорудных дунитов или перидотитов, мы и воспользовались их химическими анализами, а также анализами легких фракций руд Алапаевских месторождений, опубликованными в работе Татарина и Красновского (1940).

В результате обнаружилось такие колебания содержания главных окислов (табл. 4; в вес. %).

Таблица 4.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO+Fe ₂ O ₃
В серпентинитах	34—42	0.10—2.5	35—40	4.5—8
В хлоритовых породах и хлоритовом типе нерудной части руд	27—30	18—22	30—35	1.7—3.0

Эти цифры подтверждают заключение, которое можно было сделать, исходя из теоретических составов серпентина и хлорита, а именно: в хлоритовом типе нерудной части по сравнению с серпентиновым меньшее содержание SiO₂ (27—30% вместо, примерно, 40%). Резко возрастает

содержание Al_2O_3 (от долей процента в серпентиновом до 10—22% в хлоритовом); убывает содержание MgO (примерно, с 40% до 30—35%) и существенно меньше содержания окислов железа. На стр. 18 и 20 приведены средние составы обоих типов нерудной составляющей, вычисленные, исходя из только что приведенных цифр.

Нет оснований предполагать, что фактические составы нерудной части хромитовых руд будут сколько-нибудь существенно отклоняться от приведенных данных. Микроскопическое изучение показывает очень большую аналогию минералогического состава нерудной части хромитовых руд и околорудных серпентинитов. Лишь в тех особых случаях, когда руды подверглись интенсивному древнему выветриванию, минералогический, а вместе с ним и химический составы нерудной составляющей резко меняются, и для таких случаев трудно указать какие-либо пределы, кроме само собой понятных соображений: при значительном ожелезнении (обохривании) резко возрастает содержание Fe_2O_3 , при карбонатизации возрастает роль MgO , а часто и CaO , с падением содержания SiO_2 ; при силификации, наоборот, за счет падения содержания MgO возрастает содержание SiO_2 . При том изменении, которое известно под названием «нонтронитизация», состав нерудной части приближается к хлоритовому типу, но с заменой значительной части глинозема полуторными окислами железа.

Что касается влияния на состав нерудной составляющей тех метасиликатов, которые содержат CaO (диопсид, актинолит), то даже в случаях макроскопически значительного их количества в руде содержание CaO в валовом составе руд не превышает 1—2%. Большие цифры содержания CaO , встречающиеся иногда в анализах руд, обязаны карбонатам (кальцит, арагонит, анкерит), возникшим в результате древнего выветривания или гидротермальным путем. Но такие анализы встречаются лишь эпизодически.

Типы хромитовых руд Урала по химическому составу

Ознакомившись с минералогическим составом хромитовых руд, мы можем перейти к выяснению вариаций химического состава самих руд. В качестве исходных данных мы воспользовались для этой цели, с одной стороны, полными химическими анализами руд, содержащимися в опубликованных и рукописных отчетах об исследовательских работах, с другой — обширными материалами по опробованию месторождений при их разведке, весьма интенсивно проводившейся в период предвоенного десятилетия советскими геологическими организациями.

Были взяты для сопоставлений наиболее значительные хромитовые месторождения Урала, так как по ним имеются достаточно полные материалы опробования. В то же время представленные в них типы охватывают руды и всех остальных, менее значительных промышленных месторождений.

По каждому из взятых месторождений отбирались полные химические анализы и данные опробования, относящиеся к крупным сосредоточенным рудным массам. Единичные анализы проб, которые показывали значительные отклонения от характерных для данного месторождения содержаний отдельных окислов и которые не представляли сколько-нибудь значительных рудных масс, во внимание не принимались.

По отобранному анализам находились наибольшие, наименьшие и средние содержания пяти главных окислов, определяющих состав руды: Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO (включая Fe_2O_3 , пересчитанное на FeO), MgO и SiO_2 . В качестве среднего содержания в большинстве случаев брадось средневзвешенное, и лишь там, где по состоянию разведочных материалов его получить не удалось, находилось среднее арифметическое.

Сводная характеристика состава хромитов

№ п/п.	Наименование месторождений	Типы руд по их сложению	Нерудные минералы	Типичн зующег
				Cr ₂ O ₃
1	Алмаз	Рыхлые и сыпучие	Серп., хл., акт., кр., охр., карб., нонтр.	63.2
2	То же	Кусковатые неокремненные	Серп., хл., акт.	»
3	Гигант	Рыхлые и сыпучие	Серп., хл., акт., кр., охр., карб., нонтр.	»
4	То же	Кусковатые неокремненные	Серп., хлор., акт.	»
5	То же	Кусковатые окремненные	Кр.	»
6	Аккаргинские	Массивные и густовкраплен- ные, кусковатые	Серп., карб.	61.8
7	То же	Среднекрапленные кусо- ватые	Серп., карб.	»
8	Гологорское	Массивные кусковатые	Серп., хл.	50.2
9	Верблюжьегор- ские (Октябрь)	То же	Серп., хл.	} 45.50
10	То же	Вкрапленные кусковатые	Серп., хл.	
11	То же	Концентрат из вкрапленных	—	}
12	Алапаевские, «Вершина»	Массивные кусковатые	Серп., хл.	
13	То же, III По- денный	Вкрапленные »	Серп., хл.	} 45.9
14	То же, Б. Круг- лышка	Массивные »	Серп., хл.	
15	В. Уфалей, Пес- чанские	Массивные и густовкраплен- ные	Серп., хл.	}
16	То же, Песчан- ские	Средне- и редковкрапленные	Серп., хл.	
17	То же, Волчьегор- ское	Вкрапленные, кусковатые	Серп., хл.	}
18	Кундыбаевские	Массивные и густовкрап- ленные	Серп., карб.	
19	То же	Среднекрапленные	Серп., карб.	»
20	Ключевские	Неодородно-вкрапленные	Серп., хл., карб.,	} 55.2
21	То же	Концентрат из вкрапленных	—	
22	Хабарнинские	Неодородно-вкрапленные	Серп., карб.	} 56.2
23	То же	Концентрат из вкрапленных	—	
24	Северо-Кемпир- сайские	Массивные и густовкрап- ленные	Серп., хл., акт.	41.4
25	Сарана, цент- ральная залежь	Массивные высокосортовые	Серп., хл., гр.	} 43.3
26	То же	Массивные в целом	Серп., хлор., гр.	
27	Сарана, запад- ная залежь	Густовкрапленные кусока- тые	Серп., хл., гр.	
28	Сарана, восточ- ная залежь	То же	Серп., хл.	

Сокращенные обозначения минералов: серп.—серпентин, хл.—хлорит, охр.—гидроокислы железа (о хры), карб.—карбонаты кальция и магния.

главнейших хромитовых месторождений Урала

тав рудообра- шинелида		С о с т а в р у д (в в е с о в ы х %)														
		Cr ₂ O ₃			Al ₂ O ₃			FeO			MgO			SiO ₂		
FeO	MgO	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее
13.5	14.4	52.0	59.0	55.0	10.0	13.9	12.0	10.0	17.0	13.8	10.6	14.3	12.3	1.5	8.5	5.2
»	»	42.0	59.0	52.7	6.8	12.7	9.7	9.0	16.0	11.8	10.6	18.1	14.4	0.5	11.0	4.7
»	»	45.0	62.0	54.15	7.0	11.0	9.2	12.0	18.0	12.9	7.8	13.8	10.8	1.5	6.0	3.5
»	»	40.0	55.0	50.1	6.0	11.0	7.5	12.0	18.0	12.9	12.0	14.0	13.0	4.0	11.0	7.5
»	»	40.0	55.0	50.1	6.0	11.0	7.5	12.0	18.0	12.9	9.0	12.0	10.5	7.0	19.0	13.0
17.4	10.7	40.0	52.4	46.2	4.9	13.5	9.2	10.5	19.7	15.1	11.5	18.5	15.0	5.0	13.0	9.0
»	»	34.5	39.9	37.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14.0	20.0	17.0
15.2	16.1	38.0	49.0	43.5	12.0	20.4	16.2	7.5	16.5	12.0	14.0	18.4	16.2	1.6	8.9	4.8
»	»	40.0	50.6	41.6	7.5	18.3	10.8	14.3	21.7	16.0	12.5	18.3	15.4	2.3	9.9	6.1
13—16	6—12	20.6	42.4	35.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	»	37.6	48.3	43.0	8.3	22.5	15.4	14.5	16.1	15.3	13.1	18.7	15.9	2.2	7.8	5.0
»	»	37.5	40.2	38.7	16.1	23.5	19.8	13.0	20.1	16.6	15.0	18.0	16.5	1.6	8.8	4.7
15.8	14.5	—	—	36.0	—	—	—	—	—	15.6	—	—	—	—	—	—
»	»	—	—	43.0	—	—	—	—	—	13.3	—	—	—	—	—	—
»	»	33.0	42.0	37.5	14.0	23.2	18.6	10.6	18.0	14.3	12.0	20.0	16.0	4.0	12.0	8.0
18.8	13.8	8.0	37.0	22.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	»	18.0	36.5	27.2	—	—	—	8.0	12.5	10.3	—	—	—	10.0	27.5	18.7
18.3	11.5	33.1	42.5	37.8	17.0	22.4	19.7	10.8	15.2	13.0	16.5	19.7	18.1	3.2	11.2	6.7
»	»	20.5	35.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.5	22.2	—
16.9	14.2	8.0	48.0	12.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	»	48.8	50.0	48.5	7.0	9.0	8.0	16.7	20.1	18.4	14.0	17.6	15.8	4.5	8.3	6.4
20.2	11.3	8.0	43.0	20.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	»	47.0	53.0	50.0	8.4	12.6	10.5	18.0	29.0	23.5	11.5	18.8	15.1	1.1	7.0	4.0
14.2	15.0	24.0	41.5	33.2	—	—	—	11.0	17.5	14.0	—	—	—	—	—	—
»	»	—	—	41.1	—	—	—	—	—	19.2	—	—	—	—	—	4.06
22.1	15.0	33.6	41.8	37.8	14.8	23.2	19.5	17.01	21.1	19.0	11.8	17.0	14.6	2.0	8.2	4.47
»	»	31.7	38.9	35.6	14.5	19.7	17.2	16.4	19.1	18.4	14.7	17.3	16.6	2.6	6.5	5.4
»	»	30.1	38.2	33.6	16.0	23.6	19.5	18.0	22.0	18.9	13.2	16.4	15.0	3.0	7.9	7.2

акт.—актинолит, гр.—хромовый гранат, нонтр.—нонтронит, кр.—кварц, халцедон,

Полученные данные сведены в табл. 5.

Для большей полноты в таблице помещена также краткая характеристика сложения руд и их минералогического состава (типичный состав рудообразующего хромшпинелида и список главных нерудных минералов, участвующих в составе руд данного месторождения).

Сопоставляя данные таблицы, мы должны будем, прежде всего, отметить такие группы месторождений:

- 1) с явным преобладанием массивных или густовкрапленных руд;
- 2) с рудами неоднородной вкрапленности от средне- до редковкрапленных.

Вариации содержания главных окислов в рудах этих двух групп месторождений различны, и в дальнейшем они будут рассматриваться отдельно.

Несколько своеобразен также и валовой химический состав порошковых, рыхлых или окремнелых руд, которые представляют собою результат действия древнего выветривания на руды первых двух групп. Их распространение локализовано почти исключительно в пределах Кемпирсайского массива (Алмаз, Гигант и др.). Их особенности уже описаны в литературе (Логинов и др., 1940; Кофанов и Филимонова, 1941), поэтому мы в дальнейшем остановимся на них лишь при установлении промышленных типов руд.

Месторождения первой группы — с массивными и густовкрапленными рудами — дают (или давали в прошлом) абсолютно преобладающую часть запасов хромитовых руд Урала (Алмаз, Гигант, главные Аккаргинские месторождения, Верблюжьегорские, главнейшие Алапаевские, Гологорское, Сарановское, значительные блоки Уфалейских месторождений и др.).

Как показывает табл. 5 и диаграмма фиг. 4, руды этих месторождений характеризуются довольно узкими пределами средних содержаний кремнекислоты, а именно: максимальное среднее 9% SiO_2 , минимальное среднее 4% SiO_2 .

Параллельно этому интересны следующие данные: 96.9% запасов хромитовых руд Алапаевских месторождений (Юньковское, Уступчатый, Ромб, III Поденный, У колодца), разведанных по категориям А + В, характеризуются содержанием выше 36% Cr_2O_3 ¹¹ и лишь 3.1% составляют запасы руд с содержанием Cr_2O_3 меньше 26%¹².

В месторождении Алмаз по состоянию на 1/1 1940 г. руда с содержанием более 48% Cr_2O_3 составляла 99.6% запасов категорий А₂ + В и лишь 0.4% падало на руды с меньшим содержанием Cr_2O_3 .

В месторождении Гигант 92.6% составляют руды с содержанием Cr_2O_3 выше 46% и лишь 7.4% — с содержанием Cr_2O_3 ниже 46%.

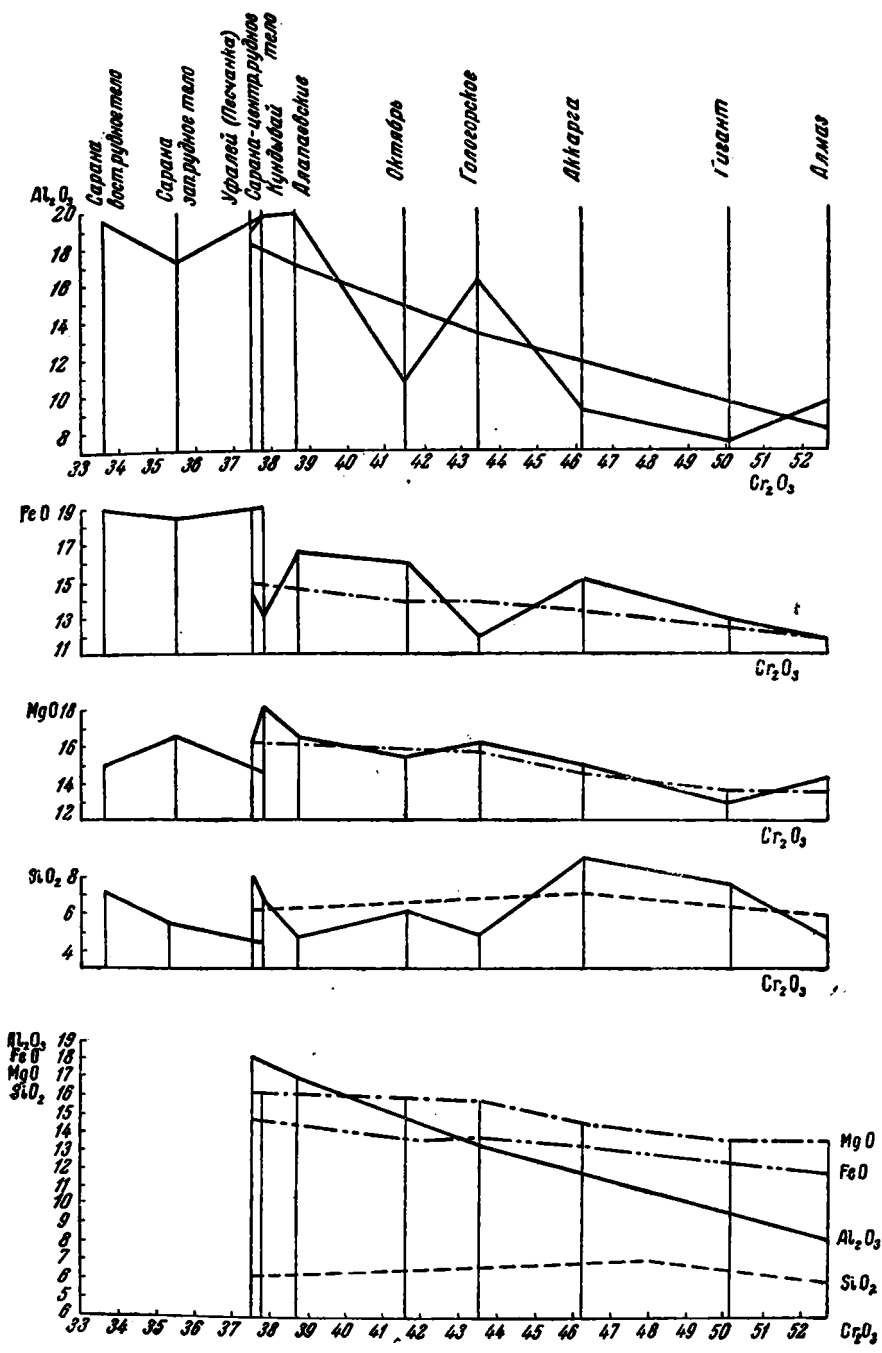
Для более или менее типичного состава наиболее распространенного в уральских хромитовых рудах серпентинового типа нерудной части можно принять такие округленные цифры состава:

SiO_2 — 38%, Cr_2O_3 — 0.5%, Al_2O_3 — 3%, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — 5.5%, MgO — 40%, $\text{H}_2\text{O} (+ \text{CO}_2)$ — 14%.

Исходя из этих цифр, получаем, что 9% SiO_2 соответствуют наличию в руде около 24% серпентинового типа нерудной части (по весу), а 4% — около 10% такой части. Для следующего по распространению типа нерудной части уральских хромитовых руд — серпентино-хлоритового — можно принять такие округленные цифры состава: SiO_2 — 30%, Al_2O_3 — 20%, Cr_2O_3 — 1%, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — 3%, MgO — 34%, H_2O

¹¹ В хромшпинелиде этих руд в среднем 43% Cr_2O_3 .

¹² Извлечено из работы Татарина и Красновского (1940).



г. 4. Кривые вариаций средних содержаний Al_2O_3 , FeO , MgO и SiO_2 в хромитовых рудах в зависимости от содержания Cr_2O_3 .

(+ CO_2) — 12%. В этом случае 9% SiO_2 обусловят наличие в руде около 30% нерудной части (по весу), а 4% SiO_2 — около 13%.

Пределы фактических содержаний SiO_2 в рудах рассматриваемой группы месторождений также достаточно ограничены: от 1.6 до 13% SiO_2 .

Итак, в абсолютно преобладающей части выявленных запасов хромитовых руд Урала наблюдаются довольно определенные соотношения между содержанием хромшпинелидов и нерудных минералов, а именно: при серпентиновом типе нерудной части 90—76% (по весу) хромшпинелидов и 10—24% нерудных минералов; при серпентино-хлоритовом типе нерудной части — соответственно 87—70% и 19—30%.

Руды 2-й группы (средне- и редковкрапленные) представлены в меньшем числе и в меньшего масштаба месторождениях Урала; разведанные их запасы составляют не более 2—3% запасов предыдущих. Для этих руд характерен, наоборот, очень широкий диапазон содержания Cr_2O_3 и SiO_2 , а следовательно, и широкие пределы соотношений между хромшпинелидами и нерудными минералами. Содержание Cr_2O_3 колеблется в них от 5 до почти 50% весовых.

Обратимся к соотношениям между главными окислами в рудах 1-й группы с более или менее постоянным соотношением количеств рудного и нерудных минералов.

Зигзагообразный характер кривых на диаграмме фиг. 4 показывает, что между содержанием в рудах Cr_2O_3 и остальных окислов нет простых и однозначных отношений. Однако, если провести средние линии окисла, то эти кривые покажут вполне определенные тенденции каждого, а именно:

1. Содержание SiO_2 , независимо от содержания Cr_2O_3 , остается почти на одном уровне: 6—7% весовых. Отклонения фактических средних величин от этого уровня не превышают $\pm 2\%$.

2. Содержание MgO медленно опускается от 16.5% (при 37.5% Cr_2O_3) до 13.5% (при 52.7% Cr_2O_3). Отклонения фактических средних от средней линии не превышают $\pm 0.8\%$.

3. Содержание общего FeO (т. е. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) опускается еще медленнее, чем MgO , — от 15 до 13%. Однако отклонения фактических средних здесь более значительны — до $\pm 2.2\%$.

4. Содержание Al_2O_3 закономерно понижается с повышением Cr_2O_3 — от 13% (при 37.5% Cr_2O_3) до 3.2% (при 52.3% Cr_2O_3). Фактические средние показывают несколько больше, чем у других окислов, отклонения от средней линии до $\pm 3.5\%$.

Указываемые средними линиями тенденции в соотношениях главнейших рудообразующих окислов находятся в связи с особенностями минералогического состава руд.

а) Падение содержания Al_2O_3 с возрастанием содержания Cr_2O_3 должно иметь место постольку, поскольку в составе хромшпинелида Cr_2O_3 и Al_2O_3 являются взаимно дополняющими окислами. При серпентиновом типе цемента эта причина является исключительной, так как Al_2O_3 входит в этом случае только в состав хромшпинелида.

В случае серпентино-хлоритового цемента, где содержание Al_2O_3 достигает 20%, общее содержание Al_2O_3 в руде несколько повышается. Точки на кривой средних содержаний Al_2O_3 , лежащие выше средней линии, относятся к Гологорскому и Алапаевским месторождениям, где как раз и представлены руды с хлоритовым цементом.

Значительное понижение среднего содержания Al_2O_3 против средней линии в рудах Верблюжьегогорского месторождения объясняется резким метаморфизмом хромшпинелида в рудах этих месторождений, сопровождавшимся выносом глинозема. Те частные анализы руд этих месторождений, которые относятся к пробам с мало измененным хромшпи-

нелидом, имеют содержание Al_2O_3 более высокое, близкое к значениям средней линии.

Помимо всех названных обстоятельств, причиной значительного отклонения фактических средних содержаний Al_2O_3 от средней линии является также и следующее. Если брать молекулярные проценты Cr_2O_3 и Al_2O_3 , то они подчиняются закону аддитивности, точки содержаний Al_2O_3 лежат в этом случае почти точно на нисходящей прямой. При переходе же на весовые проценты аддитивность, естественно, нарушается и, в зависимости от содержания других окислов, точки Al_2O_3 могут оказаться то выше, то ниже средней линии.

Учитывая в совокупности все факторы, влияющие на относительное содержание в рудах Al_2O_3 , мы должны удовлетвориться лишь приближенным определением содержания Al_2O_3 в зависимости от содержания Cr_2O_3 , а именно: значением, взятым по средней линии $\pm 2.5\%$.

б) Весьма незначительные колебания содержания MgO в рудах с различным содержанием Cr_2O_3 связаны с тем, что MgO входит в состав хромшпинелидов и в состав минералов цемента в количествах 10—16% в хромшпинелидах, 34—40% в цементе, в зависимости от вида хромшпинелида и цемента. Так как общее количество нерудной части, по сказанному ранее, составляет в обсуждаемых сплошных и густовкрапленных рудах не более $\frac{1}{4}$ от всей рудной массы, то количество MgO , вводимое минералами цемента, оказывается примерно равным количеству MgO за счет хромшпинелидов, в результате чего содержание MgO в рудах различных месторождений колеблется в незначительных пределах. Общее же понижение содержания MgO от руд менее богатых хромом к высокохромистым рудам связано с тем, что хромшпинелид первых руд отличается, в общем, наряду с пониженным содержанием Cr_2O_3 , также и пониженным содержанием FeO , следовательно, в нем вместе с Al_2O_3 несколько повышается также и содержание MgO .

Средняя линия FeO для руд главнейших промышленных месторождений Урала, кроме Сарановских, идет аналогично линии MgO , несколько расходясь в конце меньших содержаний Cr_2O_3 . Это расхождение отражает только что указанное некоторое понижение содержания FeO в более глиноземистых хромшпинелидах. Отклонение фактических средних FeO от средней линии больше, чем в случае MgO , так как содержание FeO в хромшпинелидах выше, чем в нерудных минералах, поэтому выравнивания, как в случае MgO , не происходит.

Руды Сарановских месторождений отличаются повышенным содержанием FeO и в этом отношении, как показывает диаграмма, стоят особняком от остальных месторождений.

Показанные выше узкие пределы колебаний средних содержаний SiO_2 , MgO и FeO в рудах месторождений первой группы, т. е. с преобладающими сплошными и густовкрапленными рудами, и подчиненное в них содержание минералов нерудной части, по сравнению с хромшпинелидом, приводят к тому, что основным фактором, определяющим особенности валового химического состава таких руд, можно считать тип рудообразующего хромшпинелида. Чем выше содержание Cr_2O_3 в хромшпинелиде и соответственно ниже содержание Al_2O_3 , тем выше содержание Cr_2O_3 в валовом составе руды и тем ниже содержание Al_2O_3 . Повышенные содержания в хромшпинелиде $FeO + Fe_2O_3$ обуславливают и повышенную железистость руд. Относительные количества нерудных минералов не оказывают столь существенного влияния на колебания валового химического состава руд месторождений первой группы, являясь в количественном отношении подчиненной, а в качественном — более или менее постоянной составной частью руд.

Только что сделанный вывод имеет важное значение для выработки рациональной классификации типов хромитовых руд по составу, так как он позволяет исходить при этом в основном из известных нам вариаций химического состава рудообразующих хромшпинелидов.

Для месторождений второй группы — с средне- и редковкрапленными рудами — те же основания могут послужить для типизации рудных концентратов, т. е. продуктов механического обогащения неоднородновкрапленных руд. А концентраты только и имеют в данном случае промышленную котировку и применение.

Второстепенные окислы или элементы определялись в хромитовых рудах только при производстве полных анализов. В связи с этим для статистических заключений данных недостаточно, и о распространении этих окислов или элементов в данное время можно получить лишь приблизительное представление.

В табл. 6 сведены те фактические данные, которые автору удалось собрать для различных месторождений Урала. Цифры, относящиеся к месторождениям в массивах Кемпирсайском, Верблюжьегорском, Кракинских, взяты из работ автора или сотрудников Хромитовой группы ИГН, остальные — по литературным данным.

Из табл. 7 можно вывести такие заключения о содержании второстепенных элементов в хромитовых рудах Урала, слагающих промышленные месторождения.

Титан показывает довольно устойчивое содержание в 0.18—0.16% в пересчете на TiO_2 , кроме руд Алапаевских и Октябрьских месторождений, где наблюдается примерно удвоенное содержание TiO_2 . Это, возможно, связано с тем, что в этих массивах, в отличие от других, господствуют перидотиты и имеются габбровые дифференциаты, а дуниты находятся в резко подчиненных количествах, вследствие чего здесь проявляются некоторые геохимические признаки габброидных массивов.

Марганец показывает тоже довольно постоянное содержание в 0.1—0.2% в пересчете на MnO ; лишь в Октябрьских месторождениях это содержание, как и в случае TiO_2 , почти удваивается.

Кобальт определялся в очень небольшом числе случаев и показал при этом отсутствие или очень ничтожное содержание (следы).

Цинк известен всего по четырем определениям, давшим следы. Возможно, если бы его определения производились систематически, то было бы обнаружено более постоянное его присутствие в хромитовых рудах.

Фосфор показывает содержание от 0% и следов до 0.013% в пересчете на P_2O_5 .

Сера определялась редко, показывала максимальное содержание 0.02%.

Серебро обнаружено в одном из месторождений Халиловского массива (Бетехтин, 1940). Это пока единственный случай, не получивший еще объяснения.

Используя ранее изложенные сведения о содержании главных окислов в хромитовых рудах, мы можем обратиться к выработке классификации типов хромитовых руд по химическому составу.

Несмотря на далеко продвинувшееся изучение хромитовых месторождений и руд и на широкие масштабы промышленного использования последних для различных целей, классификация типов хромитовых руд до сих пор, по существу, отсутствует. Взамен нее при подсчетах запасов в СССР пользуются разделением руд на технологические типы по весьма упрощенным и теперь уже явно устаревшим основаниям, а именно: а) для производства феррохрома, с показателями: Cr_2O_3 выше 37%, $Cr_2O_3 : FeO \geq 2.5\%$; б) для огнеупорных целей, с показателями: Cr_2O_3

Содержание второстепенных окислов и элементов в уральских хромитовых рудах

Окисел или элемент	TiO ₂				MnO				CoO				ZnO				P ₂ O ₅				S				Ag				
	от	до	среднее	число определений	от	до	среднее	число определений	от	до	среднее	число определений	от	до	среднее	число определений	от	до	среднее	число определений	от	до	среднее	число определений	от	до	среднее	число определений	
Алмаз	—	—	—	—	—	—	—	—	—	нет	1	—	—	—	—	0.0	0.03	сл.	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гигант	0.10	0.19	0.16	6	0.10	0.18	0.14	5	—	—	сл.	1	—	—	—	сл.	0.03	0.013	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Спорное	0.11	0.21	0.18	10	0.16	0.20	0.18	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Другие Кемпирсайские	0.08	0.45	0.18	15	0.07	0.18	0.12	14	—	—	—	—	—	—	—	0.08	0.26	0.12	5	0.0	0.01	—	3	—	—	—	—	—	—
Аккаргинские	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Халиловские	0.13	0.20	0.16	6	0.11	0.14	0.13	3	0.02	0.03	0.02	3	—	—	—	0.011	0.013	0.012	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Октябрьские	0.15	0.46	0.29	6	0.20	0.66	0.39	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Алапаевские	0.11	0.70	0.37	25	сл.	0.28	0.14	22	—	—	сл.	—	—	—	сл.	—	—	—	—	0.008	0.02	—	2	Не обнаружено					
Кракинские	0.04	0.32	—	—	0.05	0.46	—	—	0.00	0.02	—	—	—	—	—	—	—	сл.	—	0.02	0.03	0.02	3	—	—	—	—	—	—
В.-Уфалейские	0.20	0.26	—	3	0.13	0.26	0.17	6	0.013	0.017	0.015	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
В.-Тагильские	—	—	0.12	—	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	11	—	—	—	—	—	—	—
Сарановские	—	—	—	—	—	—	0.15	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Общее заключение о характерном содержании	В Алапаевских и Октябрьских м-ниях—повышенное, в остальных 0.18%				В Октябрьских м-ниях повышенное, в остальных 0.1—0.2%				0%—следы				Единичные данные				Около 0.01% Р				До сотых долей %								

37—33%, SiO_2 не более 7%, $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO} < 2.5\%$; в) для химической промышленности предназначались низкохромистые железистые руды Cr_2O_3 40—34%, $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO} < 2.5\%$, требовалось низкое содержание SiO_2 (не более 6%) и однородность руд.

Как видим, в этих кондиционных требованиях совершенно отсутствуют указания на содержание Al_2O_3 ; нет градаций по содержанию Cr_2O_3 выше 37%, благодаря чему такое деление не вскрывает всего разнообразия типов хромитовых руд. В то же время и технологи за последнее десятилетие в ряде случаев радикально изменили свои требования. В частности, химическая промышленность перешла на переработку высокохромистых донских руд; железистые сарановские руды в массовом количестве использовались одно время для выплавки феррохрома в домнах; для выплавки феррохрома в электропечах применялись частично руды уфалейские и Монетной дачи, с содержанием Cr_2O_3 ниже 37%, и проч.

Назрела поэтому необходимость разработать классификацию хромитовых руд по составу, которая: а) отражала бы имеющееся разнообразие составов руд, т. е. была бы классификацией естественной, и не слишком обобщала бы наблюдающиеся различия в составах руд; б) была бы в то же время классификацией промышленной, т. е. выделяла классы руд, залегающие в сосредоточенных горных массах, которые можно добыть в промышленных количествах.

Совершенно очевидно, что в основу разделения на классы должно быть прежде всего положено содержание Cr_2O_3 . Мы выделяем по этому признаку следующие классы: высокохромистый (50—54%), среднехромистый (38—50%), низкохромистый (32—37%) и обогатительный (5—38%), относящийся к неоднородно-вкрапленным рудам с широким диапазоном содержания Cr_2O_3 . Помимо этих четырех основных классов, выявилась необходимость выделить особый класс с особо высоким содержанием Cr_2O_3 для руд Южно-Кемпирсайских месторождений, подвергшихся естественному обогащению при древнем выветривании; мы называем этот класс «весьма высокохромистый»; он характеризуется содержанием Cr_2O_3 54—62%.

Выше было показано, что основным фактором, определяющим главнейшие особенности валового химического состава хромитовых руд, является вид рудообразующего хромшпинелида. Естественно было поэтому внутри только что названных классов выделить подклассы, соответственно виду рудообразующего хромшпинелида.

Не усложняя слишком деления, пользуясь только теми видами, которые встречаются в реальных промышленных месторождениях, мы можем ограничиться использованием только трех видов: хромит, алюмохромит и хромпикотит нашей классификации хромшпинелидов.

Подкласс «хромитовый» будет характеризовать руды с низким содержанием Al_2O_3 ; подкласс алюмохромитовый — руды со средним содержанием глинозема; подкласс хромпикотитовый — с относительно более высоким содержанием глинозема.

Так как с высоким содержанием Cr_2O_3 не может сочетаться высокое же содержание Al_2O_3 , то подкласс «хромитовый» не может быть в низкохромистом классе. По тем же основаниям в «весьма высокохромистом» и высокохромистом классах не может быть алюмохромитового и хромпикотитового подклассов.

Относительное содержание железа и магния в нашей классификации хромшпинелидов обозначается для железистых разновидностей приставкой «субферри» к слову «железистый». Так как пользование обеими приставками внесло бы излишнюю терминологическую громоздкость, то мы остановились на более удобном существующем подразделении руд на две груп-

ны — маложелезистых, в которых $Cr_2O_3 : FeO \geq 2.5$, и железистых с $Cr_2O_3 : FeO < 2.5$. Группа железистых руд и будет как раз включать разности с субферриалюмохромитом и субферрихромпикотитом. В субферрихромитах, несмотря на повышенное содержание $FeO + Fe_2O_3$, все же отношение $Cr_2O_3 : FeO$ остается выше 2.5; поэтому в группе железистых руд нет необходимости помещать хромитовые подклассы, а следовательно, и классы — весьма высокохромистый, высокохромистый и среднехромистый хромитовый.

В результате мы получим следующее деление на классы и подклассы.

Класс	Подкласс
Весьма высокохромистый	Хромитовый
Высокохромистый	Хромитовый
Среднехромистый	{ Хромитовый Алюмохромитовый Хромпикотитовый
Низкохромистый	{ Алюмохромитовый Хромпикотитовый
Обогатительный	{ Хромитовый Алюмохромитовый Хромпикотитовый

В группу маложелезистых руд войдут все названные выше классы с их подклассами, группа же железистых руд должна включать:

Класс	Подкласс
Среднехромистый	{ Алюмохромитовый Хромпикотитовый
Низкохромистый	{ Алюмохромитовый Хромпикотитовый
Обогатительный	{ Алюмохромитовый Хромпикотитовый

В Донской группе месторождений древнее выветривание обусловило не только выщелачивание силикатов с образованием весьма высокохромитового типа руд, но местами и полное окремнение силикатного цемента руд. Такие разности руд, относясь по содержанию хрома и глинозема к классам высокохромистому хромитовому и среднехромистому хромитовому, обладают более чем удвоенным содержанием кремнекислоты и пониженным содержанием MgO , по сравнению с нормальными классами. Так как такие кремнистые руды могут быть добыты отдельно как товарная руда и могут получить специальное технологическое применение, то они выделены нами в особый подкласс — хромитовый кремнистый, находящий свое место в классах высокохромистом и среднехромистом.

В табл. 7 дана полная классификация хромитовых руд. Для каждого класса и подкласса указаны пределы содержаний рудообразующих окислов. Пределы содержания Cr_2O_3 в каждом классе взяты по следующим соображениям.

Название класса	Название подкласса	Сложение руд
<p>А. Мало железистые руды $Cr_2O_3 : FeO > 2.5$</p>		
<p>Весьма высокохромистый</p>	Хромитовый	Порошковатые и рыхлые
<p>Высокохромистый</p>	<p>{ Хромитовый { Хромитовый—кремнистый</p>	<p>Массивные, густовкрапленные, рыхлые и каменные Массивные, густовкрапленные, каменные</p>
<p>Среднехромистый</p>	<p>{ Хромитовый { Хромитовый—кремнистый { Аллюмохромитовый</p>	<p>Густовкрапленные, каменные То же Массивные, густовкрапленные, каменные</p>
<p>Низкохромистый</p>	<p>{ Хромпикотитовый { Аллюмохромитовый { Хромпикотитовый</p>	<p>То же Преобладающе—густовкрапленные, каменные Массивные, густовкрапленные, каменные и рыхлые</p>
<p>Обогатительный</p>	<p>{ Хромитовый { Аллюмохромитовый</p>	<p>Вкрапленники различной густоты до убогих, каменные и рыхлые То же</p>
<p>Обогатительный</p>	<p>{ Хромпикотитовый</p>	<p>То же</p>
<p>Б. Железистые руды $Cr_2O_3 : FeO < 2.5$</p>		
<p>Среднехромистый</p>	<p>{ Аллюмохромитовый { Хромпикотитовый</p>	<p>Массивные, густовкрапленные, каменные То же</p>
<p>Низкохромистый</p>	<p>{ Аллюмохромитовый { Хромпикотитовый</p>	<p>То же То же</p>
<p>Обогатительный</p>	<p>{ Аллюмохромитовый</p>	<p>Вкрапленники различной густоты до убогих, каменные и рыхлые</p>
<p>Обогатительный</p>	<p>{ Хромпикотитовый</p>	<p>То же</p>

по химическому составу и сложению

Содержание окислов (в весовых %)					Примеры месторождений, в которых данный класс представлен (или был представлен) в промышленных количествах
Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO (общее)	MgO	SiO ₂	
62—54	7—12	9—18	11—14	1.5—5	Донские (Гигант, Алмаз) и др. Южно-Кемпирсайские
54—50	8—13	9—18	11—18	3—8	Те же, Халиловские, Аккаргинские
54—50	8—13	9—18	10—13	8—20	Донские
50—38	6—10	9—18	12—20	8—13	Донские, Халиловские, Аккаргинские, Октябрь
50—38	6—10	9—18	10—13	15—30	Донские
50—38	13—20	8—18	12—20	2—10	Гологорское, Алапаевские—Б. Круглышка, Песчанские (В. Уфалей), Октябрьские
42—38	20—24	10—16	12—20	2—8	Алапаевские—Вершина, Северо-Кемпирсайские
37—32	13—20	8—16	16—24	8—12	Песчанские (В. Уфалей)
37—32	20—27	12—15	14—22	2—11	Северо-Кемпирсайские, Алапаевские, Горемычное
В руде 5—38 Концентрат: высокохромистый, малоглиноземистый					Некоторые малые месторождения Донской группы Аккаргинские, Ключевские
В руде 5—38 Концентрат: среднехромистый, при хлоритовом типе нерудной части—низкохромистый					В.-Уфалейские
В руде 5—38 Концентрат: среднехромистый, многоглиноземистый					Алапаевские—I Поденный,
42—38	14—23	16—22	12—17	2—8	Сарановское—Центральное тело
42—38	?	?	?	?	В промышленных количествах азоту неизвестны
37—32	14—20	16—22	12—17	3—8	Сарановское
37—32	20—27	14—21	14—21	3—8	Алапаевские—III Поденный, Вершина (часть запасов)
В руде 5—38 Концентрат: среднехромистый, малоглиноземистый, Cr ₂ O ₃ : FeO < 2.5					Хабарвинские
В руде 5—38 Концентрат: среднехромистый, многоглиноземистый, при хлоритовом цементе руды—низкохромистый, многоглиноземистый, Cr ₂ O ₃ : FeO < 2.5					Алапаевские

Верхний предел в весьма высокохромистом классе (62%) отвечает максимуму, наблюдавшемуся при опробовании сыпучих руд Донских месторождений. Он почти совпадает с содержанием Cr_2O_3 в рудообразующем хромшпинелиде.

Нижний предел содержания Cr_2O_3 в весьма высокохромистом классе (54%) определен верхним пределом следующего класса высокохромистого, который (предел) отвечает максимальному содержанию Cr_2O_3 в кусковых богатых рудах Донских месторождений.

Точно так же нижний предел содержания Cr_2O_3 в высокохромистом классе (50%) определен цифрой наибольшего содержания Cr_2O_3 в рудах среднехромистого класса. Верхний предел по хрому для этого последнего взят в соответствии с наблюдавшимся при опробовании максимальным содержанием Cr_2O_3 в рудах Гологорского (алюмохромитовый подкласс) и Октябрьского (хромитовый и алюмохромитовый подкласс) месторождений.

Минимальное содержание Cr_2O_3 в массивных рудах этих же месторождений послужило и для определения цифры наименьшего содержания Cr_2O_3 в среднехромистом классе (38%). Для хромпикотитового подкласса среднехромистых руд верхний предел понижен до 42%, в соответствии с данными по Алапаевским месторождениям (Вершина), что увязывается с несколько более низким содержанием Cr_2O_3 в рудообразующем хромшпинелиде Алапаевских и Северо-Кемпирсайских месторождений.

Взяв нижний предел содержания Cr_2O_3 в высокохромистом классе в 38%, мы должны были для следующего — низкохромистого класса — принять последовательно верхний предел в 37%. Эта цифра как раз отвечает максимальному содержанию Cr_2O_3 в густых вкрапленниках наиболее крупного из Уфалейских месторождений — Песчанского, руды которого и относятся к низкохромистому классу. Нижний предел содержания Cr_2O_3 взят также по данным опробования Песчанского месторождения: 32% является минимальным содержанием в пробах, относящихся к рудным блокам, сложенным густым вкрапленником.

В те же пределы, как правило, укладываются содержания Cr_2O_3 по другим месторождениям с низкохромистыми рудами — Северо-Кемпирсайским и некоторым из Алапаевских, в частности, по Горемычному. Превышения против верхнего предела или более низкие содержания, чем нижний предел, единичны и не нарушают статистической картины.

Для руд обогатительного класса пределы содержания Cr_2O_3 взяты от 5 до 38%. Имеющиеся пробы с более высоким, чем 38%, содержанием Cr_2O_3 относятся к обособлениям средне- и высокохромистых среди неоднородно-вкрапленных. Такие обособления либо играют резко подчиненную роль и не могут подвергнуться селективной добыче, либо, наоборот, слагают обособленные участки рудных тел и являются блоками руд средне- и высокохромистого классов.

Содержания остальных окислов — Al_2O_3 , FeO (общее), MgO и SiO_2 — определены уже легко из анализов, относящихся к пробам руд с содержанием Cr_2O_3 , характеризующим данный класс.

Сделанные нами поверочные теоретические вычисления содержания окислов в руде, исходя из содержания Cr_2O_3 , а также вида хромшпинелида и типа нерудной части, показали удовлетворительную близость с эмпирически полученными пределами.

Во избежание недоразумения, необходимо сказать несколько слов о соотношении между цифрами табл. 5 и 7.

Просматривая в последней графе табл. 7 примеры месторождений, в которых представлены руды того или иного класса, нетрудно видеть, что руды некоторых месторождений охватывают два соседних класса.

Так, мало измененные древним выветриванием руды Донских (Алмаз, Гигант), Аккаргинских и Халиловских месторождений относятся к высокохромистому (хромитовому) и среднехромистому (хромитовому же) классам. В Песчанском месторождении Уфалейского массива имеем среднехромистые (алюмохромитовые) и низкохромистые (алюмохромитовые же) руды.

Таким образом, в ряде месторождений руды, относясь по содержанию Cr_2O_3 к двум соседним классам, представлены одним и тем же подклассом.

Некоторое исключение представляет месторождение Октябрьское. Одна часть руд принадлежит здесь к хромитовому подклассу, другая — к хромпиктитовому. Причиной этого является резкий метаморфизм первичных хромшпинелидов, весьма сильно проявленный в этом месторождении (Кашин, 1937). Первичный алюмохромит теряет при этом часть глинозема и магнезии, и продукты его метаморфизма приближаются по составу к хромиту. Если бы руды Октябрьских месторождений не испытали столь сильного гидротермального метаморфизма, они целиком принадлежали бы к среднехромистому алюмохромитовому классу, подобно рудам Гологорского месторождения.

Возвращаясь к нашему вопросу, отметим, что пределы содержаний кремнекислоты в подклассах, как видно из табл. 7, таковы:

Для хромитового	3—8% в высокохромистых рудах, 8—13% в среднехромистых; общий предел равен 3—13% SiO_2 .
Для алюмохромитового	2—10% в среднехромистых рудах, 8—12% в низкохромистых; общий предел равен 2—12% SiO_2 .
Для хромпиктитового	2—8% в среднехромистых рудах, 2—11% в низкохромистых; общий предел равен 2—11% SiO_2 .

Для тех месторождений, из числа помещенных в табл. 7, руды которых охватывают два класса (Алмаз, Гигант, Аккаргинские, Песчанские, Кундыбаевские), цифрам указанной таблицы соответствуют именно общие пределы содержания окислов в данном подклассе. Распределение этих общих пределов между классами произведено нами в соответствии с содержанием окислов в тех пробах руд, в которых содержание Cr_2O_3 соответствует данному классу. Естественно при этом, что максимальная цифра общего предела совпадает с максимальным содержанием Cr_2O_3 в более богатом хромом (верхнем) из двух соседних классов, а минимальная цифра общего предела — с минимальным содержанием Cr_2O_3 с более низким содержанием хрома (нижнем) из двух соседних классов.

Минимальное же содержание данного окисла в верхнем классе, как правило, не совпадает с максимальным содержанием того же окисла в нижнем классе. Это зависит от некоторой вариации состава хромшпинелида и того же вида и от различий в минералогическом составе нерудной части. Более всего подобное несовпадение проявляется в алюмохромитовых подклассах, так как в рудах этих подклассов чаще всего наблюдается неравномерная примесь минералов хлоритового ряда.

Пользование табл. 7 для определения класса и подкласса данной руды весьма просто. По отношению $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ (из многих проб) определяется группа; по содержанию Cr_2O_3 определяется класс. Далее по содержанию Al_2O_3 определяется подкласс. Содержание FeO , MgO и SiO_2 служит для дополнительного подтверждения подкласса.

В единичных случаях могут быть небольшие расхождения между содержанием Cr_2O_3 и Al_2O_3 , например, Cr_2O_3 — 51.5%, следовательно, руда относится к высокохромистому классу, а содержание Al_2O_3 — 14%;

т. е. присущее алюмохромитовому подклассу, которого нет в высокохромистом классе.

В таких случаях следует опереться на вид рудообразующего хромшпинелида, присущий данному месторождению, для чего необходимо иметь полный анализ рудного концентрата.

Мы умышленно не указываем технологических назначений выделенных нами классов руд. В период 1937—1941 гг., когда наши ферросплавные заводы получали руды различных месторождений, а следовательно, различных классов, уделялось большое внимание вопросам наиболее рационального использования руды того или иного класса для получения феррохрома различных марок при флюсовом и бесфлюсовом методах электроплавки, при алюмотермическом и других методах получения ферросплавов.¹³ Кроме того, при бедности в то время наших хромитовых ресурсов богатыми и маложелезистыми рудами для металлургии существовали ограничительные кондиции на хромитовые руды для производства огнеупоров и для химических заводов, ориентировавшие названные виды промышленности на потребление только низкохромистых железистых классов хромитовых руд. В принципе же любые классы хромитовых руд с некоторыми лишь ограничениями по содержанию кремнекислоты могут быть использованы как в огнеупорной, так и в химической промышленности. В результате промышленного освоения Кемпирсайских месторождений химическая и ферросплавная промышленность Советского Союза полностью перешла на переработку высокоэффективных кемпирсайских руд. Огнеупорная промышленность тоже частично потребляет кемпирсайские руды. Таким образом, в конкретных условиях настоящего времени указания на технологическое назначение различных классов в нашей классификации явилось бы мало полезным анахронизмом.

Если же в будущем будут возникать для новых технологических процессов те или иные требования к составу хромитовой руды, технолог легко сможет по предлагаемой классификации разобраться в том, какой именно класс или подкласс ему необходим.

ГЛАВА ВТОРАЯ

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАССИВЫ УРАЛА И ПОЛОЖЕНИЕ В НИХ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На Урале хромитовые месторождения расположены исключительно среди интрузивных ультраосновных пород.¹ Поэтому анализ геологического положения наших месторождений должен заключаться в выяснении: а) характера размещения их в пределах массивов ультраосновных пород; б) связи месторождений с теми или иными петрографическими фациями и в) отношения рудных тел к элементам внутреннего строения и протектоники ультраосновных интрузивов.

Возникает, следовательно, необходимость предварительного рассмотрения типов ультраосновных интрузивов Урала с точки зрения их петрографического состава, формы и внутреннего строения.

¹³ Автор принимал участие в рассмотрении этих вопросов работниками Главспецстали и Челябинского завода ферросплавов. В то время наша классификация сопровождалась графой о технологическом назначении каждого класса и подкласса.

¹ С формальной точки зрения следовало бы выделить месторождения, слагаемые рассыпными валунчатыми рудами, образовавшимися в результате размыва коренных магматогенных месторождений. Однако такие руды на Урале не образуют самостоятельных месторождений, а всегда приурочены к своему первоисточнику — коренному месторождению, являясь его делювиальной частью.

Типы ультраосновных массивов Урала по их петрографическому составу. В ультраосновных интрузивах Урала в массовом распространении представлены такие ультраосновные породы или их метаморфические производные: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, верлиты. Почти в каждом интрузиве присутствуют также, в том или ином количестве, те или иные представители габброидных пород. Названные породы присутствуют в конкретных массивах в тех или иных сочетаниях, благодаря чему возникают различные типы ультраосновных массивов с характерным петрографическим составом.

Проведенные под руководством автора Хромитовой группой ИГН АН СССР в 1939—1940 гг. работы по обзору ультраосновных массивов Урала и их хромитоносности позволили распределить более чем 60 обследованных массивов на такие группы-типы по первичному петрографическому составу.²

Группа I. Массивы со значительным или преобладающим развитием дунитов.

1. Дунито-гарцбургитовые с подчиненным участием габброидных пород. Примеры: Халиловский, Кундыбаевский, Аккаргинский, Наследницкий, Узянский Крака.

2. Дунито-гарцбургито-лерцолитовые с подчиненным участием габброидных пород. Примеры: Кемпирсайский, Южный Крака, Ключевской, Тагило-Невьянский.

3. Дунито-гарцбургитовые с подчиненным участием габброидных пород и обособленным габбро-пироксенито-дунитовым комплексом. Пример: Хабарнинский.

4. В основном дунитовые с подчиненным участием пироксенитов и габбро. Примеры: Гологорский, Верх-Нейвинский, Верхне-Тагильский, Иткульский.

5. Габбро-пироксенито-дунитовые.

Группа II. Массивы с резко подчиненным развитием дунитов или лишенные их.

6. Перидотитовые с значительным участием габброидных пород, вероятно, более поздних, чем ультрабазиты. Примеры: Алапаевский, массив Монетной дачи.

7. Перидотитовые с подчиненным участием более поздних габброидных пород. Примеры: Верблюжьегорский, Успенский, Куликовский, Татищевский, Успенский, Кутарстанский, Сакмарский.

8. Пироксенито-перидотитовые с подчиненным развитием габброидных пород или без них. Примеры: Каменец-Подольский, Шевченковский.

9. Перидотитовые массивы сарановского типа.

В массивах первого типа, т. е. дунито-гарцбургитовых с подчиненным участием габброидных пород, дуниты образуют обособления среди количественно преобладающих гарцбургитов. В одних случаях, как, например, в Южно-Аккаргинском и Халиловском массивах, дуниты обособлены в поля довольно значительных размеров или в виде линзовидных и жиллообразных тел, которые можно изобразить самостоятельно на детальных петрографических картах. В других — дуниты перемежаются с гарцбургитами в форме узких полос и удлиненных шпиров небольшой мощности, так что, в сущности, создается единый комплекс полосчатых дунито-гарцбургитов. Подобные морфологические отношения характерны, например, для массивов Узянский Крака и Северо-Аккаргинских.

² Имеется в виду распространение пород на современном эрозионном срезе.

Переходы между дунитами и гарцбургитами почти не бывают линейно-резкими, они создаются путем более или менее быстрого разрежения зерен ромбического пироксена (или бастита) в гарцбургите на контакте с дунитом. Таким образом, инъекционные отношения между обеими ультраосновными породами отсутствуют, породы являющиеся результатом дифференциации одной и той же магматической массы.

Второй тип массивов — дунито-гарцбургито-лерцолитовый с подчиненным участием габброидных пород, характеризуется наибольшей сложностью петрографического состава фаций, имеющих массовое развитие. Как будет видно из дальнейшего, расположение фаций подчиняется вертикальной зональности, так как отдельные типы ультраосновных пород или их комплексы последовательно сменяются в вертикальном разрезе интрузивов.

Главную роль в массивах этого типа играют перидотиты-лерцолиты и гарцбургиты, последовательно слагающие верхние зоны интрузивов. Относительные количества тех и других в массивах различны. Иногда в качестве самой верхней фации интрузива представлены пироксениты.

Дуниты обособляются в нижних зонах массивов этого типа. Как и в охарактеризованном дунито-гарцбургитовом типе массивов, дуниты образуют здесь, в одних случаях, самостоятельные крупные массы (южные части Кемпирсайского и Ключевского массивов), в других — входят в состав полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса с различными относительными количествами дунитов и гарцбургитов (средняя зона Кемпирсайского и нижние зоны Тагило-Невьянского и Южно-Кракинского массивов). Как правило, переходы между породами отдельных зон вполне постепенные, свидетельствующие об отсутствии инъекционных отношений. Лишь в редких случаях можно предполагать инъекции дунитов или пород дунито-гарцбургитового комплекса в вышележащие перидотиты.

Представитель третьего типа массивов — дунито-гарцбургитовых с обособленным габбро-пироксенито-дунитовым комплексом — Хабарнинский массив описан Кашиным и Федоровым (1940). В нем преобладают гарцбургиты, окаймленные местами, по периферии массива, пироксенитами и габбро. В восточной части массива к гарцбургитам примыкает значительная площадь дунитов. В зоне перехода между ними развиты полосчатые дунито-гарцбургиты. В северо-восточной краевой части массива локализованы породы габбро-пироксенито-дунитового комплекса. Одна часть этого комплекса, сильно дифференцированная, включает верлиты, пироксениты, оливиновые пироксениты, оливиновые и нормальные габбро, их пегматиты, габбро-нориты, габбро-диориты и плагиограниты. Перечисленные разности пород образуют шпиры друг в друге или показывают на контакте более или менее постепенные взаимные переходы. Другая часть комплекса — дуниты непосредственно соприкасаются с пироксенитами, которые образуют в дунитах языки и линзы, ориентированные согласно с местными контурами массива. Контакты между теми и другими либо резкие, либо отмечаются переходной узкой зоной пойкилитовых верлитов, неравномерно зернистых, реакционного характера.

С. А. Кашин и В. Л. Федоров, а также автор полагают, что дуниты вместе с габбро-пироксенитовым комплексом обязаны дополнительно, почти одновременно внедрению дунитового и габброидного расплава в тектонически ослабленную северо-восточную приконтактную область интрузива.

Четвертый тип массивов — в основном дунитовый с подчиненным участием пироксенитов и габбро, характеризуется почти полным отсутствием перидотитов. Дуниты являются в этих массивах достаточно

однородными и непосредственно связаны с пироксенитами. Габбровые фашии подчинены пироксенитам. В одних случаях дуниты и пироксениты являются отчетливо сингенетическими образованиями (постепенные переходы), в других между ними наблюдаются резкие контакты, но достаточных данных для утверждения разновозрастности получить не удалось, и вопрос остался открытым.

Пятый тип массивов — габбро-пироксенито-дунитовых, типично представлен в платиноносной полосе Урала и детально описан в литературе. Массивы не содержат промышленных хромитовых месторождений, и мы на них останавливаться не будем.

Переходим к группе массивов с резко подчиненным развитием дунитов или лишенных их.

Шестой тип массивов, которым открывается список типов II группы, характеризуется господством перидотитов в ультраосновной части; вместе с тем, широко развиты и основные породы. Дуниты представлены в небольшом количестве шширами и жилообразными обособлениями среди перидотитов, до 10 м мощности. В единичных случаях отмечены настоящие секущие жилы дунитов небольшой мощности.

Переходы между габбро и перидотитами происходят через сравнительно маломощные зоны пироксенитов и еще менее мощные — верлитов. Контакты между верлитами и господствующими перидотитами гарцбургитового состава обычно резкие. Переходы между габбро, пироксенитами и верлитами, наоборот, постепенные. Можно предполагать, что гарцбургиты закристаллизовались раньше, чем габбро и переходные пироксениты и верлиты.

Седьмой тип массивов — перидотитовые с подчиненным участием более поздних пород семейства габбро — отличается наибольшей простотой петрографического состава главных фаший. Абсолютно преобладают перидотиты — лерцолиты, в одних случаях, и гарцбургиты — в других, последние чаще. Дуниты слагают лишь редкие небольшие шширы среди перидотитов. Габбровые породы и пироксениты представлены небольшими штоками и дайками и не образуют самостоятельных полей.

Восьмой тип массивов отличается от предыдущего присутствием, наряду с перидотитами (лерцолитами или гарцбургитами), также и сингенетичных пироксенитов — диалагитов и вебстеритов, которые то слагают отдельные площади, то образуют шшировые обособления среди перидотитов. Пироксенитам подчинены небольшие выделения габбрового состава.

Сарановские перидотитовые массивы выделены нами в особый — **девятый тип**. Они резко отличаются от всех остальных ультраосновных массивов Урала как своим геологическим положением, так и характером слагающих их перидотитов (Зимин, 1938). Так, все прочие ультраосновные массивы Урала залегают в отложениях, возраст которых лежит в пределах нижний силур — нижний карбон. Сарановские же массивы интродировали в более древние метаморфические свиты Урала. Перидотиты Сарановского массива характеризуются крупнозернистым пироксеном (1—1.5 см), полностью баститизированным. Серпентинитовые псевдоморфозы по оливину в одних фашиях столь же крупнозернисты, как и баститовые неделимые, в других — сплошь образуют пойкилитовые вростки в бастите. Такие структурные признаки для всей массы перидотитов массива присущи только Сарановскому массиву. Как известно, и по характеру своих руд Сарановские месторождения отличны от прочих уральских.

Для понимания закономерностей размещения хромитовых месторождений в массивах необходимо знать не только петрографический состав

последних, но также и их внутреннее строение, т. е. взаимное расположение в теле массива слагающих его интрузивных пород и проявления прототектонических воздействий. Оба эти качества тесно связаны с формами массивов.

Формы ультраосновных массивов Урала явились специальным разделом работ Хромитовой группы при обзоре в 1939—1940 г. хромитовосности Урала. Данные предыдущих исследований и результаты полевых наблюдений сотрудников группы по этому вопросу были освещены В. П. Логиновым в отдельной главе нашего коллективного труда (Соколов, Логинов и др.).

Оказалось возможным выделить такие формы:

1. Лакколитообразный массив. Примеры: Крака, Верхне-Тагильский, Ключевской, Верхне-Уфалейский, Тагило-Невьянский, Верх-Нейвинский, Успенский, Татищевский, Халиловский, Хабарнинский.

2. Лакколитообразный межформационный массив. Пример: Кемпирсайский.

3. Силлеобразный массив. Пример: Куликовский.

4. Моноклинальный согласный массив. Примеры: Гологорский, Южно-Аккаргинский, Сарановский, Кундыбаевский, Иткульский.

5. Моноклинальный межформационный массив. Примеры: Верблюжьегорский, Наследницкий.

6. Антиклинальный согласный массив. Примеры: Сакмарский, Кутарды.

7. Синклинальный согласный массив. Пример: Алапаевский.

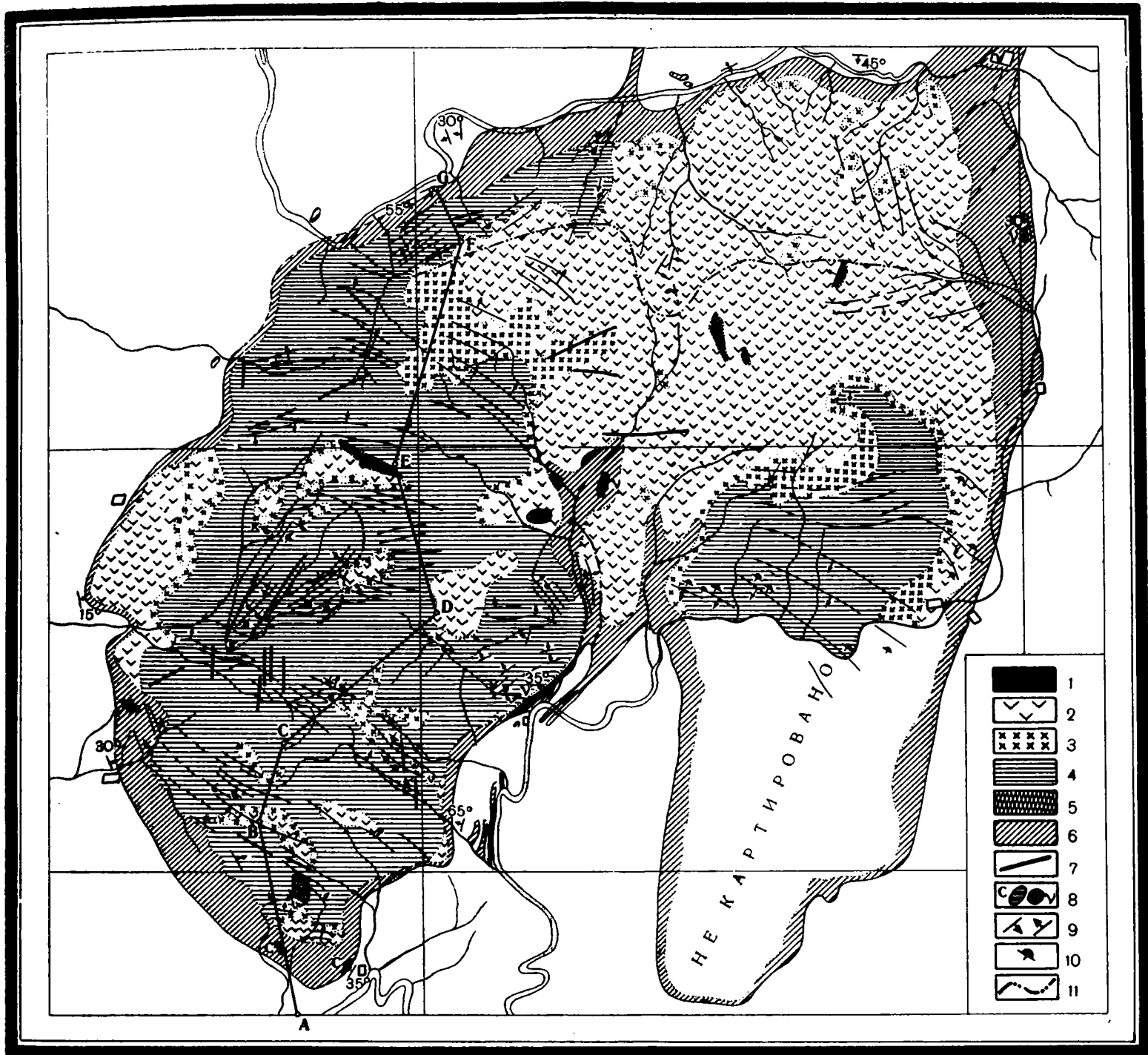
Дадим некоторые пояснения.

Подавляющее число массивов ультраосновных интрузивных пород на Урале, изучавшихся сотрудниками Хромитовой группы или охарактеризованных по условиям залегания другими исследователями, являются согласными по отношению к напластованию вмещающих толщ. Кажущееся несогласие проявляется в тех типах форм, которые выше названы «межформационными». Этот термин означает в данном случае, что магма внедрилась по шву стратиграфического несогласия двух осадочных формаций. По отношению к этому шву более древние толщи залегают, как известно, с угловым несогласием. В силу этого внедренный по шву массив будет по отношению к вмещающим отложениям своей подошвы залегать несогласно, но согласно с вмещающими толщами своей кровли. По способу внедрения межформационные интрузии относятся, конечно, к разряду согласных.

Из семи названных форм массивов первые три — лакколитообразный, лакколитообразный межформационный и силлеобразный — в период остывания и кристаллизации залежали как тела горизонтальные или близкие к тому.

По отношению к остальным четырем формам массивов могли быть оба случая, т. е. горизонтальное и наклонное залегания в период кристаллизации, так как наблюдаемые сейчас наклонные залегания массивов в целом или его крыльев могли явиться результатом последующих складчатых деформаций. Полевые наблюдения не дали определенных указаний для решения вопроса в конкретных изучавшихся случаях.

Как следует из приведенных выше примеров, значительное число хромитовосных, а частью и не хромитовосных массивов обладают лакколитообразной формой. Эта форма благоприятствует наиболее полной и совершенной дифференциации магмы, заполнившей камеру лакколита. Действительно, те уральские лакколитообразные массивы, которые испытали глубокую эрозию, обнажившую различные горизонты массива с кровли до постели, показывают большую сложность своего петрографи



Фиг. 5. Структурно-петрографическая схематическая карта массива Южный Крак. Составили Г. А. Соколов и П. В. Павлов, при участии В. П. Логинова (1936—1937 гг.)

1 — пироксениты и оливковые пироксениты; 2 — дерцолиты; 3 — переходные дерцолито-гарцбургиты; 4 — полосчатый гарцбургито-дунитовый комплекс; 5 — дуниты; 6 — краевые серпентиниты; 7 — жильные габбро-диабазы и пироксениты; 8 — останцы кровли; 9 — кремнистые и туфогенные сланцы, 10 — мраморы; 9 — простирание и падение первичной полосчатости; 10 — рудная точка, простирание и падение рудного тела; 11 — границы участков с ориентировкой полосчатости, отличной от общей ориентировки полосчатости в массиве. Ломаная линия А — В — С — D — E — F — G соответствует профилю фиг. 7. Белый фон — вмещающие породы

ческого состава, наибольшее разнообразие фаций ультраосновных пород. Выдающимся примером в этом отношении является изучавшийся нами массив Южный Крака в горной Башкирии. Опираясь на данные о строении и составе этого массива, легче будет понять соответствующие отношения в других ультраосновных массивах Урала. Изложим в кратком виде основные результаты нашего изучения петрографии и внутренней структуры массива Южный Крака (Соколов, 1941).³

Форма, петрографический состав и внутреннее строение массива Южный Крака. Массив Южный Крака (фиг. 5), являясь в общем изометричным, имеет в южной половине глубокий входящий клин осадочных пород. Широтный поперечник массива достигает 25 км, меридиональный — 30 км. Низшая точка в северной окраине массива у р. Каги имеет отметку 400—420 м, наивысшая точка в северо-восточной части массива лежит на уровне 928 м. Таким образом, относительное превышение рельефа массива немногим более 500 м, что при ширине в 25—30 км указывает на общую сравнительно небольшую выпуклость современной эрозионной поверхности.

В краевых частях массива наблюдается согласное внедрение ультраосновных пород в нижние горизонты турнейской толщи районов с явлениями активного экзоконтакта.⁴ В тех обнажениях, где видно непосредственное налегание на ультрабазитах вмещающих пород кровли, последние обычно представлены отложениями горизонта S^h , представленными глинистыми сланцами, переслаивающимися с плитняковыми песчаниками и имеющими в своем основании спилиты и туффиты; в некоторых обнажениях в кровле ультрабазитов наблюдались более низкие горизонты турнейской толщи, в частности, кремнистые плитняки с редкими линзами известняков (южные контакты западного языка массива).

В обнажениях, где вмещающие породы падают под ультрабазиты, т. е. относятся к постели массива, соответственно отмечаются либо турнейские сланцы, либо верхнедевонские граувакки. Породы кровли и постели и соответственно интрузивные контактные поверхности ультрабазитов падают под небольшими (8—40°) углами от массива в случае кровли и под массив в случае постели (фиг. 6).

Контакты массива на северной его границе, характеризующиеся крутым наклоном, являются тектоническими. В ряде мест наблюдались небольшой мощности послыонные, согласные апофизы главного массива в отложениях турнейской толщи. Эти апофизы, так же как и тонкие выклинивающиеся края массива, смяты в складки вместе с вмещающими их отложениями.

Общая верхняя поверхность массива ультраосновных пород обладает сравнительно небольшой выпуклостью. Как будет видно из дальнейшего, перидотиты, развитые в пунктах наибольших гипсометрических высот массива, относятся к ультрабазитам, образовавшимся близ кровли массива; поэтому общая современная выпуклость его поверхности близко отвечает выпуклости кровли массива до эрозии.

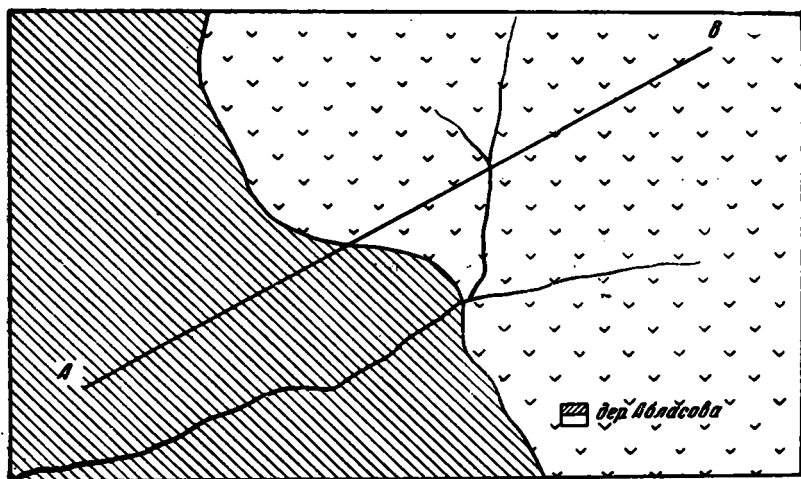
Выше упоминалось, что в южной части массива имеется глубоко входящий клин осадочных пород. Он сложен верхнедевонскими граувакками и нижними горизонтами турнейской толщи, имеет антиклинальное строение. Эта широкая антиклиналь в постели массива, располагающегося, вообще говоря, в синклиналиной структуре, обуславливает седловидную

³ Активным сотрудником автора при исследованиях массива Южный Крака был Н. В. Павлов; значительное участие принимал также В. П. Логинов.

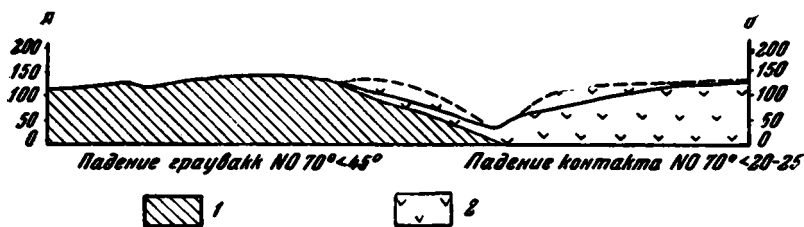
⁴ Контактные явления описаны в еще неопубликованной статье В. П. Логинова.

форму нижней поверхности интрузива и указывает на его ограниченную вертикальную мощность.

Изложенные данные позволяют заключить, что массив Южный Крак по своей форме представляет уплощенный двояковыпуклый лакколлит с широким седловидным перегибом вдоль меридионального поперечника. Относительно слабая выпуклость кровли массива может вызвать представление о силлеподобной межпластовой интрузивной залежи. Однако этому представлению противоречит быстрое падение вертикальной мощности массива в краях и наличие тонких апофиз.



Масштаб
Горизонтал. 0 100 200 м
Вертикальн.



Ф и г. 6. Строение краевой части лакколита Южный Крак в районе дер. Абласово

1 — граубаки (D₃); 2 — перидотиты и серпентиниты

В строении массива Южный Крак принимают участие разнообразные ультраосновные породы и их метаморфизованные разновидности: пироксениты; лерцолиты — массивные и полосчатые; гарцбургиты, переходные к лерцолитам, содержащие небольшое количество моноклинового пироксена; гарцбургиты, массивные и полосчатые; дуниты; хромитовые дуниты.

Все перечисленные породы в той или иной мере серпентинизированы, а в некоторых случаях термолитизированы и хлоритизированы.

Породы, нацело превращенные в серпентинит, образуют такие характерные фации:

а) серпентиниты краевой зоны массива, образующие внешнюю кайму массива шириной в плане 100—1500 м; б) экзоконтактовые серпентиниты

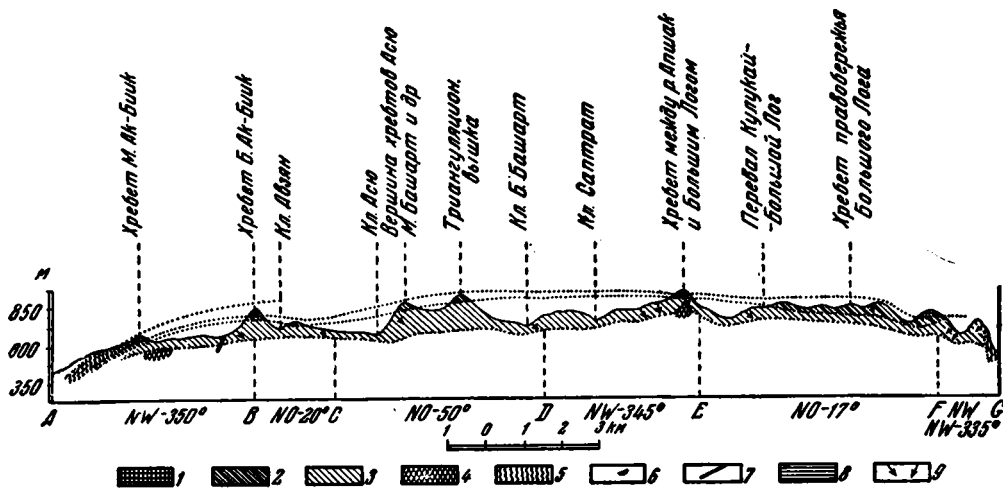
около даек габбро, пироксенитов, горнблендитов и лерцолитов; в) серпентиниты, сопровождающие рудные хромитовые тела.

Породы жильной фации представлены секущими лерцолитами и плагиоклазовыми лерцолитами, пироксенитами (вебстериты и диаллагиты), пироксено-роговообманковым и роговообманковым габбро и горнблендитами.

Жильное залегание можно также предполагать для некоторых жильно-образных обособлений дунитов и дунито-гарцбургитов среди лерцолитов.

Выполненное нами детальное структурно-петрографическое картирование массива выявило вертикальную зональность в распределении ведущих фаций и закономерно ориентированную плоско-параллельную первичную полосчатость внутренних зон интрузива, сложенных гарцбургитами и дунито-гарцбургитами.

Вертикальная зональность петрографического состава массива выражается в том, что гипсометрически верхняя зона массива сложена породами лерцолитового состава; ниже располагается зона пород гарцбургитового состава и еще ниже — породы смешанного дунито-гарцбургитового комплекса (фиг. 7). Благодаря сложной эрозионной расчлененности рельефа, на петрографической карте массива (фиг. 5) выделяются неправильные пятна — «острова» — лерцолитов, приуроченные к вершинам сопок и хребтов; их окружают замкнутые полосы гарцбургитов, обнажающихся, как правило, в средних частях склонов, а наиболее размытые участки на площади массива заняты породами дунито-гарцбургитового комплекса.



Ф и г. 7. Геологический профиль массива Южный Крак по линии А — В — С — D — E — F — G

1 — лерцолиты; 2 — переходные лерцолито-гарцбургиты; 3 — полосчатый гарцбургито-дунитовый комплекс; 4 — дуниты; 5 — краевые серпентиниты; 6 — останцы ировли; 7 — жильные габбро-диабазы и пироксениты; 8 — вмещающие вулканогенно-осадочные породы; 9 — падение полосчатости

Лерцолиты не встречаются ниже абсолютной высоты 610—620 м в краевых частях массива и 710—750 м — в центральных его частях. Максимальная сохранившаяся вертикальная мощность лерцолитовой зоны наблюдалась в северном сегменте, где она достигает 300 м.

Переходы между лерцолитами и нижележащими гарцбургитами постепенные, и поверхность раздела между ними может быть намечена лишь

условно, как некоторая средняя поверхность пояса переходных пород, имеющего вертикальную мощность примерно 15—40 м.

Условная поверхность, ограничивающая зону лерцолитов от гарцбургитов, как показывают ее гипсометрические отметки, имеет ничтожную выпуклость — 150 м на 25 км поперечника массива. Она обладает некоторыми неровностями в виде местных небольших, вытянутых в одном направлении выпуклостей второго порядка.

Нижележащая зона в своей верхней части сложена преимущественно гарцбургитами, обладающими отчетливой полосчатой текстурой, вследствие разрежения или сгущения зерен ромбического пироксена по однообразно ориентированным плоскостям. На поверхности выхода породы участки с различным содержанием пироксена имеют форму то более, то менее широких полос, удлиненных линз и линзочек. Переходы чаще постепенные, реже резкие.

Среди полосчатых гарцбургитов нередко наблюдаются вытянутые обособления дунитового состава мощностью 0.5—3.5 м, ориентированные совершенно согласно с полосчатостью гарцбургитов. Число дунитовых обособлений в нижних горизонтах значительно увеличивается, и, таким образом, гарцбургитовая зона быстро сменяется зоной смешанной, дунито-гарцбургитового состава. Среди дунитовых обособлений этой зоны расположено подавляющее число рудных хромитовых тел.

Чисто дунитовая зона при картировании не обнаружена. Она либо еще не вскрыта эрозией, либо отсутствует.

Следует упомянуть, что в нескольких местах краевой серпентинитовой полосы отмечены ограниченной мощности пластообразные тела пироксенитов, непосредственно примыкающие к вмещающим породам. Такие пироксениты являются либо составной частью самой верхней петрографической зоны в нашем вертикально-дифференцированном интрузивном массиве, либо контактными образованиями. Сильная серпентинизация и хлоритизация самих пироксенитов и залегание их в нацело серпентинизированных перидотитах не дали возможности решить, какое из предположений правильнее.

Полевые наблюдения не могли обнаружить каких-либо определенных признаков разновозрастности, т. е. внедрения пород одной зоны в другую. Лишь в единичных случаях можно предполагать инъекционное проникновение в верхние перидотитовые зоны дунитового или дунито-гарцбургитового расплава из нижележащей зоны, поскольку среди перидотитов иногда наблюдались ограниченного масштаба жилородные тела дунитов или смешанного дунито-гарцбургитового комплекса. В некоторых случаях такие дуниты содержат рудные хромитовые тела.

Вообще же зоны сменяются последовательно и только в одном направлении; нет их чередования, как это наблюдается, например, в Бушвельдском массиве. Об этом убедительно говорит и постепенность изменения минералогического и валового химического состава пород, слагающих зоны (табл. 8 и 9).

Для сопоставления особенно показательны цифры вторых колонок каждого анализа, которые получены после исключения воды и пересчета оставшихся цифр на 100%. Этим отчасти устраняется влияние на состав породы ее вторичных изменений, главным из которых является серпентинизация (Логонов, Павлов, Соколов, 1940, стр. 41—42).

В табл. 10 даны также пересчеты на числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому.

При сопоставлении числовых характеристик для ультраосновных пород нашего типа показательны, конечно, значения s и b , а также f' , m' и Q ; значения же a , c , a' и c' мало характерны, так как наши породы со-

держат лишь незначительные количества Al_2O_3 и CaO . К тому же на содержание этих окислов оказывает влияние неравномерное содержание акцессорного хромшпинелида, вторичная карбонатизация и пр.

Таблица 8

Количественно-минералогический состав ультраосновных пород массива Южный Крака (в объемных %)

Породы. Минералы	З о н ы						
	Смешанная гарцбургито-дунитовая			Лерцолитовая			Пироксени-то-вая
	Дунит	Энстатитовый дунит	Гарцбургит	Лерцолито-гарцбургит	Полосчатый лерцолит	Массивный лерцолит	Пироксенит
Акцессорный хромшпинелид	1—2	1—2	1—2	2—3	2—2.5	2—3	—
Моноклинный пироксен	—	—	0.2—1	3.8	10—15	15—18	45—50
Ромбический пироксен	—	3—4	12—15	18—20	12—15	10—14	50—55
Оливин	98—99	93—97	84—85	70—75	70—75	67—70	—
Степень серпентинизации	до 95%			до 60%		до 40%	

Примечание. При подсчете под микроскопом серпентинизированные зерна или серпентинизированные участки того или иного минерала объединялись с неизмененными, а общее количество серпентина подсчитывалось отдельно.

Табл. 10 показывает, что s, b, f', m' и Q меняются постепенно, в одном направлении. Средний удельный вес пород увеличивается сверху вниз, что становится особенно ясным, если учесть, что в нижней, дунито-гарцбургитовой зоне сосредоточено наибольшее количество рудных хромитовых тел.

Все приведенные материалы являются серьезными доводами в пользу того взгляда, что магма, образовавшая лакколит Южного Крака, внедрялась достаточно однородной, не испытав предварительной дифференциации.

Второй характерной чертой внутреннего строения массива Южный Крака является закономерно ориентированная плоско-параллельная первичная полосчатость внутренних зон интрузива.

Лерцолиты внешней верхней зоны в подавляющем большинстве являются вполне массивными, без признаков ориентированного сложения. Лишь местами, при переходе лерцолитов в нижележащие полосчатые гарцбургиты, и в лерцолитах проявляется ориентированное по некоторым параллельным плоскостям сгущение и разрежение пироксеновых зерен.

Все нижележащие породы обладают полосчатым сложением, для которого можно выделить две разновидности:

1. Тесное, как бы шлировое, чередование однообразно ориентированных маломощных псевдослоев и линз, отличающихся различным содержанием зерен пироксена, вплоть до его отсутствия. Отдельные полоски обладают составом то гарцбургитов, то энстатитовых дунитов, то нормальных дунитов. Границы полос и линз не резкие.

Химические анализы ультраосновных пород массива Южный Крак

	Сильно серпентинизированный дунит. Обр. 38/35 г. С.				Сильно серпентинизированный дунит. Обр. 57/37 г. П.				Слабо серпентинизированный гарцбургит. Обр. 35/35 г. С.				Лерполит полосчатый. Обр. 216/36 г. П.				Лерполит массивный. Обр. 35/37 г. П.			
	Вес. %	Вес. %, при- вед. к 100 после ис- ключ. H ₂ O	Мол. коли- чества	Мол. %	Вес. %	Вес. %, при- вед. к 100 после ис- ключ. H ₂ O	Мол. коли- чества	Мол. %	Вес. %	Вес. %, при- вед. к 100 после ис- ключ. H ₂ O	Мол. коли- чества	Мол. %	Вес. %	Вес. %, при- вед. к 100 после ис- ключ. H ₂ O	Мол. коли- чества	Мол. %	Вес. %	Вес. %, при- вед. к 100 после ис- ключ. H ₂ O	Мол. коли- чества	Мол. %
SiO ₂	34.60	39.46	657	32.42	35.50	40.83	680	33.42	39.00	42.12	703	36.03	41.92	44.31	738	37.49	43.11	44.47	741	37.84
TiO ₂	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—	0.03	—	—	—	0.07	—	—	—	0.04	—	—	—
Al ₂ O ₃	2.93	3.31	32	1.58	0.77	0.89	9	0.44	3.50	3.78	37	1.90	1.30	1.38	14	0.71	2.92	3.01	29	1.48
Cr ₂ O ₃	0.52	0.59	4	0.20	0.30	0.35	2	0.10	0.26	0.28	2	0.10	0.53	0.56	3	0.15	0.20	0.21	1	0.05
Fe ₂ O ₃	2.87	3.27	21	3.91	4.21	4.84	30	4.96	4.93	5.53	33	5.89	4.55	4.81	30	6.30	1.30	1.34	8	5.65
FeO	2.27	2.59	36		2.48	2.85	40		2.41	2.60	36		4.14	4.38	61		6.61	6.81	94	
MnO	0.05	0.06	1	—	0.06	0.07	1	—	0.08	0.09	13	—	0.17	0.18	3	—	0.08	0.08	1	—
MgO	42.22	49.29	1232	61.14	42.66	49.06	1227	60.39	39.64	42.88	1047	53.88	39.57	41.83	1046	53.37	39.60	40.85	1021	52.36
NiO	0.36	0.41	5	—	0.28	0.32	4	—	0.30	0.33	4	—	0.29	0.31	4	—	0.25	0.26	4	—
CoO	—	—	—	—	0.015	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—
CaO	0.41	0.47	8	0.40	0.38	0.44	8	0.39	1.54	1.66	30	1.54	1.91	2.02	36	1.83	2.27	2.34	42	2.14
Na ₂ O	0.16	0.18	3	0.15	0.23	0.27	5	0.25	0.61	0.66	11	0.56	0.09	0.10	2	0.10	0.42	0.43	7	0.38
K ₂ O	0.32	0.37	4	0.20	0.05	0.06	1	0.05	0.18	0.20	2	0.10	0.11	0.12	1	0.05	0.18	0.19	2	0.10
S	—	—	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.70	—	—	—	0.66	—	—	—	0.68	—	—	—	0.37	—	—	—	0.20	—	—	—
H ₂ O ⁺	12.33	—	—	—	12.70	—	—	—	6.75	—	—	—	5.75	—	—	—	3.07	—	—	—
	100.74	100.00	—	100.00	100.34	100.00	—	100.00	99.91	100.00	—	100.00	100.79	100.00	—	100.00	100.31	100.00	—	100.00

Примечание. Химические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Института геологических наук АН СССР ст. научным сотрудником П. А. Волковым.

2. Чередование более мощных — от 0.1 до 5 м — псевдослоев дунита и гардбургита (с непостоянным содержанием ромбического пироксена). Псевдослой сохраняют на протяжении нередко десятков метров более или менее постоянную мощность и довольно резко отграничены друг от друга.

Таблица 10

Числовые характеристики ультраосновных пород массива Южный Крак
(к анализам табл. 9)

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	φ	m'	c'	Q
1	0.7	0.4	66.7	32.2	3.1	5.8	3.1	91.1	—	—37.4
2	0.6	0.3	65.5	33.6	—	7.6	4.5	92.2	0.2	—34.3
3	1.4	1.4	60.6	36.6	—	9.8	5.7	89.9	0.3	—31.0
4	0.3	0.7	61.3	37.7	—	10.3	5.0	87.8	1.9	—25.9
5	0.9	1.0	59.9	38.2	—	9.6	1.4	88.6	1.8	—26.4

Значительно реже встречается такситовое сложение породы со слабыми признаками полосчатости. В таких случаях порода сложена дунитом и энстатитовым дунитом с неправильными и неориентированными шпировыми участками, обогащенными пироксеном. Во всех случаях зерна пироксена располагаются своими удлинениями в самых различных направлениях, так что линейная полосчатость отсутствует.

При структурно-петрографическом картировании массива нами произведено большое число замеров падения плоско-параллельных текстур. После нанесения их на петрографическую карту выявились весьма интересные закономерности.

Простирание полосчатости (фиг. 5) в преобладающем числе случаев является близким к широтному. Лишь на трех сравнительно небольших участках простирание имеет другие румбы. Один из таких участков располагается как раз на седлообразном перегибе лакколита, между двумя выступами контуров массива к югу. Второй соответствует северному сегменту массива, а третий находится в центральной части западной половины массива. Направление падения полосчатости также весьма закономерно, если не считать названных трех участков. В западной половине массива оно всегда северное, в восточной — южное. Углы падения довольно сильно варьируют.

Сопоставляя проекцию полосчатости на горизонтальную плоскость с направлением контуров массива, с одной стороны, и с пологим залеганием кровли массива и с таким же залеганием условных поверхностей, разграничивающих петрографические зоны массива, — с другой, мы убеждаемся в полной независимости их друг от друга. Простирание полосчатости, как правило, несогласно с восточными и западными границами массива, а по падению полосчатость несогласна с кровлей массива и пологими пограничными поверхностями отдельных зон дифференциации базитов.

Кратко остановимся на условиях формирования вертикальной петрографической зональности массива и полосчатости слагающих его пород.

Для объяснения образования первичной кристаллизационной полосчатости интрузивных горных пород, как известно, было предложено большое число гипотез (стр. 98). Из них для массива Южный Крак можно рассмотреть лишь три гипотезы: а) образование полосчатости в результате течения гомогенной интрузирующей магмы и одновременной кристаллизации ее; б) образование полосчатости в результате внедрения неоднородной магмы, частично дифференцированной еще в глубинном очаге или по

пути к месту локализации; в) возникновение полосчатости в статических условиях, вследствие кристаллизации гомогенной магмы при действии ориентированного давления, вызывающего на поздних стадиях кристаллизации местные перемещения жидкого остатка относительно уже выделившихся кристаллов по системе параллельных плоскостей. Все другие гипотезы явно не отвечают характеру массива.

Но и первые две гипотезы не могут быть приняты для объяснения полосчатости дунито-гарцбургитового комплекса Южного Крака прежде всего потому, что текстуры течения при внедрении магмы должны быть конкордантными стенкам вмещающей камеры, что, как это было подчеркнуто выше, не характерно для нашего массива. Здесь нет пологих, близких к горизонтальным залеганий плоско-параллельных текстур, и в большинстве случаев нет их параллельности внешним и внутренним контактам массивов. Третья из вышеназванных гипотез находится в наибольшем согласии с деталями сложения и условиями залегания полосчатых комплексов в интрузиве Южного Крака.

По поводу формирования вертикальной петрографической зональности следует высказать такие соображения.

1. Петрографический состав зон меняется в одном направлении, без повторений и чередований, от относительно более кислых ультрабазитов в прикровельных частях интрузивов (пироксениты или лерцолиты), через гарцбургиты, к дунито-гарцбургитовым комплексам в наиболее размытых частях интрузива. В характере переходов между породами отдельных зон в подавляющем числе случаев нельзя усмотреть инъекционных взаимоотношений. Все эти отношения делают невероятным предположение о формировании петрографической зональности вследствие внедрения неоднородной, ранее дифференцированной магмы. Столь же мало вероятен и механизм последовательных внедрений отличных по составу дифференциатов глубинного очага.

Наиболее вероятно предположение, что дифференциация магмы происходила на месте, в камере лакколита, и лишь секущие габброидные дайки являются последующими внедрениями из глубинного очага.

2. Средний состав магмы, образовавшей массив Южный Крака, отвечает перидотитовой магме лерцолито-гарцбургитового состава. Отношение молекулярных количеств $MgO : FeO$ (общее) в породах массива составляет: для дунитов 15.7 и 12.2; для гарцбургитов 9.3, для лерцолитов 8.5 и 9.2. По Гессу (Hess, 1938), такие значения этого отношения характеризуют породы, образовавшиеся из собственно ультраосновной (не габброидной) магмы.

3. О типе дифференциации еще нельзя говорить с уверенностью. С одной стороны, постепенное обогащение оливином каждой последующей, по направлению вниз, зоны указывает как будто бы на кристаллизационно-гравитационную дифференциацию с гравитационным опусканием оливина ранних генераций в более глубокие зоны лакколитов. С другой стороны, образование в каждой зоне своих типов отщепленных жильных пород (пироксениты в дунито-гарцбургитовой зоне, плагиоклазовые лерцолиты в чисто перидотитовых зонах) наводит на предположение об обособлении зон с постепенно меняющимся составом еще в стадии расплава, до значительного выделения кристаллов, т. е. путем концентрационной дифференциации в том смысле, как ее понимает Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1934). Не исключается возможность и наложения явлений кристаллизационно-гравитационной дифференциации на явления концентрационной дифференциации. Эти вопросы требуют дальнейшей проработки.

В каждой из петрографических зон встречены хромитовые месторождения. Наиболее богата последними нижняя, дунито-гарцбургитовая

зона; в перидотитовых (лерцолитовых и гарцбургитовых) зонах месторождения уже редки; среди пироксенитов встречено только одно, не промышленное по размерам, рудное проявление.

Следует также выделить как особые структурные петрографические части массивов краевые серпентиниты и серпентинитовые апофизы главных массивов, в которых также известно небольшое число хромитовых месторождений.

Хромитовые месторождения каждой зоны обладают довольно характерными особенностями форм рудных тел, сложения и состава руд, взаимоотношений с вмещающими породами. Анализ этих особенностей дает весьма ценные материалы по вопросам о связи между петрографическим составом ультраосновных массивов и характером хромитовых месторождений, а также о закономерностях распространения хромитовых месторождений в ультраосновных массивах сложного петрографического состава.

В пределах дунито-гарцбургитовой зоны особенно характерны месторождения, представляющие собой а) струйчатые шпиры и полосы бедного вкрапленника и б) полосы или жиллообразные линзы несколько более богатого вкрапленника со шпирами густого вкрапленника и почти сплошных руд, с отдельными участками нодулярных руд и с местными проявлениями артеритовых руд. Замечается некоторое закономерное изменение характера рудных тел в зависимости от уровня, занимаемого им в пределах дунито-гарцбургитовой зоны: чем ближе располагаются месторождения к вышележащим перидотитовым зонам, тем, в общем, рудные тела богаче шпирами густовкрапленных и массивных руд. С другой стороны, в нижних частях зоны более характерны сильно вытянутые полосы вкрапленных руд, тогда как в верхних частях зоны преобладают быстро выклинивающиеся рудные тела типа жиллообразных линз.

Рудные тела почти всегда залегают в дунитовых полосах, согласно с ориентировкой полосчатости окружающего дунито-гарцбургитового комплекса. Секущие рудные тела, а также тела, залегающие в гарцбургитах, являются здесь исключением.

Те немногие хромитовые месторождения, которые залегают в пределах верхних, чисто перидотитовых зон массивов Крака, по своей морфологии представляют короткие жиллообразные линзы мощностью в 1—2 м; они показывают резкие контакты с вмещающими ультрабазитами. Рудные линзы окружены сравнительно маломощной оторочкой серпентинизированных дунитов. Эти последние и соприкасаются с перидотитами данной зоны. Руды месторождений перидотитовой зоны представлены густыми вкрапленниками и почти сплошными рудами. Для некоторых месторождений перидотитовых зон характерны явления постмагматического пироксенового метасоматоза дунитов, с образованием за счет дунитов на отдельных участках рудных тел вторичных, эпигенетических перидотитов.

Хромитовые месторождения, залегающие в выклинивающихся краевых серпентинитовых частях массивов или серпентинитовых апофизах, находятся в неблагоприятных для изучения условиях: они чрезвычайно сильно тектонически нарушены, вмещающие породы представляют собой смятые и перекристаллизованные серпентиниты; в силу этого, первичные соотношения рудных тел с ультрабазитами и детали строения и сложения самих рудных тел здесь полностью замаскированы. Можно лишь сказать, что по своей форме рудные тела этого типа представляют тектонические линзовидные блоки; сложены они обычно почти сплошными рудами с серпентином и хлоритом в силикатной части. Условия формирования этих месторождений неясны.

Рассмотрение особенностей хромитовых месторождений, в зависимости от положения последних в различных структурно-петрографических зо-

нах массивов Крака, привели нас к концепции о «вертикальной зональности» хромитовых месторождений, которая в схеме выражается в том, что чем гипсометрически выше залегают месторождения в разрезе данного массива, тем, в целом, руда богаче по содержанию рудного минерала — хромшпинелида; однако размеры рудных тел при этом, как правило, уменьшаются. Соответственно меняются вмещающие породы: в нижних частях массивов — дунитовые полосы и линзы, входящие в состав сингенетического дунито-гарцбургитового комплекса; в верхних частях массивов — дунитовые оторочки, эпигенетические по отношению к окружающим перидотитам. Местами в дунитах различаются вторичные метасоматические пироксены, формирующие породы, внешне сходные с перидотитами.

В дальнейшем будут освещены и закономерности химического состава руд.

Четких закономерностей размещения хромитовых месторождений в пределах каждой отдельной зоны подметить не удалось.

В пределах нижней дунито-гарцбургитовой зоны рудные тела группируются в некоторых узких зонах, вытянутых согласно с первичной полосчатостью дунито-гарцбургитового комплекса. Связать расположение подобных рудоносных полос с какими-либо элементами внутреннего строения массивов не удается.

Вертикальная зональность петрографического состава присуща также и ряду других лакколитообразных массивов Урала, сложенных ультраосновными породами. Она выявлена исследованиями Хромитовой группы ИГН (Логинов, Павлов, Соколов, 1940) в Кемпирсайском массиве, являющемся по условиям залегания и форме — межформационным, лакколитообразным. В отличие от Южного Крака, здесь верхняя, лерцолитовая, зона обладает незначительной мощностью и, повидимому, не имела повсеместного распространения. С другой стороны, в Кемпирсайском массиве на современной эрозионной поверхности широко развиты дуниты (юго-восточная часть массива), образующие видимую нижнюю зону интрузива.

Как и в массиве Крака, средние зоны представлены гарцбургитами и породами полосчатого, дунито-гарцбургитового комплекса. Плоскопараллельная полосчатость его и здесь ориентирована несогласно с поверхностью кровли и с залеганием петрографических зон, образуя с ним по падению значительный (30—40°) угол.

Аналогичное пространственное расположение ультраосновных пород наблюдается в Ключевском лакколитообразном массиве. Он вытянут почти в меридиональном направлении, глубина эрозии повышается при движении с севера к югу, где по южной окраине массива, отчасти рассекая его, протекает р. Исеть. Разница отметок р. Исети и северной части массива составляет 130 м.

В ближайших к Исети наиболее эродированных участках выходят дуниты, которые к северу сменяются смешанной дунито-перидотитовой зоной и еще севернее — перидотитами и пироксенитами (фиг. 8).

Примерами слабо эродированных лакколитообразных массивов, в которых вскрыты лишь верхние перидотитовые или пироксенито-перидотитовые зоны, являются Татищевский, Успенский, Шевченковский и Каменец-Подольский в пределах Урало-Тобольского водораздела.

В числе лакколитообразных интрузивов на Урале известны такие, в которых ультраосновные породы представлены преимущественно дунитами. К их числу относятся Верхне-Нейвинский и Верхне-Тагильский массивы. В строении этих массивов принимают участие, наряду с дунитами, верлиты, пироксениты и габбро. Верлиты развиты в весьма подчиненных количествах, пироксениты и габбро — в более значительных.



Ф и г. 8. Геологическая схематическая карта Ключевского хромитоносного массива (1935)

1 — мраморизованные известняки и мраморы; 2 — порфирово-сланцевая толща; 3 — сланцы метаморфические; 4 — дуниты; 5 — перидотитовые и частью пироксенитовые серпентиниты; 6 — пироксениты; 7 — габбро; 8 — граниты; 9 — месторождения хромита.

Между дунитами и верлитами наблюдаются постепенные переходы. В ряде мест с дунитами непосредственно соприкасаются габбро и пироксениты, без промежуточных верлитов, иногда с отчетливым интрузивным контактом, указывающим на несколько более позднюю кристаллизацию основного комплекса. Верлиты залегают всегда выше дунитов, слагающих нижнюю и среднюю части массивов. Габбро и связанные с ними пироксениты залегают то висячем, то в лежащем боку ультраосновных пород.

В моноклинальных массивах, в связи с простотой петрографического состава их главных интрузивных фаций, более проста и картина пространственного распределения ультраосновных пород.

В дунито-гарцбургитовых моноклинальных массивах, к числу которых принадлежат Южно-Аккаргинский и Наследницкий, дуниты образуют довольно хорошо обособленные, нередко значительные по мощности и простираюнию полосы, шлиры и удлиненные неправильные тела, локализующиеся преимущественно в осевых частях массивов. Дунитовые обособления залегают согласно или почти согласно с падением и простираением всего массива.

Гарцбургиты, перемежающиеся с обособлениями дунитов, слагают среднюю зону между висячим и лежащим боком массива, заключенную в гарцбургитовом теле. Как и в лакколитообразных интрузивах, переходы между дунитами и гарцбургитами происходят без резкой границы, путем быстрого уменьшения количества пироксеновых зерен в гарцбургите по направлению к дунитам. Таким образом, инъекционных отношений между этими породами нет. Их отношения близки к тем, которые А. Г. Бетехтиным описаны для Шорджинского массива (1937, стр. 17—19) и которые свидетельствуют о сингенетичности.

Примером моноклинальных массивов с преобладанием дунитов может служить Иткульский хромитоносный интрузив.

Геологическое положение хромитовых месторождений. Получив представление об ультраосновных массивах Урала по их форме, петрографическому составу и пространственному распределению различных ультраосновных пород, мы можем перейти непосредственно к характеристике геологического положения хромитовых месторождений.

В массивах сложного петрографического состава, лакколитообразных по форме, с зональным расположением ультраосновных пород, хромитовые месторождения встречаются главным образом на площадях развития дунитов и в меньшем числе среди перидотитов. Месторождениям в перидотитовых зонах таких массивов присущи жилообразные, линзовидные, иногда типично жильные и столбообразные формы рудных тел. Рудные тела в одних случаях соприкасаются непосредственно с перидотитами, в других — окружены дунитовой оболочкой небольшой, менее 1 м мощности.

Руды месторождений перидотитовой зоны обычно содержат мало силикатов и других нерудных минералов, являясь по своему сложению сплошными (массивными) или весьма густо вкрапленными. Средне- и редковкрапленные руды наблюдаются в резко подчиненных количествах в краевых частях рудных тел и в местах их первичного выклинивания.

Значительно чаще встречаются хромитовые месторождения в нижележащей, смешанной дунито-гарцбургитовой зоне. Рудные тела локализируются здесь почти исключительно среди дунитовых обособлений. Наряду с линзовидными и жилообразными формами рудных тел здесь распространены шлиры и полосы. Иногда в одном и том же месторождении представлено несколько рудных обособлений, чередующихся с безрудными дунитами. Сами месторождения нередко группируются в рудоносные полосы или площади.

Руды месторождений дунито-гарцбургитовых зон характеризуются, наряду с массивным сложением, также и значительным развитием богатых вкрапленных руд гипидиоморфно-зернистой структуры. Сплошные руды образуют шпирь среди вкрапленных, изредка наблюдаются обратные соотношения — сплошные руды с пятнами вкрапленных. Довольно часто встречаются нодулярные руды, ассоциирующиеся с вкрапленными и сплошными; иногда нодулярные руды слагают целиком отдельные рудные тела.

Для месторождений собственно дунитовых зон лакколитообразных интрузивов (Кемпирсайский, Ключевской, Хабарнинский) характерными формами являются рудные жилообразные шпирь, полосы, гнезда, нередко достигающие весьма значительных размеров. Они сложены преобладающе вкрапленными рудами различной густоты и различных текстур.

Часто руды обладают отчетливой полосчатостью, а иногда и ленточным сложением, благодаря чередованию линз и полос вкрапленников различной густоты между собой и с безрудными дунитами. Массивные руды присутствуют, но в подчиненных количествах, образуя шпирообразные обособления среди вкрапленных руд, то с резкими границами, то с постепенными переходами. Изредка сплошные руды слагают самостоятельные рудные тела жильного характера. Довольно часто среди вкрапленных руд выделяются нодулярные руды. Рудные тела почти не бывают одиночными, а в еще большей мере, чем в дунито-гарцбургитовых зонах, образуют рудоносные полосы и площади, включающие несколько самостоятельных⁵ рудных тел (рудоносные полосы в дунитах Ключевского массива, группы месторождений в южнокемпирсайской дунитовой площади и др.).

Замечено, что в дунитовых зонах располагаются наиболее крупные рудные тела. В дунито-гарцбургитовых зонах средний размер рудных тел значительно уступает среднему размеру рудных тел дунитовых зон; еще меньшими, в общем, размерами характеризуются рудные тела перидотитовых зон.

Таким образом, в лакколитообразных, сложно дифференцированных массивах хромитовые месторождения локализуются преимущественно в дунитовой зоне или в дунитовых фациях смешанной дунито-гарцбургитовой зоны. В вышележащих перидотитовых зонах месторождения встречаются значительно реже, но и здесь они часто сопровождаются дунитами, образующими как бы оболочку рудного тела. Формы рудных тел и сложение руд имеют свои вышеохарактеризованные особенности в месторождениях каждой зоны.

В дунито-гарцбургитовых моноклиналильных массивах месторождения локализуются в тех же связях с петрографическими фациями, что и в лакколитообразных, сложнодифференцированных. Рудные тела залегают здесь почти исключительно в дунитовых обособлениях и лишь как исключение — среди перидотитов. Формы рудных тел и сложение руд аналогичны тем, которые присущи месторождениям дунито-гарцбургитовых зон лакколитообразных массивов.

Преобладающие дунитовые моноклиналильные массивы (Гологорский, Иткульский) как и собственно дунитовые зоны лакколитообразных массивов, характеризуются относительно высокой насыщенностью хромитовыми месторождениями, залегающими исключительно в дунитах. Размеры рудных тел варьируют в широких пределах. Наиболее крупным из известных на Урале является Гологорское месторождение с длиной рудного тела 120 м и средней мощностью 10 м.

⁵ Имеется в виду первичное единое рудное тело, хотя бы оно и было тектонически разобрано на отдельные блоки.

Между дунитами и верлитами наблюдаются постепенные переходы. В ряде мест с дунитами непосредственно соприкасаются габбро и пироксениты, без промежуточных верлитов, иногда с отчетливым интрузивным контактом, указывающим на несколько более позднюю кристаллизацию основного комплекса. Верлиты залегают всегда выше дунитов, слагающих нижнюю и среднюю части массивов. Габбро и связанные с ними пироксениты залегают то в висячем, то в лежащем боку ультраосновных пород.

В моноклинальных массивах, в связи с простотой петрографического состава их главных интрузивных фаций, более проста и картина пространственного распределения ультраосновных пород.

В дунито-гарцбургитовых моноклинальных массивах, к числу которых принадлежат Южно-Аккаргинский и Наследнический, дуниты образуют довольно хорошо обособленные, нередко значительные по мощности и простиранию полосы, шпильры и удлинённые неправильные тела, локализующиеся преимущественно в осевых частях массивов. Дунитовые обособления залегают согласно или почти согласно с падением и простиранием всего массива.

Гарцбургиты, перемежающиеся с обособлениями дунитов, слагают среднюю зону между висячим и лежачим боком массива, заключенную в гарцбургитовом теле. Как и в лакколитообразных интрузивах, переходы между дунитами и гарцбургитами происходят без резкой границы, путем быстрого уменьшения количества пироксеновых зерен в гарцбургите по направлению к дунитам. Таким образом, инъекционных отношений между этими породами нет. Их отношения близки к тем, которые А. Г. Бетехтиным описаны для Шорджинского массива (1937, стр. 17—19) и которые свидетельствуют о сингенетичности.

Примером моноклинальных массивов с преобладанием дунитов может служить Иткульский хромитоносный интрузив.

Геологическое положение хромитовых месторождений. Получив представление об ультраосновных массивах Урала по их форме, петрографическому составу и пространственному распределению различных ультраосновных пород, мы можем перейти непосредственно к характеристике геологического положения хромитовых месторождений.

В массивах сложного петрографического состава, лакколитообразных по форме, с зональным расположением ультраосновных пород, хромитовые месторождения встречаются главным образом на площадях развития дунитов и в меньшем числе среди перидотитов. Месторождениям в перидотитовых зонах таких массивов присущи жилообразные, линзовидные, иногда типично жильные и столбообразные формы рудных тел. Рудные тела в одних случаях соприкасаются непосредственно с перидотитами, в других — окружены дунитовой оболочкой небольшой, менее 1 м мощности.

Руды месторождений перидотитовой зоны обычно содержат мало силикатов и других нерудных минералов, являясь по своему сложению сплошными (массивными) или весьма густо вкрапленными. Средне- и редковкрапленные руды наблюдаются в резко подчиненных количествах в краевых частях рудных тел и в местах их первичного выклинивания.

Значительно чаще встречаются хромитовые месторождения в нижележащей, смешанной дунито-гарцбургитовой зоне. Рудные тела локализируются здесь почти исключительно среди дунитовых обособлений. Наряду с линзовидными и жилообразными формами рудных тел здесь распространены шпильры и полосы. Иногда в одном и том же месторождении представлено несколько рудных обособлений, чередующихся с безрудными дунитами. Сами месторождения нередко группируются в рудоносные полосы или площади.

Руды месторождений дунито-гарцбургитовых зон характеризуются, наряду с массивным сложением, также и значительным развитием богатых вкрапленных руд гипидиоморфно-зернистой структуры. Сплошные руды образуют шпирь среди вкрапленных, изредка наблюдаются обратные соотношения — сплошные руды с пятнами вкрапленных. Довольно часто встречаются нодулярные руды, ассоциирующиеся с вкрапленными и сплошными; иногда нодулярные руды слагают целиком отдельные рудные тела.

Для месторождений собственно дунитовых зон лакколитообразных интрузивов (Кемпирсайский, Ключевской, Хабарнинский) характерными формами являются рудные жиллообразные шпирь, полосы, гнезда, нередко достигающие весьма значительных размеров. Они сложены преимущественно вкрапленными рудами различной густоты и различных текстур.

Часто руды обладают отчетливой полосчатостью, а иногда и ленточным сложением, благодаря чередованию линз и полос вкрапленников различной густоты между собой и с безрудными дунитами. Массивные руды присутствуют, но в подчиненных количествах, образуя шпирообразные обособления среди вкрапленных руд, то с резкими границами, то с постепенными переходами. Изредка сплошные руды слагают самостоятельные рудные тела жильного характера. Довольно часто среди вкрапленных руд выделяются нодулярные руды. Рудные тела почти не бывают одиночными, а в еще большей мере, чем в дунито-гарцбургитовых зонах, образуют рудоносные полосы и площади, включающие несколько самостоятельных⁶ рудных тел (рудоносные полосы в дунитах Ключевского массива, группы месторождений в южнокемпирсайской дунитовой площади и др.).

Замечено, что в дунитовых зонах располагаются наиболее крупные рудные тела. В дунито-гарцбургитовых зонах средний размер рудных тел значительно уступает среднему размеру рудных тел дунитовых зон; еще меньшими, в общем, размерами характеризуются рудные тела перидотитовых зон.

Таким образом, в лакколитообразных, сложно дифференцированных массивах хромитовые месторождения локализуются преимущественно в дунитовой зоне или в дунитовых фациях смешанной дунито-гарцбургитовой зоны. В вышележащих перидотитовых зонах месторождения встречаются значительно реже, но и здесь они часто сопровождаются дунитами, образующими как бы оболочку рудного тела. Формы рудных тел и сложение руд имеют свой вышеохарактеризованные особенности в месторождениях каждой зоны.

В дунито-гарцбургитовых моноклинальных массивах месторождения локализуются в тех же связях с петрографическими фациями, что и в лакколитообразных, сложнодифференцированных. Рудные тела залегают здесь почти исключительно в дунитовых обособлениях и лишь как исключение — среди перидотитов. Формы рудных тел и сложение руд аналогичны тем, которые присущи месторождениям дунито-гарцбургитовых зон лакколитообразных массивов.

Преобладающие дунитовые моноклинальные массивы (Гологорский, Иткульский) как и собственно дунитовые зоны лакколитообразных массивов, характеризуются относительно высокой насыщенностью хромитовыми месторождениями, залегающими исключительно в дунитах. Размеры рудных тел варьируют в широких пределах. Наиболее крупным из известных на Урале является Гологорское месторождение с длиной рудного тела 120 м и средней мощностью 10 м.

⁶ Имеется в виду первичное единое рудное тело, хотя бы оно и было тектонически разобрано на отдельные блоки.

Форма рудных тел и сложение руд разнообразны. Преобладают линзообразные и жиллообразные формы рудных тел, реже встречаются столбообразные и гнездообразные. Уникальным является главное Гологорское месторождение как по своим упомянутым уже размерам, так и по форме, представляя собою огромную жиллообразную линзу.

Руды принадлежат преимущественно к вкрапленным, различной густоты. Обычны шпирово-полосчатые и ленточные текстуры; сплошные и нодулярные руды имеют слабое распространение. Гологорское месторождение и в этом отношении является уникальным для характеризуемой группы: оно сложено сплошными и весьма густовкрапленными рудами.

Формы рудных тел и сложение руд в преимущественно перидотитовых интрузивах, относящихся к типу моноклинальных или синклинальных интрузивов, во многом аналогичны месторождениям в перидотитовых зонах лакколитообразных интрузивов. По своей форме рудные тела являются линзообразными и жиллообразными. В них преобладают массивные и густовкрапленные руды.

Рудные тела в одних случаях залегают в оболочке дунитов, в других — соприкасаются непосредственно с перидотитами. По размерам рудные тела перидотитовых массивов нередко значительно превосходят средние размеры месторождений в перидотитовых зонах лакколитообразных массивов. Примером тому являются крупные рудные тела Алапаевского и Верблюжьегогорского массивов.

До сих пор мы касались вопроса о геологическом положении хромитовых месторождений с точки зрения их приуроченности к тем или иным петрографическим фациям хромитоносных массивов. Размещение месторождений внутри фаций может быть рассмотрено только после освещения условий кристаллизации хромитовых руд, без чего нельзя уяснить тех факторов, которые влияют на расположение рудных тел в тех или иных участках данной фации. Простых и более или менее однотипных эмпирических закономерностей в этом отношении выявить не удастся.

Г Л А В А Т Р Е Т Ь Я

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ УРАЛЬСКИХ ХРОМИТОВЫХ РУД

Как было сказано во введении, при выяснении механических и физико-химических условий формирования хромитовых руд особое значение придается нами анализу рудных структур и текстур.

К сожалению, проведение экспериментов в области кристаллизации систем оливин-хромшпинелид и им подобных, имеющих отношение к минералогическому составу хромитовых руд, наталкивается на весьма серьезные трудности. К ним относятся: высокая температура плавления хромшпинелида, необходимость сохранить в продуктах плавки железо в виде закиси, да еще при некоторых определенных соотношениях с окисью железа, и др. Наконец, особые трудности составило бы желание ввести в систему те или иные летучие, участие которых при кристаллизации хромитовых руд все более и более выясняется изучением природных объектов.

Таким образом, при анализе структур и текстур хромитовых руд мы можем пока пользоваться лишь методом аналогий с другими изученными системами, опираясь на применявшиеся уже в петрографии и минералогии методы и положения.

Хромитовые месторождения относятся к классу магматических. Минеральный агрегат, являющийся хромитовой рудой, есть прежде всего результат кристаллизации магматического ультраосновного расплава, обогащенного рудообразующими элементами. Поэтому при изучении структур и текстур хромитовых руд можно применить в значительной

мере те методы и положения, которыми пользуются при изучении интрузивных пород.

Хромитовые руды в большинстве случаев испытали интенсивный гидротермальный метаморфизм — серпентинизацию, хлоритизацию и проч. Первичные минералы и структуры при этом, естественно, нередко сильно замаскированы. Изучение первичных структур и текстур хромитовых руд требует поэтому элиминирования вторичных изменений. Эта задача, как будет видно из дальнейшего, облегчается большой устойчивостью против гидротермальных воздействий рудного минерала — хромшпинелида.

Относительная сохранность первичных контуров зерен хромшпинелидов делает последние основным объектом при изучении строения рудных агрегатов. Поэтому наше рассмотрение рудных структур мы начнем с выяснения того, в какой мере особенности и детали конфигураций, а также размеры рудных зерен отражают условия кристаллизации рудного агрегата.

Форма и размеры рудных зерен

Форма рудных зерен и ее значение для уяснения порядка кристаллизации минералов в данном рудном агрегате. К числу наиболее убедительных признаков, характеризующих последовательную кристаллизацию двух минералов, относятся идиоморфные включения одного минерала в другом, если только включенный минерал не относится к явно пневматологическим образованиям, подобно вроскам идиоморфного апатита в первичных минералах гранитов, или если включенный минерал не возникает в результате распада твердого раствора, подобно сагенитовому рутилу в биотите и др.

Первичными, т. е. магматическими, минералами хромитовых руд в подавляющем числе уральских месторождений являются хромшпинелиды и оливин. Эти минералы не образуют взаимных твердых растворов; точно так же исключительной редкостью является образование в ультраосновных породах (серпентинитах) пневматолитического оливина (Людочкиков, 1936). Поэтому по включениям идиоморфных зерен оливина в хромшпинелиде, или наоборот, мы с уверенностью можем судить, что в самом начальном этапе выделялся включенный идиоморфный минерал. Отсюда, конечно, нельзя делать вывода, что этот начавший кристаллизацию минерал выделился из расплава полностью до того, как начал кристаллизоваться включающий минерал. Наоборот, разбираемые в дальнейшем структурные отношения обычно указывают, что вслед за тем происходит совместная кристаллизация хромшпинелида и оливина.

Идиоморфные включения хромшпинелидов в оливине обычно наблюдаются в дунитах, причем хромшпинелид играет здесь роль акцессорного минерала. В рудах же, наоборот, весьма часто зерна хромшпинелидов содержат включения идиоморфных зерен оливина. Однако включения оливина только в том случае будут служить доказательством их более раннего выделения, если они обладают строго идиоморфными очертаниями, свойственными оливину (разрезы кристаллов с призматическими и пинакоидальными гранями). Между тем чаще наблюдаются включения оливина эллиптических и каплевидных очертаний. Подобные включения могут говорить о захвате быстро кристаллизующимся хромшпинелидом капель расплава в жидком состоянии.

Обратимся теперь к случаям, когда в интересующих нас рудных агрегатах наблюдается полный идиоморфизм самостоятельных кристалли-

ческих зерен одного минерала и соответственно полный ксеноморфизм самостоятельных, не включенных зерен другого по отношению к первому.

Случаи, когда хромшпинелид вполне идиоморфен по отношению к оливи́ну, ограничены в своем распространении. Достоверно они наблюдались нами в некоторых вкрапленных рудах Хабарнинского массива (табл. I, 1) и в очень богатых хромшпинелидом, так называемых «сплошных», или массивных рудах некоторых месторождений (фиг. 16—32 в работе Бетехтина и Кашина, 1937).

В толковании значения подобных структур необходимо сделать следующую оговорку: структуры некоторых хабарнинских вкрапленников, где присутствуют вполне идиоморфные зерна хромшпинелидов, окруженные аллотриоморфным агрегатом серпентинизированных оливиновых зерен, говорят только о том, что кристаллизация хромшпинелидов закончилась тогда, когда существенная часть кристаллизующегося рудного вещества была еще в жидком состоянии. Однако одновременно с хромшпинелидом мог выделяться и оливин; это доказывается тем, что часть зерен хромшпинелида имеет субидиоморфные очертания, причем в более богатых вкрапленниках количество субидиоморфных рудных зерен возрастает (табл. I, 2), т. е. в этом случае большее число рудных зерен кристаллизовалось совместно с оливином.

В рудах массивных, содержащих очень небольшое количество силикатных минералов, последние иногда вполне ксеноморфны по отношению к хромшпинелидам, а контуры интерстиций, выполненных силикатами (оливи́н, серпентин по оливи́ну и др.), образованы участками идиоморфных граней хромшпинелидовых зерен. Только такие случаи и являются примерами вполне последовательной кристаллизации минералов рудного агрегата.

Полный ксеноморфизм хромшпинелидов по отношению к силикатам, при идиоморфизме последних, что свидетельствовало бы о более позднем выделении рудного минерала, в хромитовых рудах не наблюдался. Если идиоморфные рудные зерна имеют, как сказано, ограниченное распространение в хромитовых рудах, то зерна гипидиоморфные, с той или иной степенью нарушения правильных кристаллографических очертаний, пользуются преобладающим развитием в минеральных агрегатах хромитовых руд.

Морфологические отклонения от идиоморфизма выражаются то в округлении, как бы оплавленности двугранных углов и вершин, то в образовании округлых, полуовальных и бухтообразных углублений на гранях, то в образовании углублений, форма которых отвечает идиоморфным концам кристаллов оливи́на; нередки также и почти ксеноморфные зерна хромшпинелидов (фиг. 9). Подобные особенности очертаний хромшпинелидовых зерен неоднократно обращали на себя внимание исследователей хромитовых руд.

Относительно подробно останавливается на этом вопросе Донат (Donath, 1930), считающий, что округленность и другие вышеназванные виды нарушений идиоморфизма хромитовых зерен возникают исключительно в результате магматической резорбции. В своем категорическом утверждении он исходит из форм зерен в шлифе, не подвергая это явление дальнейшему анализу.

Магматическая резорбция (или коррозия) минералов по существующим представлениям, апологетом которых является Боуэн, может иметь место при следующих обстоятельствах: а) когда выделившийся из магматического расплава минерал гравитационно перемещается в более горячие зоны интрузии и здесь подвергается частичному расплавлению;

б) когда происходит местное повышение температуры расплава вследствие изменения давления, конвекционных токов или выделения летучих компонентов, что также вызывает частичное расплавление ранее выделившихся кристаллов; в) когда при кристаллизации данной системы последующий минерал требует для построения своих молекул веществ, входящих в предыдущий минерал, вследствие чего предыдущий минерал растворяется.

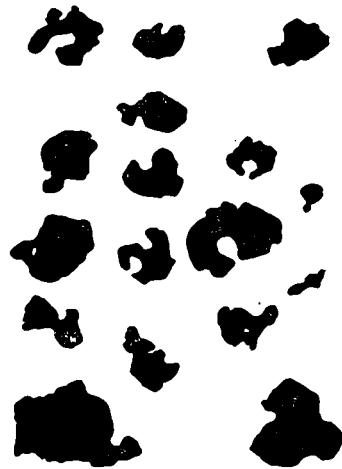
Боуэн (Bowen, 1928), исходя из данных экспериментального изучения системы анортит-форстерит-кремнезем, разработал гипотезу образования хромшпинелидов в основных породах, опираясь на магматическую резорбцию ранее выделившейся почти бесхромистой шпинели. При резорбции из шпинели извлекаются MgO и Al_2O_3 для построения молекул оливина и плагиоклаза, в результате чего изначально малое содержание Cr_2O_3 в шпинели значительно повышается и последняя превращается в хромшпинелид.

Как будет видно из дальнейшего, образование хромитовых месторождений путем гравитационного опускания кристаллов хромшпинелидов в нижние, т. е. более горячие, зоны интрузива, весьма мало вероятно; поэтому эта причина оплавления кристаллов хромшпинелидов не может иметь существенного значения для уральских хромитовых руд.

Местное повышение температуры расплава вследствие изменения давления или выделения летучих весьма вероятно, и, повидимому, часто наблюдаемое легкое округление вершин и ребер идиоморфных кристаллов хромшпинелидов отчасти является настоящим оплавлением по данной причине. Однако такое оплавление не может привести к резким неравномерным изменениям контуров кристалла, к образованию углублений, в том числе бухтообразных или таких, которые явно соответствуют идиоморфным контурам кристаллов оливина.

Ограниченность вероятности оплавления вытекает также и из следующего соображения: как показывает фиг. 9, в гипидиоморфных зернах хромшпинелидов, наряду с округленными, т. е. как бы оплавленными, углами в одном и том же зерне могут присутствовать и вполне сохранившиеся резкие двугранные углы. Между тем при повышении температуры расплава следует ожидать оплавления всех углов и вершин кристалла. Поэтому гораздо вероятнее какой-то другой механизм образования тех округлых контуров зерен, которые производят впечатление «оплавленных».

Резорбция собственно, т. е. частичное растворение в результате реакции кристалла с имеющимся еще расплавом, также не может иметь существенного значения для уральских руд. Боуэновская резорбция хромшпинелидов происходит при кристаллизации оливина и плагиоклаза, а затем и пироксена. Ни плагиоклаз, ни пироксен в уральских рудах как первичные магматические минералы не участвуют. Однако весьма вероятно, что в самом конце кристаллизации рудных расплавов их остаточная



Фиг. 9. Форма зерен хромшпинелида в среднезернистом хромитовом вкраплении. Зарисовано по негативу микрофотографии, спроектированному на экран. Месторождение Самохваловское в Ключевском массиве. Обр. 69/37 г. С. Лин. увел. 7

жидкость становится несколько более кислой, богатой SiO_2 , чем в этап главной кристаллизации. На это указывает характер постмагматических минералов — пироксенов, актинолита, серпентина, выделяющихся при автометаморфизме хромитовых руд.

Таким образом, интерстициальный расплав хромитовых руд приближается в конечные этапы их кристаллизации к такому, из которого может выделиться пироксен и который, по Боуэну, может резорбировать хромшпинелиды.

Но одновременно с повышением в интерстициальном расплаве концентрации кремнезема повышается и концентрация летучих, главным образом компонентов воды, падает температура, и выделение пироксена в уральских рудах происходит уже в постмагматическую — пневматолито-гидротермальную стадию. Такой пироксен легко метасоматически замещает первичный оливин, но, как и автометаморфный серпентин, в большинстве случаев не корродирует зерен хромшпинелида, последние сохраняют свои очертания. Когда же, в особых случаях, гидротермальные растворы сильно метаморфизуют и корродируют хромшпинелиды, то получают типичные структуры разъедания и зазубренные контуры зерен, совершенно отличные от ровных контуров не метаморфизованных или слабо метаморфизованных гипидиоморфных зерен хромшпинелидов.

Все сказанное убеждает нас в том, что, в отличие от постулированной Донатом точки зрения, гипидиоморфные формы зерен хромшпинелидов в хромитовых рудах суть главным образом формы первичные, обусловленные совместным ростом из расплава обоих первичных минералов — хромшпинелида и оливина.¹ Покажем это графическим моделированием.

В условиях совместного роста двух минералов, слагающих агрегат, ограничение идиоморфизма начинает проявляться, как известно, в тот момент, когда растущие кристаллы выделились в таком количестве и в таких размерах, что они уже сталкиваются друг с другом, и это препятствует дальнейшему свободному росту кристаллического индивида в местах соприкосновения. Фиг. 10 схематически показывает возможные при этом случаи. Построение сделано на основе упрощенного представления о том, что грани кристаллов за пределами места соприкосновения продолжают питаться и нарастать вполне равномерно на всех точках поверхности растущего кристалла. На рисунке представлены случаи: а) когда скорость нарастания оливина равна нулю, тогда растет только хромшпинелид; б) когда она равна скорости роста хромшпинелида; в) когда она больше скорости роста хромшпинелида.

Кроме того, приняты во внимание два возможных типа взаимного расположения растущих кристаллических зерен: а) соприкосновение грани хромшпинелида с углом кристалла оливина в перпендикулярном и наклонном положении последнего и б) соприкосновение грани оливина с углом кристалла хромшпинелида.

Для большего уяснения значения подобных схем мы даем рисунки гипотетических агрегатов оливина и хромшпинелида, вычерченных, исходя из следующих предположений: а) что скорость роста граней хромшпинелида несколько больше скорости роста граней оливина, а выделение хромшпинелида заканчивается несколько раньше, чем выделение оливина (фиг. 11), и б) что скорость роста хромшпинелида и оливина одинаковы (фиг. 12). Получаемые в этих схемах виды

¹ Напомним, в качестве примера, что неправильные формы порфиридных вкрапленников кварца в эффузивных породах, считавшиеся возникшими при магматической коррозии, убедительно разъяснены Г. Г. Леммлейном (1933) как скелетные формы роста.

индуцированных граней действительно наблюдаются при микроскопическом изучении шлифов хромитовых руд (фиг. 9).

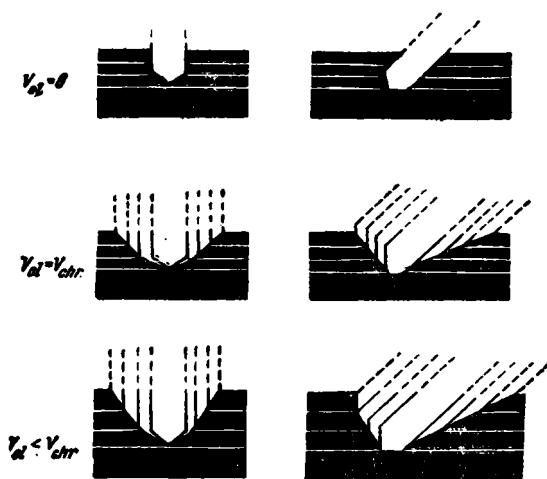
Весьма существенно, что в показанных выше случаях обнаруживаются, наряду с криволинейными индуцированными поверхностями, почти в каждом зерне прямолинейные участки периметра рудных зерен, являющиеся сечением кристаллографической грани хромшпинелида. Такие участки могут иметь место либо если кристаллизация хромшпинелидов закончилась раньше оливина, когда часть последнего оставалась еще в форме жидкого мезостазиса, либо если растущие кристаллы хромшпинелида и оливина расположены так, что некоторая грань одного минерала параллельна некоторой грани другого минерала.

Итак, в случае совместного роста хромшпинелидов и оливина в данном агрегате получают частичные ограничения идиоморфизма зерен хромшпинелидов. Они выражаются в образовании индуцированных поверхностей кристаллических зерен, то имеющих характер углублений различной «крутизны» на плоских гранях зерен хромшпинелидов, то округляющих и притупляющих углы между гранями. Чем больше «крутизна» вышеупомянутых углублений, тем больше относительная скорость кристаллизации хромшпинелидов по сравнению с оливином. Далее, чем в большем относительном количестве присутствуют, наряду с индуцированными криволинейными очертаниями рудных зерен, участки с прямолинейными очертаниями, относящиеся к правильным кристаллографическим граням хромшпинелида, тем раньше момента полного затвердевания породы закончилась кристаллизация хромшпинелида, и наоборот.

Действительный панаэотриоморфизм структуры будет говорить о совместном выделении силиката и хромшпинелида в течение всего периода кристаллизации агрегата.

Размеры рудных зерен. Размеры рудных зерен в хромитовых рудах широко варьируют. Для руд вкрапленных характерны размеры зерен от 1 до 5 мм, для массивных руд — от 2 до 20 мм.

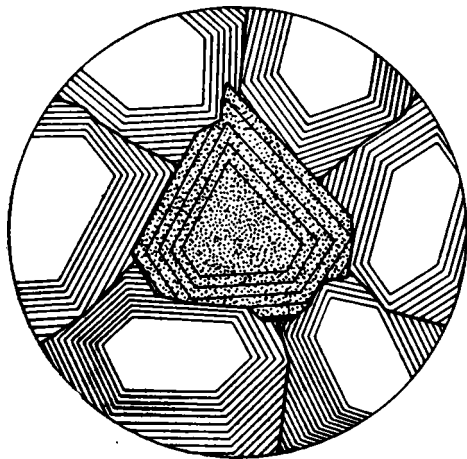
Вариации размеров рудных зерен являются одним из внешних признаков различного типа такситовых текстур хромитовых руд, причем в одном и том же рудном агрегате рудные зерна обладают обычно более или менее одинаковыми размерами. Агрегаты с более крупными рудными зернами, равномерно распределенными среди мелкозернистой рудносиликатной массы, не характерны для хромитовых руд. Такие агрегаты встречены нами лишь в Хабаровинских месторождениях, руды которых отличаются повышенной железистостью.



Фиг. 10. Схема, изображающая образование углублений различной формы на грани хромшпинелида при одновременном росте кристалла оливина. Верхний ряд: скорость роста оливина равна 0; средний ряд: скорость роста оливина равна скорости роста хромшпинелида; нижний ряд: скорость роста оливина меньше скорости роста хромшпинелида

Напомним, что такие же структуры присущи рудным агрегатам Бушвельдских месторождений и месторождений Великой дайки. Их руды также отличаются повышенной железистостью (Simpson, 1932).

Как известно (см., например, Бетехтин, 1937), факторами, влияющими на образование крупных или мелких кристаллических зерен данного минерала, являются: а) способность минерала к кристаллизации, т. е. способность давать то или иное число центров кристаллизации в единицу



Ф и г. 11. Схема, изображающая форму зерна хромшпинелида (в центре), получившуюся в результате совместного роста с окружающими зернами оливина; скорость роста хромшпинелида больше, чем оливина, и хромшпинелид закончил кристаллизацию раньше, чем оливин

времени; б) степень переохлаждения и пересыщения расплава; в) скорость диффузии компонентов минерала в данном расплаве.

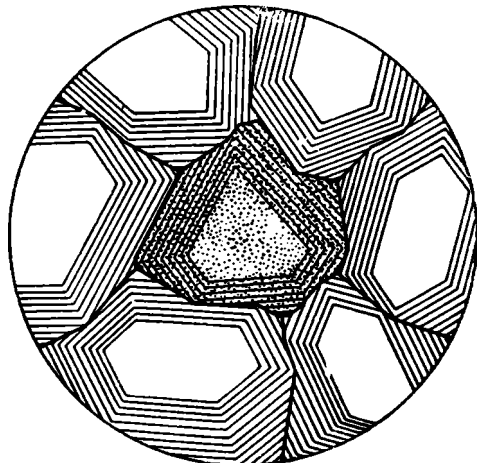
Факторы эти функционально связаны между собой, так как исследования Таммана² показали, что чем сильнее переохлаждение жидкости, тем большее число центров кристаллизации возникает в ней в единицу времени; переохлаждение же обуславливает и повышение степени насыщения. Переохлаждение и связанное с ним повышение способности к кристаллизации, а также повышение степени насыщения не могли иметь решающего значения при кристаллизации хромитовых руд, о чем свидетельствует постоянная хорошая кристалличность рудных агрегатов, отсутствие криптокристаллических агрегатов, первичные полосчатые текстуры, являющиеся следствием той или иной формы движения при кристаллизации.

Решающее значение для формирования рудных зерен различных размеров имели, повидимому, скорость диффузии, что связано, отвлекаясь от температуры, с составом расплава, в частности, с относительным количеством растворенных в расплаве летучих. Шлировое строение руд является в силу этого отражением неоднородности или изменения скорости диффузии в отдельных участках рудного расплава в процессе его кристаллизации. Участкам с большей крупностью рудных зерен должны отве-

² См. также работу А. А. Бочвар (1935).

чать расплавленные среды, допускающие большую скорость диффузии, чем в соседних участках с более мелкозернистым рудным агрегатом.

Возрастные отношения акцессорных хромшпинелидов и породообразующих силикатов в нормальных дифференциатах ультраосновной магмы уральского типа: лерцолитах, гарцбургитах и дунитах. Стремясь понять условия кристаллизации хромитов в рудных обособлениях и исходя из несомненного положения, что образование хромитовых руд есть одно из звеньев магматического этапа кристаллизации ультраосновных магм, мы должны будем, прежде чем обратиться к стрессению собственно рудных агрегатов, проследить



Ф и г. 12. Схема, аналогичная фиг. 11, но скорость роста хромшпинелида равна скорости роста оливина

формы и относительное время выделения тех рассеянных в ультраосновных породах хромшпинелидовых зерен, которые являются акцессорной составляющей этих пород.

Наши микроскопические наблюдения и данные других авторов (Бетехтин, 1937 и 1940; Логинов и др., 1940) позволяют охарактеризовать структурные отношения акцессорных хромшпинелидов с первичными породообразующими силикатами ультраосновных пород следующим образом.

В перидотитах типа лерцолитов преобладают вполне ксеноморфные зерна хромшпинелидов, располагающиеся в интерстициях оливиновых зерен. Последние также не имеют идиоморфных очертаний, т. е. оливины и хромшпинелиды находятся в аллотриоморфных отношениях. Наряду с этим иногда наблюдаются включения зерен хромшпинелида в ромбическом пироксене. Очень редко отмечаются мелкие идиоморфные зерна хромшпинелидов, включенные в оливине.

В гарцбургитах отношения близки к только что приведенным для лерцолитов. Здесь только несколько реже выражены частичный идиоморфизм хромшпинелидов по отношению к ромбическому пироксену и взаимные прорастания хромшпинелидов и пироксенов. Но вместе с тем широко распространены зерна хромшпинелидов совершенно неправильной формы, причем типичных признаков коррозии или резорбции хромшпинелидовых зерен заметить не удастся. В дунитах наиболее обычны гипидио-

морфные зерна хромшпинелидов, располагающиеся между гипидиоморфными же зернами оливина. Реже рудные зерна являются ксеноморфными, так же редко наблюдаются включения идиоморфных зерен хромшпинелидов в оливинах.

Включения мелких идиоморфных кристаллов хромшпинелида в оливине указывают на местное раннее выделение хромшпинелидов, происходящее одновременно с началом кристаллизации оливина. С другой стороны, ксеноморфные очертания зерен хромшпинелидов, располагающихся в интерстициях, говорят о весьма позднем в этих случаях выпадении хромшпинелидов, но происходящем при этом совместно с окончанием кристаллизации.

Таким образом, акцессорные хромшпинелиды, вообще говоря, имеют широкий интервал выпадения в процессе кристаллизации ультраосновных пород. Однако в этом широком интервале кристаллизации ультраосновной породы выделяются некоторые этапы преимущественного выпадения акцессорных хромшпинелидов. Как следует из охарактеризованной выше частоты зерен той или иной формы, в относительно более кислых ультрабазитах — лерцолитах — преимущественное выпадение акцессорных хромшпинелидов отвечает концу этапа кристаллизации пироксенов, т. е. поздним моментам кристаллизации лерцолитов. В гарцбургитах этап преимущественного выпадения акцессорных хромшпинелидов несколько расширяется, захватывая первую половину этапа кристаллизации пироксена. В дунитах максимум выделения акцессорных хромшпинелидов падает на вторую половину периода кристаллизации дунитового расплава.

Следующие заключения могут быть сделаны из обрисованной последовательности выпадения акцессорных хромшпинелидов.

1. Наиболее отчетливо проявлен естественный, с точки зрения высокой первоначальной концентрации в ультраосновной магме силикатных компонентов (SiO_2 , MgO) и низкой концентрации рудных компонентов (Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3), поздний этап выпадения хромшпинелидов, когда последние выделяются совместно с заканчивающими свою кристаллизацию первичными силикатами.

2. Вместе с тем несомненно появление кристаллизационных центров хромшпинелидов и на самых ранних этапах кристаллизации ультраосновной магмы. Однако такие центры образуются сравнительно редко и локально; вероятно, они быстро извлекают из непосредственного окружения элементы, необходимые для формирования кристаллика хромшпинелида, и рост последнего быстро прекращается при далеко не законченной кристаллизации магматического расплава в целом. В результате и образуются сравнительно редкие включения правильных мелких кристалликов хромшпинелидов в оливине. Можно думать, что это явление есть результат первичной местной неоднородности расплава и медленности диффузии, когда в отдельных, редких микроучастках кристаллизующегося расплава концентрация силикатных и рудных компонентов с самого начала благоприятствует более раннему или одновременному выделению рудного минерала с силикатом.

Подобная неоднородность состава силикатного расплава, как справедливо указывает Ниггли (Niggli, 1938), гораздо естественнее, чем идеально одинаковый состав огромной магматической массы.

3. В обрисованном порядке выделения акцессорных хромшпинелидов мы, по существу, не находим указаний на возможность широкого гравитационного перемещения и концентрации хромшпинелидов. В самом деле: раннее выделение хромшпинелидов проявляется в резко подчиненных количествах, ксеноморфные же зерна хромшпинелидов не дают никаких ука-

заний на то, что они являются корродированными правильными кристаллами, как то должно бы быть при допущении опускания ранних выделений хромшпинелидов в более горячие зоны интрузива.

Достаточно убедительно в пользу нашего утверждения говорит также и химический состав аксессуарных хромшпинелидов. Как видно на диаграмме (фиг. 1), аксессуарные хромшпинелиды отдельных ультраосновных пород, взятых из зонально дифференцированных ультраосновных массивов, обладают разным химическим составом. Между тем при гравитационном опускании хромшпинелидов, выделявшихся на ранней стадии кристаллизации данного интрузива в его более охлажденных верхних частях, мы имели бы во всех нижележащих зонах массива хромшпинелиды одного и того же состава. Или же наблюдались бы случаи зональности хромшпинелидов, или случаи одновременного присутствия аксессуарных хромшпинелидов различного состава, одного — у пришедших в данную часть интрузива вследствие опускания, другого — у выделившихся на месте. Тщательные микроскопические наблюдения за окраской аксессуарных хромшпинелидов нигде не обнаружили подобных комбинаций.

Структуры хромитовых руд

Все разнообразие текстур хромитовых руд создается сочетанием в тех или иных формах сравнительно немногих основных структурных типов рудных агрегатов между собой и с безрудными породами. Эти основные типы повторяют, в большинстве случаев, хорошо известные структурные формы интрузивных пород, что лишнее раз подчеркивает магматическое происхождение хромитов.

К числу основных структурных типов хромитовых руд можно отнести:

1. Мелкозернистые рудные вкрапленники гипидиоморфной структуры. За размер и форму зерна они получили название «маковик».

2. Мелкозернистые рудные вкрапленники с идиоморфными и преобладающе идиоморфными хромшпинелидами.

3. Среднезернистые рудные вкрапленники гипидиоморфной структуры. За размер зерна и сходство структурного рисунка с видом оперения рябчика руды такой структуры на практике часто называют «рябчик».

4. Средне- и крупнозернистые массивные рудные агрегаты, т. е. с незначительным содержанием нерудных минералов; для них наблюдаются гипидиоморфнозернистые, идиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры.

Рассмотрим, какие можно сделать заключения о порядке кристаллизации каждого из названных структурных типов хромитовых руд.

Мелкозернистые рудные вкрапленники гипидиоморфнозернистой структуры. Гипидиоморфизм рудных зерен, по сказанному ранее, должен был бы свидетельствовать о том, что в течение всего периода выделения хромшпинелидов одновременно происходила и кристаллизация оливина. Кроме того, гипидиоморфизм рудных зерен должен указывать, что хромшпинелид закончил свою кристаллизацию раньше оливина, так что в последний этап кристаллизации данного рудного агрегата состав остаточного, интерстициального расплава близок к составу оливина, с небольшими отличиями (стр. 51 и след.). Ближайшее же рассмотрение микротекстуры бедных маковых вкрапленников указывает, однако, что порядок их кристаллизации несколько сложнее.

Рассматриваемые вкрапленники представляют собой, по существу, рудные дуниты, в большинстве случаев сильно или нацело серпентинизированные, содержащие до 15—20% хромшпинелида, с размерами рудных зерен до 1 мм (табл. I, 3).

Просматривая большое число образцов убогих вкрапленников из месторождений различных массивов, мы обнаружили одну своеобразную черту их сложения (текстуры): в тех случаях, когда в убогих вкрапленниках нет ясно выраженной полосчатости, когда они представляются массивными в петрографическом смысле этого термина, т. е. не обладают элементами ориентированных текстур, всегда можно макроскопически или микроскопически обнаружить то более, то менее явно выраженное петельчатое расположение хромшпинелидовых зерен. Последнее выражается в том, что рудные зерна распределены в породе не вполне равномерно, а как бы замкнутыми в петли цепочками. В центральных частях петель находится агрегат оливиновых зерен, то более, то менее замещенных серпентином, лишенный рудной вкрапленности или содержащий единичные, как бы акцессорные хромшпинелидовые зерна (табл. I, 4).

Петельчатая текстура убогого рудного вкрапленника не всегда ясна с первого взгляда. Чаще она является криптопетельчатой, и нужно внимательно приглядеться к пришлифованному образцу или под микроскопом к шлифу при небольших увеличениях, чтобы заметить в равномерно, на первый взгляд, разбросанных рудных зернах действительное их расположение в виде замыкающихся цепочек (табл. II, 1).

На табл. II, 2, представляющей собой копию микрофотографии (табл. II, 1), промежуток между зернами, образующими цепочки, заштрихованы, и тогда петельчатая текстура выступает вполне отчетливо.

Оливин характеризуемых вкрапленных руд с петельчатой текстурой в большинстве случаев почти нацело серпентинизирован. В связи с этим возникает вопрос, не являются ли в таких случаях петельчатые текстуры метаморфическими, гломеробластическими, возникшими в результате перекристаллизации оливиновой части первично вполне однородного рудного вкрапленника, и скопления при этом вновь образующегося серпентина в кучные агрегаты. Ответ на этот вопрос должен быть отрицательным, так как мы имели примеры и относительно слабо серпентинизированных рудных вкрапленников (Ключевские месторождения, некоторые месторождения массивов Крака и др.), в которых текстуры рудных агрегатов также являются петельчатыми в явной или скрытой формах (табл. II, 3 и табл. III, 1).

Петельчатая микро- и макротекстура в той или иной ее модификация характерна для целой серии образцов вкрапленных руд из различных месторождений. Поскольку описываемые петельчатые текстуры не являются метаморфическими, а отражают определенный порядок кристаллизации расплава, мы вправе заключить, что агрегат ядра петли выделяется ранее, чем минералы, которые слагают петли, обнимающие ядра.

Таким образом, при кристаллизации хромито-дунитового расплава, в котором преобладали силикатные компоненты, сначала выпадала значительная часть оливина либо в форме порфирированных вкрапленников, либо в форме гломеропорфирированных сростков кристаллов; после этого начиналась кристаллизация остаточной жидкости, в которой концентрация рудных компонентов уже значительно повысилась против первоначального расплава. При кристаллизации этой остаточной жидкости хромшпинелид и оливин выделяются совместно на большей части последнего этапа кристаллизации, образуя силикатно-рудные петли вокруг ранее выделившихся оливиновых зерен или их сростков. При таком порядке кристаллизации перерыва в выпадении оливина не происходит, чем, по-видимому, следует объяснить отсутствие строго идиоморфных очертаний у оливиновых выделений первой генерации; взамен идиоморфных вкрапленников такие первые выделения располагаются как ядра внутри петель оливино-хромшпинелидового состава (в большинстве случаев оливин

позднее испытал, в той или иной мере, превращение в серпентин). Поскольку для структур подобных руд весьма характерен частичный истинный идиоморфизм хромшпинелидовых зерен, постольку мы можем заключить, что хромшпинелид обладал большей скоростью роста и выделился из остаточной жидкости нацело несколько раньше того, как остаточная жидкость полностью закристаллизовалась, т. е. в самые конечные моменты кристаллизации в остатке были только силикатные компоненты.

Это заключение находит свое подтверждение в тех маломощных жилах дунита (обычно серпентинизированного), которые наблюдаются во вкрапленных рудах (табл. I, 3). Такие жилки обладают незначительными размерами, для них не характерны линейно-резкие границы, они в отдельных случаях постепенно выклиниваются в среде вкрапленника; состав оливина жилок и вкрапленника, по данным оптических измерений, практически тождественен. Все это не оставляет сомнения в том, что вещество жилок произошло из окружающей рудной породы и что кристаллизация тех и других происходила последовательно и частью одновременно.

Изложенный выше порядок кристаллизации бедных вкрапленных руд с образованием в процессе кристаллизации остаточной интерстициальной жидкости, обогащенной рудными компонентами, находит свое дальнейшее подтверждение в некоторых особенностях сложения атакситовых хромитовых руд с петельчатыми и пятнистыми текстурами (стр. 68 и след.).

Следует отметить, что особенно ясно выраженное петельчатое сложение наблюдается в микрозернистых рудах тех месторождений, где рудообразующий хромшпинелид обладает повышенной железистостью, например, Хабаровских, Иткульских, Сарановских. Иногда руды этих месторождений приобретают как бы сидеронитовый облик, вследствие того, что рудный агрегат интерстициальных пространств между силикатными ядрами содержит очень мало нерудных минералов и кажется чисто рудным мезостазиом (табл. III, 2) со структурой, которая известна под названием «сидеронитовой». Однако рудные зерна здесь не ксеноморфны, как того требует настоящая сидеронитовая структура, а, наоборот, часто являются идиоморфными и гипидиоморфными.

Мелкозернистые рудные вкрапленники с идиоморфными и преобладающе идиоморфными хромшпинелидами наблюдаются в только что упомянутых месторождениях с железистым хромшпинелидом и не характерны для месторождений с мало-железистыми хромитовыми рудами.

Относительно бедные разности таких вкрапленников, содержащие рудных зерен не более 30% по объему, обладают вышеохарактеризованной ясно выраженной петельчатой микро-, а нередко и макротекстурой. Таким образом, порядок их кристаллизации принципиально не отличается от порядка кристаллизации мелкозернистых вкрапленников гипидиоморфной структуры. Особенностью же хода их кристаллизации является, повидимому, большая относительная скорость кристаллизации хромшпинелида по сравнению со скоростью кристаллизации мало-железистых хромшпинелидов. В результате этого, повидимому, железистый хромшпинелид успевает выделиться настолько раньше конца кристаллизации оливина, что период совместного выпадения хромшпинелида и оливина из остаточного расплава, расположенного в петлях между сростками оливина первого выделения, значительно короче, чем в случае мало-железистых руд.

Железистость хромшпинелидов в хабаровских рудах варьирует в довольно широких пределах, как это видно на диаграмме фиг. 1 и как это

показано в исследовании Кашина и Федорова (1940, стр. 264 и др.). Можно думать, что в связи с этим находится тот факт, что, наряду с вкрапленниками идиоморфно-зернистой структуры, в рудах Хабарнинских месторождений распространены и вкрапленники гипидиоморфно-зернистой структуры и все переходные между ними, с преобладанием, однако, первых. Прямых химических исследований в этом направлении сделать не удалось по техническим причинам.

Охарактеризованная петельчатая микро- или макротекстура вкрапленных руд аналогична «цепочечной» текстуре (chain structure), выделенной и описанной Сэмпсоном (Simpson, 1932) для хромитовых руд южноафриканских месторождений — Бушвелда и Великой дайки. Из описаний и превосходных микрофотографий Сэмпсона видно, что «цепочки» рудных зерен, вместе с промежуточными оливиновыми зернами того же размера, окружают оливиновые ядра и играют для последних роль мезостазиса.

Таким образом, «цепочки», рассматриваемые вместе с промежуточными оливиновыми зернами, можно параллелизовать с нашими силикатно-рудными «петлями», окружающими оливиновые агрегаты первого выделения. И Сэмпсон приходит относительно минеральных агрегатов его цепочечной текстуры к одинаковому с нами выводу, что «хромит рос на месте одновременно с силикатом» (там же, стр. 127).

Среднезернистые вкрапленники гипидиоморфно-зернистой структуры. Размеры рудных и оливиновых зерен в таких вкрапленниках более или менее одинаковы, колеблясь в пределах 2—4 мм. Сложение агрегата характеризуется равномерностью, петельчатая текстура совершенно отсутствует. Типичная вкрапленная руда описываемого сложения из месторождения Гигант Кемпирсайского массива изображена на фиг. 88 и 89 (стр. 130 и 131) работы Логинова и др. (1940).

Рудные зерна имеют гипидиоморфные очертания, с преобладанием неправильных индуцированных поверхностей (фиг. 9).³

Как показывает фиг. 9, в формах рудных зерен данного структурного типа рудных агрегатов весьма ярко выражены признаки, говорящие о совместной кристаллизации рудного минерала и оливина и о большой линейной скорости кристаллизации хромшпинелидов.

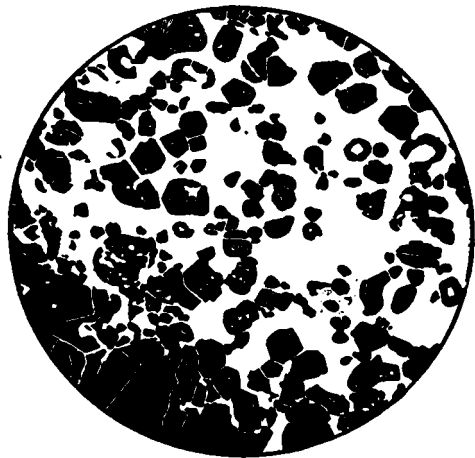
В самом деле, здесь ярко выражены округлые, выпуклые, вогнутые и бухтообразные участки контуров рудных зерен и наряду с этим весьма отчетливо и часто наблюдаются, с одной стороны, идиоморфные концы оливиновых зерен, вдающиеся в зерна хромшпинелидов, а с другой — сечения правильных незакругленных двугранных углов рудных зерен. Отличием от структуры и микроструктуры мелкозернистых бедных вкрапленников является то, что в рассматриваемых агрегатах мы не видим более крупных оливиновых обособлений, которым можно было бы приписать более раннее выделение: размеры и рудных и силикатных выделений одинаковы. Те и другие начали кристаллизоваться одновременно, некоторый период времени они выделялись совместно, но хромшпинелид, благодаря большей линейной скорости кристаллизации,⁴ закончил свою кристаллизацию раньше оливина, почему и обладает частичным идиоморфизмом.

В тех случаях, когда скорость кристаллизации хромшпинелида не очень превышает скорость кристаллизации оливина, структура агрегата

³ См. также фиг. 12 и 13 на стр. 181 работы Бетехтина (1937) и их описание, а также фиг. 32 на стр. 303 в работе Кашина (1937) и фиг. 110 на стр. 176 в работе Логинова и др. (1940).

⁴ Исследования Дельтера (Doelter, 1903), а также Киттля (Kittle, 1912) непосредственно указывают на то, что шпинели обладают большей скоростью кристаллизации, чем оливин и пироксены. См. также Эйтель (Eitel, 1932), стр. 194.

живо напоминает типичные эвтектические структуры горных пород (табл. III, 3) и, наоборот, в случаях, когда повышенная железистость хромшпинелида обуславливает повышенную линейную скорость его кристаллизации, получаются особые структуры. Обратимся к фиг. 13. Характерной особенностью формы рудных зерен является значительное преобладание идиоморфных граней, но наряду с этим наблюдаются весьма своеобразные формы — хромшпинелид образует как бы каймы (в разрезе), охватывающие идиоморфные или субидиоморфные более мелкие зерна оливина. Объяснение таким формам мы нашли в работах металлографов. Ободки одной фазы вокруг первичных кристаллов другой фазы давно обращали на себя внимание металлографов. Лэмплоу и Скотт (Lamplough and Scott, 1914), Тамман и Бочвар (1929), Бочвар и Горев (1933) и, наконец, Бочвар (1935) подвергли специально рассмотрению подобные структуры.



Ф и г. 13. Структура вкрапленника из пятен в массивной руде (табл. IV, 1). Успенское месторождение в массиве того же названия. Черное — хромшпинелид, белое — серпентино-карбонатная масса по оливину. Зарисовано с шлифа, спроектированного на экран. Лин. увел. 8

Наиболее убедительное объяснение дано, как нам кажется, в последней работе Бочвара.

Он изучал прямо под микроскопом ход кристаллизации эвтектического сплава двух органических веществ — пиперонала и азобензола, специально выбранных им после длительных изысканий. Образование ободков произошло при следующих обстоятельствах. Вокруг растущего кристалла одной из фаз — пиперонала — жидкость сильно обогащается компонентами другой фазы — азобензола, что видно по интенсивному пожелтению жидкости.⁵

Повышение концентрации создает возможность роста азобензола в данном месте с большой скоростью. В результате, как только растущие по соседству зародыши кристаллов азобензола достигают зоны с искаженной, повышенной концентрацией, начинается ускоренный рост азобензола, и его выделение очень быстро, на глазах, «обегает» кристалл пиперонала. Ободки образуются только веществом с относительно большей скоростью кристаллизации.

Если разница между скоростями кристаллизации вещества, образующего ободок, и вещества, из которого образуется агрегат эвтектической структуры, очень велика, то это вещество не только успевает обогатить тонкой оболочкой вокруг кристалла другой фазы, но и заметно расширить оболочку за счет извлечения своих молекул из окружающей жидкости, с образованием толстого ободка. Появление ободков одной фазы вокруг выделившихся кристаллов другой фазы сопровождается уменьшением, а иногда и полным исчезновением площади, занятой агрегатом с нормально-эвтектической структурой.

⁵ Кристаллы азобензола оранжево-красные, пиперонала — бесцветные.

Необходимо ко всему этому добавить, что Бочвар прямыми наблюдениями хода кристаллизации его «модельной» эвтектической пары показал также, что в сплаве чисто эвтектического состава, при малых переохлаждениях, обычная для металлических сплавов эвтектическая структура вовсе не получается. «При длительном пребывании сплава в области указанных температур (т. е. отвечающих слабому переохлаждению. — Г. С.) в эвтектической жидкости возникают отдельные кристаллики обеих фаз... Возникшие кристаллики растут, хотя и очень медленно, и, наконец, срстаются вплотную... В момент приближения двух растущих кристаллов разных фаз друг к другу наблюдается некоторое ускорение в росте кристаллов и азобензола, и пиперонала. Конечная структура... живо напоминает структуры горных изверженных пород типа письменного гранита и других...» (Бочвар, 1935, стр. 18 и след.).

Последняя цитата показывает, что в структурном отношении взятые нами из работы Бочвара примеры эвтектик приближаются к структурам природных агрегатов. Нам кажется поэтому, что весьма убедительное, основанное на прямых тщательных наблюдениях объяснение механизма образования «ободков» может быть вполне применимо для соответствующих структур хромитовых руд и что такие структуры при всей их необычности являются одним из подтверждений того, что минеральный агрегат среднезернистых хромитовых вкрапленников гипидиоморфной структуры приближается по своей природе к эвтектическому.

В структуре таких вкрапленников нередко наблюдается еще одна особенность: в периферических частях рудные зерна иногда содержат как бы пойкилитовые вростки мелких, большей частью округлых, изредка идиоморфных зерен оливина (фактически они часто замещены серпентином или хлоритом). Некоторая часть таких вростков, без сомнения, является ни чем иным, как сечением в плоскости шлифа бухтообразных углублений в субгедральном хромитовом зерне, заполненных оливином. Но среди них есть и настоящие включения. Они, повидимому, происходят также вследствие большой линейной скорости кристаллизации хромшпинелида по сравнению с оливином. Обратных отношений — пойкилитовых включений округлых зернышек хромшпинелидов в оливиновых зернах — автор не наблюдал.

Средне- и крупнозернистые массивные руды. Термин «массивные» в применении к рудам употребляется для обозначения того, что рудный агрегат состоит главным образом из рудных минералов и содержит лишь незначительные количества минералов безрудных. Часто употребляется и другой термин — «сплошные» руды. Ни тот, ни другой термин нельзя признать вполне удачным, так как первый совпадает с петрографическим понятием массивности, т. е. отсутствия ориентированного сложения, а второй неправилен по смыслу, поскольку в обозначаемом этим термином рудном агрегате в каком-то количестве всегда есть и нерудные составные части. Первый термин все же предпочтительнее, поскольку в нем хотя бы нет явного несоответствия с качеством объекта.

Так называемые массивные рудные агрегаты обладают то паналлотриоморфной, то гипидиоморфной, то идиоморфной структурами. Величина рудных зерен колеблется в пределах 2—12 мм, иногда неделимые достигают и больших размеров. Содержание нерудных минералов колеблется от 0 до 10%, причем случаи полного их отсутствия весьма редки. Табл. IV дает представление о характере сложения различных видов массивных рудных агрегатов. На фотографиях хорошо выделяются отдельные зерна, в одних случаях благодаря интерстициям, сложенным силикатами, в других — благодаря несовершенной полировке по способу, предложенному А. Г. Бетехтиным.

Микрофотографии табл. V, 1—2, дают представление о паналлотриоморфной и гипидиоморфной структурах так называемых массивных руд. См. также фиг. 16, 18, 21 и 32 в работе Бетехтина и Кашина (1937) и фиг. 13, 14 и 16 на табл. III в работе Татаринова и Красновского (1940).

В структурах массивных руд наблюдаются как черты различия, так и черты сходства со структурами вкрапленных руд.

Наблюдаются, например, массивные руды с оливином или гидротермальными минералами, явно развившимися по оливину, о чем свидетельствуют либо петельчатая микротекстура серпентина, либо идиоморфные, присущие оливину очертания серпентиновых или хлоритовых выделений, вдающихся в зерна хромшпинелидов. В таких случаях рудный агрегат обладает гипидиоморфнозернистой, реже аллотриоморфнозернистой структурой. Контуры рудных зерен, непосредственно соприкасающихся с силикатами, вполне аналогичны описанным ранее формам рудных зерен во вкрапленных рудах гипидиоморфнозернистых и аллотриоморфнозернистых структур. Следовательно, порядок кристаллизации массивных агрегатов в некоторой части аналогичен порядку кристаллизации богатых гипидиоморфнозернистых вкрапленных руд. В отличие от последних, в массивных агрегатах сначала выделялся хромшпинелид, как вполне избыточная фаза, в конце же периода кристаллизации рудного расплава происходило совместное выделение обеих фаз, но хромшпинелид закончил свою кристаллизацию несколько раньше оливина. В аллотриоморфнозернистых массивных агрегатах кристаллизация того и другого минерала, относясь также к конечному этапу кристаллизации рудного расплава, происходила совместно до самого конца кристаллизации последнего.

В хромшпинелидовых зернах массивных агрегатов, как и в густых вкрапленных, нередко наблюдаются пойкилитовые включения мелких, чаще округлых, каплевидных, реже идиоморфных зерен оливина. Для округлых, как бы каплевидных включений выше уже приводилось наиболее вероятное объяснение, что они образуются за счет захваченных быстрорастущим рудным зерном мелких капелек рудно-силикатного расплава. Что же касается включенных идиоморфных оливиновых кристаллов, то, по всей вероятности, их выделение происходило одновременно с началом кристаллизации хромшпинелидов вследствие локальной неоднородности рудного расплава в отдельных его микрообъемах. Аналогичное объяснение Бочвар (там же) дает для независимого выделения фаз из расплава эвтектического состава: он считает, что микролокальная неоднородность расплава гораздо вероятнее, чем идеально одинаковый его состав во всех точках.

Наряду с массивными рудами с оливиновыми интерстициями (или с оливином, явно замещенным вторичными минералами) часто наблюдаются массивные руды, в интерстициях которых присутствуют пироксен (диаллаг, диопсид, энстатит и др.), амфиболы (актинолит, тремолит, эденит), хромгранат, хромвезувиан, хлориты и серпентин (без явных признаков образования за счет оливина), брусит и др.

Как уже неоднократно описывалось в литературе, названные минералы, вообще говоря, встречаются в массивных, а иногда во вкрапленных рудах в следующих формах: а) в секущих жилках; б) метасоматически замещающая оливин и частично хромшпинелид в явной связи с вышеназванными секущими жилками; в) на стенках миаролитовых пустот в рудах и, наконец, г) заполняя интерстиции крупнозернистых массивных руд с гипидиоморфными и, в особенности, идиоморфными зернами хромшпинелидов, без видимой связи с секущими жилками типа «а».

Случаи «а» и «б» широко распространены в хромитовых месторождениях Урала и описаны многими авторами (Татаринов и Красновский,

1940; Логинов и др., 1940). Подобные соотношения указывают на более позднее и происшедшее с некоторым перерывом выделение минералов по сравнению с первичными, собственно магматическими минералами руд — оливином и хромшпинелидом.

Миаролитовые пустоты с диопсидом, гранатом и хромвезувианом описаны Бетехтиным из платиноносных хромитовых обособлений Тагильского массива и упоминаются Татариновым для некоторых месторождений Алапаевского массива (Татаринов и Красновский, 1940).

Бетехтин (Бетехтин и Кашин, 1937, фиг. 16 и 32) относит к миаролитовым пустотам также и узкие угловатые интерстиции между идиоморфными зернами хромшпинелидов; такие интерстиции в рудах описываемых им Халиловских месторождений заполнены хромдиопсидом или хлоритом. Автор наблюдал такие же образования с хромактинолитом, эденитом и хлоритом в некоторых месторождениях массива Южный Крака.

Полный идиоморфизм хромшпинелидов по отношению к силикатам свидетельствует о том, что последние в данном случае выделялись после хромшпинелидов. Вместе с тем нельзя было обнаружить никаких признаков замещения пироксеном, актинолитом и хлоритом какого-либо более раннего силиката. Можно думать, что наши силикаты образовались здесь как первичные пневматолито-гидротермальные минералы и сейчас же вслед за окончанием кристаллизации хромшпинелидов.

Весьма вероятно поэтому, что массивные хромитовые агрегаты кристаллизовались в наиболее поздние магматические этапы и что частично их кристаллизация захватывала постмагматический пневматолито-гидротермальный этап. К этому вопросу мы еще вернемся, когда будем рассматривать текстуру руд, форму обособлений массивных руд среди рудных агрегатов других структурных и текстурных типов.

Ксенолиты дунита в хромитовых рудах

Изучение характера и поведения ксенолитов дунита в хромитовых рудах доставляет ценные материалы для суждения как об относительном времени обособления и кристаллизации рудных расплавов в магматическом этапе, так и о физическом состоянии рудного вещества отдельных текстурных элементов хромитовых руд в различные моменты их кристаллизации.

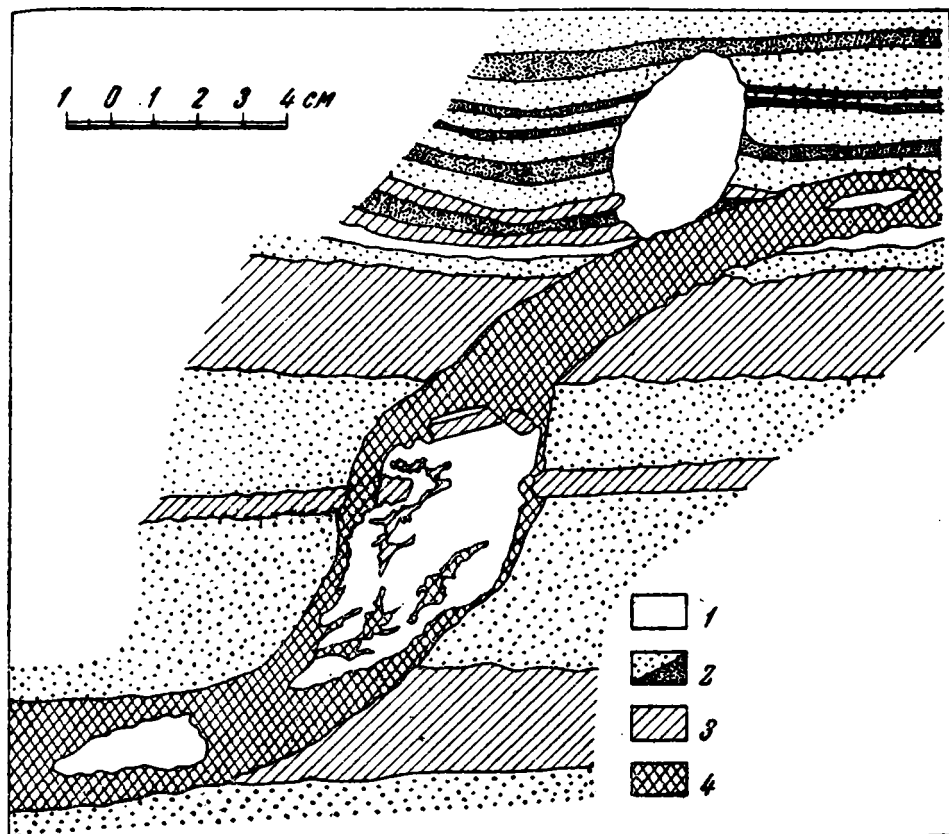
Ксенолиты дунитов, которые приходилось нам наблюдать, имеют небольшие размеры (максимальный размер по длине 15 см). По существу порода ксенолитов во всех случаях представляет серпентинит, но отчетливая реликтовая петельчатая микротекстура и характерная акцессорная вкрапленность хромшпинелида свидетельствуют о первичной дунитовой природе ксенолитов.

Ксенолитовый характер дунитовых включений в рудах в одних случаях не вызывает сомнений, так как включения эти имеют форму неправильных обломков, обычно уплощенных. Они расположены несогласно с элементами полосчатости вмещающей руды, имеют угловатые очертания (табл. VI, 1), резко отличаются от окружающей рудной породы отсутствием рудной вкрапленности, если не считать акцессорных зерен хромшпинелидов.

В других случаях ксенолитовый характер включений не является очевидным, требует доказательств.

Таковы примеры включений дунитового серпентинита, изображенные на табл. VI, 2.

Обратимся сначала к образцу, изображенному на фиг. 14 (верхняя половина);⁶ он взят из отвалов Лебяжьинского II рудника в массиве Монетной дачи. Яйцевидной формы кусок дунитового серпентинита как бы вмят в полосчатую руду. На шлифованной поверхности хорошо выделяются полосы мелкозернистого вкрапленника различной густоты и полосы массивного хромита, почти не содержащего силикатов, с более



Фиг. 14. Зарисовка двух штуфов с ксенолитами дунита в полосчатой хромитовой руде, рассекаемой жилкой массивного хромита. Месторождение Лебяжьинское II в массиве Монетной дачи

1 — дунитовый серпентинит; 2 — рудный вкрапленник различной густоты;
3 — массивный хромит в полосах; 4 — массивный хромит в жиле

крупными зернами, чем во вкрапленнике. Те и другие полосы изгибаются в сторону дунитового включения. Это подмятие полос происходило, очевидно, в ту стадию кристаллизации руды, когда полосы уже вполне обособились, но когда рудная масса была еще вязкой, т. е. не окончательно затвердевшей. Любопытно строение контакта руды с дунитовым включением. Во-первых, вдоль участков контакта с полосами вкрапленных руд наблюдается некоторое сгущение рудных зерен, внешне имеющее некоторое сходство с меланократовыми оторочками вокруг ксенолитов ос-

⁶ Фиг. 14 представляет собой рисунок по фотографиям двух приполированных штуфов. Самые фотографии, по независящим от автора обстоятельствам, приложить не удалось.

новых пород в гранитах. С другой стороны, отчетливо видно некоторое проникновение рудного вещества в тело включения, в особенности из полос массивного хромита, с отшнурованием местами небольших ядер серпентинита. Благодаря такому проникновению граница между рудой и дунитом приобрела мелкофестончатый характер. Линзообразное рудное пятно в дуните, видимое в левой его части, также имеющее фестончатые границы, лежит на самой поверхности дунитового включения и, как это видно на поперечном небольшом срезе, не проникает глубоко в тело включения. В нижней части штуфа видна безрудная дунитовая полоска, которая узкой перемычкой соединяется с включением.

Проникновение рудного вещества в тело дунитового включения и образование фестончатых границ последнего вряд ли можно истолковать иначе, как результат частичного растворения силикатного вещества дунитового включения рудным веществом вкрапленника. Можно было бы предположить, что рудное вещество проникло из полос, представленных в настоящее время сплошным рудным агрегатом, однако на образце отсутствует непосредственная связь рассматриваемых сгущений рудных зерен с полосами сплошной руды.

Сами рудные сгущения, в отличие от сплошных руд, являются вкрапленниками, но очень густыми, с весьма небольшим содержанием интерстициального серпентина. Естественно, что в результате растворения концентрированным рудным веществом дунита получится такой состав расплава, кристаллизация которого и дает густой рудный вкрапленник. Естественно, далее, что наиболее интенсивное растворение будет наблюдаться на контакте с дунитом полос сплошного рудного агрегата, что и видно отчетливо на штуфе. На других примерах, показывающих возможность подобного растворения рудным веществом дунитов или серпентинитов, мы остановимся позднее.

Второй штуф из того же рудника Лебяжьиного II показывает более сложную форму обособления дунитового серпентинита, которое представлено в образце лишь одной своей половиной (фиг. 14, нижняя половина).

Здесь видно интенсивное проникновение сплошного хромита в тело обособления, идущее как со стороны узкой полосы сплошного хромита, принимающей участие в строении полосчатой руды, так в особенности и со стороны секущей жилы сплошного хромита, которая обтекает со всех сторон серпентинитовое обособление. Как это видно при осмотре всех плоскостей штуфа, жила рассекает и полосы сплошного хромита. В строении рудных апофиз от жилы в серпентинит видно два направления распространения проникающего рудного вещества: а) главное, параллельное направлению жилы, и б) подчиненное, ориентированное грубо согласно с полосчатостью руды. В последнем направлении наблюдаются как бы клиновидные втеки сплошного хромита, идущие от основной апофизы. Эти втеки, как и рудные фестоны предыдущего штуфа, весьма вероятно, образовались при явлениях растворения дунитового серпентинита рудным веществом, так как они тоже сложены густым вкрапленником. В результате серпентинитовое обособление получило весьма неправильные очертания и в некоторой мере разобшито на несколько частей.

Третий показательный штуф полосчатой руды с ксенолитом дунитового серпентинита (табл. VII и фиг. 15) происходит из Мало-Башартского хромитового месторождения в массиве Южный Крака. Полосчатость руды здесь отчетливо огибает яйцевидный конец ксенолита, по периферии которого, как и в предыдущих случаях, наблюдается проникновение рудной вкрапленности. Вдоль одного из участков контакта ксенолита с полосчатой рудой проходит жилка почти сплошного крупнозернистого хромита, которая на своем продолжении сечет полосы вкрапленника.

Описанные штуфы позволяют сделать такие заключения.

1. Ксенолиты дунита (или дунита в той или иной степени серпентинизированного) были захвачены рудным расплавом с той или иной концентрацией рудных компонентов. Это происходило, вероятнее всего, при течении рудного расплава вдоль уже застывшего или почти застывшего безрудного дунита, подвергшегося некоторому местному раздроблению. Ксенолиты показывают, таким образом, безусловно более позднюю кристаллизацию рудных расплавов по отношению к непосредственно вмещающим дунитам.

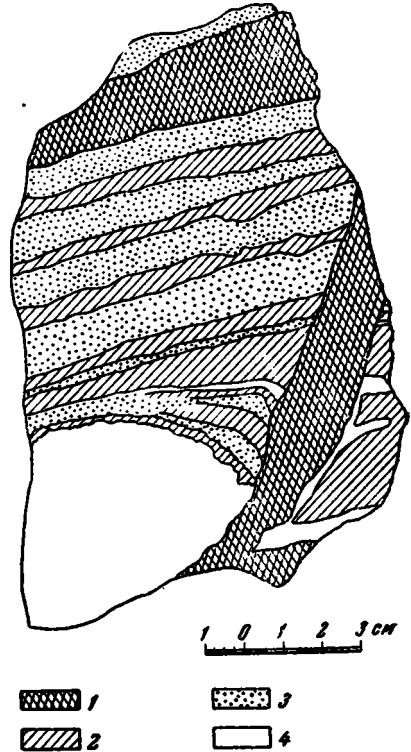
2. В различных случаях ксенолиты захватываются рудным расплавом при различной степени вязкости. Пример, когда полосчатость обтекает ксенолит, указывает на то, что последний был захвачен расплавом с относительно малой вязкостью, т. е. на ранней стадии кристаллизации.

Пример, когда полосчатость только сминается около ксенолита и не обтекает его, указывает, что ксенолит находился в расплаве высокой вязкости. И, наконец, образцы с ксенолитами в полосах сплошных руд указывают, во-первых, на то, что эти руды кристаллизовались из рудного расплава, а не из газообразной среды; во-вторых, что концентрированные рудные расплавы оставались подвижными после того, как полосчатые вкрапления руды почти полностью закристаллизовались; в-третьих, что такие расплавы обладали пониженной вязкостью.

3. Рудные вещества каждой из полос реагируют с веществом ксенолита в месте соприкосновения. Взаимодействие выражается в некотором растворении рудным веществом силикатов ксенолита с его поверхности. В результате, на периферии ксенолита возникает узкая зона густого вкрапления, вдающаяся в ксенолит узкими заливчиками и языками. Наибольшее растворяющее действие проявляется со стороны полос концентрированного рудного вещества.

4. Еще до полного своего затвердения рудная масса способна была давать трещины скалывания, очевидно, вследствие высокой вязкости системы (стр. 101). Заложению трещин в некоторых случаях способствовало присутствие ксенолитов дунита, вдоль контактов которых и проходят некоторые трещины. В эти трещины отсасывался богатый расплав с образованием затем секущих жил сплошного или почти сплошного хромита. В некоторых случаях ксенолиты оказываются целиком внутри такой жилы, причем рудный расплав проникает узкими апофизами в тело самого ксенолита.

5. Наибольшей подвижностью обладали те полосы рудной массы, из



Ф и г. 15. Схематизированный рисунок штуфа по фотографии, данной на табл. VII

1 — крупнозернистый массивный хромит; 2 — крупно- и среднезернистый богатый вкрапленный; 3 — убогий вкрапленный; 4 — дунитовый серпентинит

которых в дальнейшем закристаллизовались полосы сплошных или почти сплошных руд. Такие полосы и кристаллизуются позднее, чем полосы вкрапленных руд.

Текстуры хромитовых руд

В самом общем виде текстуры хромитовых руд могут быть разбиты на две большие группы: атакситовые, в сложении которых ориентированное расположение агрегатов различной структуры не играет существенной роли, и эвтакситовые, в которых, наоборот, отчетливо выражена ориентированность сложения. Между теми и другими нередко существуют тесные переходы. Однако их необходимо рассмотреть отдельно, так как вопрос об эвтакситовых рудах включает большую самостоятельную проблему — полосчатости рудных магматических образований.

Наше рассмотрение атакситовых текстур начнем с вкрапленных руд, которым присуще большое текстурное разнообразие.

Рудные вкрапленники грубопетельчатых текстур. Ранее (стр. 57) были описаны явные и криптовые петельчатые текстуры редковкрапленных руд с микроскопическими размерами петель. Наряду с такими формами часто наблюдаются отчетливо проявленные в образцах более грубые петельчатые текстуры.

Серия образцов иллюстрирует строение руд макропетельчатой текстуры: 34/37 г. С. (рудник Левый Саксей в массиве II Крака); 5/37 X. (Хабарное, месторождение 2а); 51/37 г. С. (Ключи, месторождение Козловское); 50/37 г. С. (Ключи, месторождение Козловское II); 65/37 г. С. (Ключи, месторождение Самохваловское) и 366/37г. X. (Хабарное, месторождение 2).

Обр. 34/37 г. С. (табл. VIII, 1) отшлифован на плоскости, образующей угол в 30° с плоскостями полосчатости. В шлифе и по фотографии видно, что безрудные участки, «ядра» петель, как мы выше их называли, удлинены в одном направлении. Длинные оси ядер располагаются все в одном направлении, совпадающем с направлением полосчатости. Размеры ядер во много раз превосходят те, которые присущи бедным вкрапленным рудам криптопетельчатой текстуры. Ядра разделяются друг от друга цепочками рудно-силикатного состава. Мощности цепочек и размеры рудных зерен в них не всюду одинаковы; характерно, что цепочки, идущие параллельно полосчатости, как правило, очень маломощны, часто прерываются и входящие в их состав хромшпинелидовые зерна очень мелки. В торцовых же частях оливинных ядер наблюдается скопление хромшпинелидовых зерен, причем здесь среди скоплений мелких рудных зерен выкристаллизовываются и относительно крупные, неправильных очертаний зерна хромшпинелидов. Подобную текстуру можно было бы назвать «узелковопетельчатой» субпараллельной.

Мы видим здесь отражение тех механических условий, в которых происходила кристаллизация руды, т. е. ориентированного давления, стресса. В местах соприкосновения силикатных ядер своими торцовыми участками при общем одностороннем сжатии кристаллизующейся породы, естественно, локализовались небольшие пространства меньшего сжатия («теневые участки»), и сюда именно частично отсасывались жидкие еще порции расплава, обогащенные рудными компонентами, вследствие предшествующей кристаллизации силикатов в «ядрах». Кристаллизация относительно крупных хромшпинелидовых зерен происходила, повидимому, вследствие того, что самые последние порции жидкости сосредоточили в себе имевшиеся в расплаве в слабой концентрации летучие, главным образом компоненты воды.

Обр. 51/37 г. С. (фиг. 16) показывает более резкое перераспределение

рудного вещества. Срез полированной поверхности проходит под острым углом к плоскостям полосчатости, поэтому на фотографии не отчетливо видно параллельное сложение рудной породы. Фактически силикатные ядра и петли сильно сплющены в направлении, почти перпендикулярном к полированной плоскости штуфа. Между правой и левой частями штуфа разница в том, что в левой части рудное вещество между силикатными ядрами присутствует только в виде маломощных петель, тогда как в правой части штуфа рудное вещество преобладает, сильно разобщая отдельные силикатные ядра. Переходная зона характеризуется увеличенной шириной рудно-силикатных петель.

Формы и размеры силикатных ядер в обеих частях штуфа аналогичны.

Весьма близкую картину перераспределения рудного вещества дает образец из месторождений Южно-Аккаргинского массива, изображенный на фиг. 17. Он приполирован перпендикулярно полосчатости, и

благодаря этому последняя отчетливо выступает на рисунке. В верхней половине фигуры хорошо видна петельчатая текстура бедного вкрапленника. Полоса такого вкрапленника быстро переходит в полосу густого среднезернистого вкрапленника, с обильными линзовидными обособлениями серпентинизированного дунита,



Ф и г. 17. Эвтакситовая вкрапленная руда макропетельчатой текстуры. Переход от редковкрапленной полосы к полосе концентрированной вкрапленности. Южно-Аккаргинский массив. Обр. 38 г. С. $\frac{3}{4}$ натур. вел.

более густым хромитовым вкрапленником, какой слагает основную массу широкой полосы густого вкрапленника. Здесь, как и в предыдущем случае, рудное вещество кристаллизовалось в виде густого вкрапленника, несомненно, позднее дунита.

Наиболее вероятное объяснение текстур всех описанных примеров заключается, по нашему мнению, в том, что происходило некоторое перемещение рудного вещества относительно почти закристаллизовавшихся



Ф и г. 16. Макропетельчатая текстура эвтакситовой вкрапленной руды. Скопировано на кальку с пришлифованного штуфа. Месторождение Козловское II-бис в Ключевском массиве. Обр. 51/37 г. С. $\frac{3}{4}$ натур. вел.

ориентированными согласно полосчатости. И на рисунке, и в образце видно, что эти обособления по форме и размерам вполне аналогичны тем «ядрам» серпентинизированного дунита, очерчены рудными цепочками — петлями. А эти последние, по существу, сложены тем же

дунитовых участков, т. е., что собственно рудные агрегаты или, точнее говоря, силикатно-рудные агрегаты кристаллизовались позднее чисто силикатных (дунитовых) участков.

Обратимся к вопросу о направлении перемещения рудного расплава в образцах, представленных на табл. VIII, 1 и фиг. 16 и 17.

Как нам кажется, табл. VIII, 1 достаточно убедительно указывает на перемещение интерстициального остаточного рудного расплава в торцовые части дунитовых ядер, в «теневые» от давления участки. На фиг. 16, как уже указывалось, в верхней части образца наблюдаются те же текстурные отношения, что и в целом в образце табл. VIII, 1. Но фиг. 16 показывает также и слияние отдельных участков интерстициального вкрапленника, вплоть до образования непрерывной рудной полосы.

В сущности, о совершенно таких же явлениях говорит и сложение образца фиг. 17. Здесь также видно слияние более крупных участков интерстициального вкрапленника и образование при этом неправильных прерывистых рудных полос. Самую полосу густого вкрапленника можно рассматривать как серию отдельных неправильных полос интерстициального расплава, почти разобщенных цепочками дунитовых образований.

Таким образом, весьма вероятно, что рассматриваемые участки и полосы густого вкрапленника возникли в результате кристаллизации остаточного силикатно-рудного расплава, отсосанного (стр. 102) из интерстициального кристаллизующегося бедного вкрапленника и сконцентрированного вдоль некоторых направлений пониженного давления в пределах того же бедного вкрапленника.

Имеются, однако, и такие типы грубопетельчатого сложения, в которых проникновение рудного вещества извне в безрудный дунит не вызывает сомнений. В качестве одного из довольно наглядных примеров может служить сложение руд в одном из месторождений («Скала I» в Брединско-Наследничком массиве на Южном Урале. Как показывает зарисовка большого штуфа (фиг. 18), густой рудный вкрапленник инъецирует дунит по целой серии субпараллельных трещин; в местах пересечения трещин возникает местами своего рода брекчия.

Артеритовые и брекчиевидные текстуры. О проникновении рудных хромитовых расплавов в безрудные дуниты или перидотиты совершенно убедительно свидетельствуют такие текстуры, в которых хромитовые руды заполняют трещины в ультраосновной породе или являются цементом брекчии тех же пород.

Исключительным примером таких инъекций является месторождение Большой Башарт в массиве Южный Крака. Они описаны автором (Соколов, 1937); прекрасные их изображения помещены в работе Малышева (1936; фиг. 6, 10, 11, 12, 13). Характерной особенностью представленных здесь рудных жил и апофиз является сочетание рудных агрегатов различных структур — средне- и густовкрапленных, крупнозернистых, массивных с оливином и метасиликатами в цементе; также характерна интенсивная серпентинизация узкой экзоконтактной зоны вмещающих дунитов или перидотитов. Такие жилы и апофизы залегают в местах раздробления пород с образованием трещин, смыкающихся с более крупным обособлением рудного расплава — источником инъекций.

Для обозначения типа текстуры, образованной выполнением хромитовой рудой системы трещин, автор (там же) предложил термин «артеритовая» текстура, имея в виду магматическую природу рудных хромитовых расплавов. Применять для таких текстур термин «штоккверк», как это делает Малышев, вряд ли целесообразно. Вспомним, что штоккверком называют рудное тело, представляющее массу породы с большим количеством пересекающихся сетчатых и неправильных жил и прожилков. В нашем

случае имеется система маломощных жил, прожилков и апсфиз, отходящих на небольшие расстояния от главного рудного тела, местами пересекающихся, но в общем подчиненных направлению границы главного рудного тела. Таким образом, здесь нет самостоятельного рудного тела, образованного сеткой рудных жил. Кроме того, термин «штоккверк» употреблялся за пневматолитовыми и гидротермальными, но не собственно магматическими образованиями. С артеритовыми рудами обычно сочетаются



Ф и г. 18. Зарисовка штуфа дунита, инъецированного хромитовым густым вкраплением. Месторождение Скала в Брединско-Наследницком массиве. $\frac{1}{2}$ натур. вел.

брекчиевидные (табл. VIII, 2), поскольку в местах, где под влиянием давления возникают системы трещин, могут возникать и участки раздробления пород. Условия возникновения артеритовых и брекчиевидных руд вполне аналогичны. С точки зрения механики — это раздробляющее воздействие внешнего давления на вмещающие породы. С физической точки зрения — это внезапное местное уменьшение давления, опять-таки под влиянием внешних причин. С этим связана возможность вскипания рудного расплава, что вызывает специфическую его кристаллизацию, в результате чего образуются тацитовые агрегаты, содержащие крупно-кристаллизованные участки, с пневматолитовыми минералами, а также миаролитовые пустоты. Возможно, что с этим сочетаются рудная импрегнация в боковые породы и интенсивный гидротермальный метаморфизм пород в экзоконтактах. Характеристику соответствующих образований на примере месторождения Большой Башарт смотри в упоминавшейся работе автора.

К тем же образованиям принадлежат описанные Бетехтиным (1940, стр. 327) брекчиевидные руды месторождения № 22 в Халиловском массиве, а также рудные проявления на местности «Горюн» в Хабаровском массиве, кратко охарактеризованные Кашиным и Федоровым (1940, стр. 250).

Нодулярные руды. Весьма своеобразной разновидностью текстур хромитовых руд являются нодулярные текстуры. Они характеризуются обособлением рудных агрегатов шаровидной, эллипсоидальной и иных сферических форм, размером от кедрового до грецкого ореха.

Нодулярные руды неоднократно описывались в литературе, и на их происхождение высказаны различные взгляды. Бетехтину (1937, 2) принадлежит последняя, относительно полная их сводка.

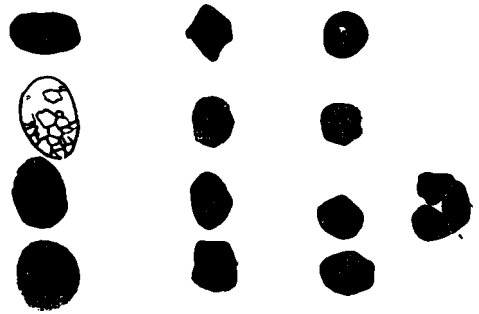
Автор располагает значительным коллекционным материалом по но-

дулярным рудам различных месторождений Урала,⁷ что дает возможность осветить ряд деталей их строения и соотношения с рудами других структур и текстур.

На фиг. 19, 20, 21, 22 и табл. V, 3—4; табл. IX, 1—2 изображены в натуральную величину нодули различных форм и фотографии пришлифованных штуфов нодулярных руд. Мы видим здесь то более или менее правильные сферические нодули, то имеющие форму округленных полиэдров; нодули более или менее изометрические или же вытянутые в одном направлении; нодули, состоящие почти целиком только из зерен хромшпинелидов, и нодули, содержащие в тех или иных количествах силикаты, чаще всего — серпентин, реже — оливин, пироксен, хлориты. В некоторых



Ф и г. 19. Мелкие нодули. Натур. вел.



Ф и г. 20. Нодули средних размеров, сферические и округленно-полиэдрические. Натур. вел.



Ф и г. 21. Сплюснутые нодули. Грубо-радиальное расположение рудных зерен в периферической части нодули. Натур. вел.



Ф и г. 22. Нодули с силикатным ядром. Натур. вел.

нодулях силикаты образуют ядро, заключенное в оболочке рудных зерен. В разрезе такие нодули имеют вид черного кольца, толщина которого колеблется от $\frac{1}{4}$ до $\frac{9}{10}$ общего поперечника нодули.

Обратимся к деталям строения нодулей различного типа.

В большинстве случаев поверхность нодуль довольно ровная и резко ограничивает нодули от окружающего минерального агрегата. При больших увеличениях под микроскопом в таких шлифах видно, что со стороны окружающих силикатов в тело нодули иногда вдаются концы мелких идиоморфных зерен оливина. На большей же части периферии нодули рудные зерна обладают тем ксеноморфизмом, который характеризуется округлыми, а иногда бухтообразными углублениями на их гранях, выполнен-

⁷ Благодаря любезности А. Г. Бетехтина автор имел возможность познакомиться также с материалами по крайне своеобразным «кольцевым» нодулям закавказских хромитовых месторождений. Некоторые изображения их, с разрешения Бетехтина, ниже воспроизводятся.

ными оливином или замещающим его серпентином. Ни разу не наблюдались вполне идиоморфные грани или двухгранные углы рудных зерен.

В соответствии с ранее разбиравшимися нами структурными отношениями во вкрапленных и массивных рудах, описанный характер контура нодуль говорит о том, что некоторая часть оливиновых зерен из окружающего нодули расплава выделилась до начала кристаллизации периферических рудных зерен, однако в основном последние кристаллизовались одновременно с облекающим нодули оливином. Нам удалось наблюдать



Ф и г. 23. Хромитовая нодуля, периферия которой образована паналлотриоморфным агрегатом хромшпинелида и серпентинизированного оливина. Зарисовано с шлифа, проектированного на экран. Лин. увел. 5



Ф и г. 24. Хромитовая руда с несовершенными нодулями. Калькировано с фотографии. Месторождение Нодулевая Яма. Natur. вел.

такие примеры (фиг. 23), когда периферическая часть нодули представляет собой, по существу, типичный паналлотриоморфнозернистый агрегат хромшпинелида и серпентинизированного оливина.

Такие примеры являются переходными формами к «несовершенным», «плохо образованным» нодулярным рудам. В них (фиг. 24; табл. IX, 2) развитие по контуру нодули паналлотриоморфных агрегатов сильно искажает сферическую форму. Такие «несовершенные» нодули обычно постепенно переходят в густовкрапленные или массивные гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые рудные агрегаты.

Донат (1930) считал гипидиоморфные и ксеноморфные очертания рудных зерен за результат магматической резорбции и рассматривал нодули

как агрегат рудных зерен, совместно подвергшихся резорбции с приобретением общей сферической формы. Поскольку ранее (стр. 52) мы должны были решительно отвергнуть доводы Доната в пользу происхождения гипидиоморфизма рудных зерен вследствие магматической резорбции, постольку мы не можем согласиться и с его представлениями о способе образования нодулей.

Переходя к структуре внутренних частей нодулей, следует прежде всего указать, что хотя среди нодулей и преобладают такие, которые сложены почти целиком зернами хромшпинелидов, однако весьма часто наблюдается и существенное участие силикатов.

Для строения почти чисто рудных нодулей бесспорным является то, что они не являются монокристалльными, но представляют собой агрегат нескольких зерен хромшпинелидов. Это отчетливо видно благодаря наличию прерывистых тонких силикатных интерстиций (само собою разумеется, что к числу последних мы не относим выполнение серпентином и другими минералами трещинок катаклаза).



Ф и г. 25. Груборадияльное расположение границ между рудными зернами в периферической трети нодули. Направление штриховки взято произвольно. Зарисовано с недополированного штуфа. Лин. увел. 3.5

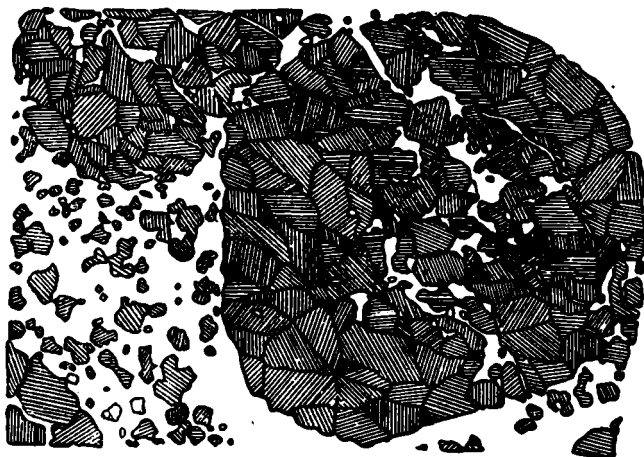
Особый интерес представляет вопрос о характере ориентировки рудных зерен в теле нодули. Наблюдения и заключения здесь крайне затруднены тем, что зерна хромшпинелидов обладают изометрической формой, а их кубическая сингония не дает возможности использовать для анализа ориентировки зерен поляризованный свет.

Применяя, по способу А. Г. Бетехтина, несовершенную полировку, при которой раз но ориентированные зерна хромшпинелидов дают несколько различной степени отблески, мы в некоторых случаях констатировали (фиг. 21 и 25) такое строение: периферическая часть нодули состоит из ряда рудных зерен с груборадияльным направлением аллотриоморфных границ между ними. Центральная же часть нодули сложена агре-

гатом рудных зерен с как бы беспорядочным, не ориентированным расположением границ. О слабой тенденции рудных зерен в «кольцевых» нодулях закавказских месторождений к радиальной вытянутости упоминает Бетехтин (1937, 2; стр. 92). Из сообщенных данных создается впечатление, что рост зерен происходил от периферии нодули к центру, а не наоборот.

Более убедительно такой порядок кристаллизации нодули вытекает из структурных соотношений в центральных частях нодуль, содержащих в ядре некоторые количества силикатов. Строение наружной поверхности таких нодулей ничем не отличается в своих микроструктурных деталях от поверхности обычных «сплошных» нодулей. Силикатное же ядро в различных месторождениях несколько варьирует по составу и структуре.

Так, в месторождении Нодулевая Яма Ключевского массива ядра некоторых нодулей представлены типичным густым гипидиоморфнозернистым вкрапленным агрегатом (фиг. 26) с довольно хорошо выраженными



Ф и г. 26. Рудно-силикатный гипидиоморфный агрегат в ядре нодули. Направление штриховки взято произвольно. Месторождение Нодулевая Яма. Лин. увел. 7

идиоморфными участками очертаний рудных зерен. Здесь, в ядре, хромшпинелид и оливин, по сказанному ранее о такой структуре, кристаллизовались совместно, но хромшпинелид закончил свою кристаллизацию раньше оливина, и к моменту полного выделения хромшпинелидов в ядре нодули еще оставалось некоторое количество силикатного расплава. Следовательно, рудная оболочка нодули закристаллизовалась раньше ядра нодули.

Может быть, о жидкостном состоянии ядра нодули при сформировавшейся уже ее рудной оболочке говорит строение «кольцевой» нодули, изображенной на табл. X, 1. Эту микрофотографию можно толковать так, что нодуля испытала раздавливание и что промежуток между разошедшимися частями рудного «кольца» заполнился тем же оливиновым расплавом, который слагал ядро нодули и ее окружение. Расположение рудной вкрапленности в ядре как будто бы указывает на движение расплава из ядра наружу.

В «кольцевых» нодулях из месторождений Ипяг, подробно описанных Бетехтиным, наряду с нодулями, в ядре которых присутствует рудно-силикатный агрегат, широко представлены нодули с чисто силикатным ядром (табл. XI, 1). Гипидиоморфные структурные отношения в них также прояв-

ляются, но лишь на границе между силикатным ядром и рудной оболочкой (табл. X, 2; табл. XI, 2). Следовательно, внутренняя зона, включающая границу между ядром нодули и ее рудной оболочкой, кристаллизовалась так, что в самом конце оставалось некоторое количество силикатного расплава.

Изложенные данные о строении нодулей с большой вероятностью отвечают на вопрос, который поставил А. Н. Заварицкий (1937, стр. 799). Более вероятно, что кристаллизация нодулей начинается с периферии и заканчивается в ядре. Этим самым предположения о конкреционном способе образования нодулей представляются весьма маловероятными. Подобный взгляд был, в частности, выражен Дэнисом (Denis, 1931), который считал, что «виноградины» (т. е. нодули. — Г. С.) представляют центры, к которым притягивался хромит из окружающих пород при их затвердевании.

Нодули, дающие в разрезах эллиптические или близкие к ним сечения, представляют по форме сильно уплощенные, не совсем правильные эллипсоиды. Как показывает фиг. 25, в них, как и в шаровидных нодулях, намечается груборадialное расположение периферических рудных зерен. Слагающие нодулю рудные зерна не показывают признаков особенного катаклаза, поэтому сплюснутую форму нодуль нельзя объяснить смятием ранее отвердевшей шарообразной нодули. Сплюснутую форму приобрело то обособление рудного расплава, из которого закристаллизовалась описываемая и ей подобные нодули.

Рассматривая детали строения нодулей, мы пришли к выводу, что они не могли образоваться в результате коррозионного округления агрегата рудных зерен, как это предполагал Донат, что нодули не являются конкреционными образованиями, как предполагал Дэнис. Полную неприемлемость гипотезы Карпинского об образовании нодулей в результате обтирания обломков хромитовых руд при взрывных явлениях показал Бетехтин. Мы присоединяемся поэтому к тем исследователям, которые рассматривают рудные нодули как ликвационные образования, как результат кристаллизации капель рудного расплава, обособившихся в рудно-силикатном расплаве.

Такое представление дает весьма правдоподобное объяснение еще одной морфологической разновидности нодулей, а именно — нодулям, обладающим формой как бы округленных полиэдров (табл. V, 4; см. также фиг. 9 в статье Луйка, 1940).

Специальные исследования в области образования эмульсий показали, что если ликвированная система состоит не из идеально чистых жидкостей, а содержит некоторые примеси — «эмульгаторы», то последние образуют на поверхности капель эмульсии диффузную пленку. Диффузная пленка эмульгатора состоит из диполей, располагающихся нормально к поверхности капли, так что один полюс диполя направляют внутрь капли, другой — наружу. Такие пленки могут привести к деформации капли, к превращению ее в неправильный полиэдр (Ребиндер, 1930; Маринина, 1940). Округленно-полиэдрические формы нодулей не имеют, конечно, ничего общего с похожими на них, на первый взгляд, октаэдрическими кристаллами, так как такие нодули, как и обычные, представляют собою агрегат рудных и, частично, силикатных зерен. Такие формы трудно объяснить воздействием внешнего давления или движения, так как они привели бы либо к вытягиванию, либо к сплюсчиванию нодули. Наиболее естественно предположение о каких-то специфических силах, связанных с природой самих нодулей.

Рудный расплав, безусловно, содержит примеси, не входящие в состав чистого хромшпинелидового и чистого оливинового вещества. Какие конкретно вещества могут в данном случае играть роль «эмульгаторов»,

сказать, конечно, нельзя, но образование на поверхности нодули диффузной пленки и ее деформирующее воздействие на тело нодули представляется хорошим объяснением превращения сферических форм рудных капель в неправильно-полиэдрические формы.

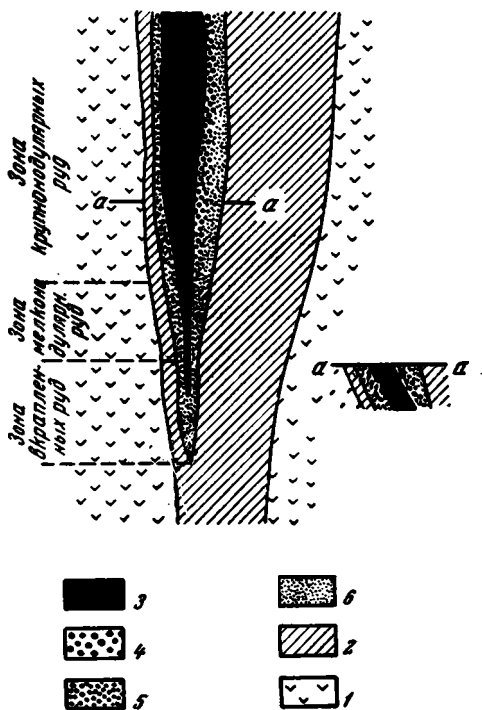
Для дальнейшего выяснения условий образования нодулярных руд необходимо рассмотреть связь рудных агрегатов нодулярного сложения с рудами других структурных типов.

Нодулярные руды сравнительно редко слагают самостоятельные рудные тела, без участия руд других структурных типов. Гораздо чаще нодулярные руды наблюдаются в составе рудных тел, преобладающе сложенных густовкрапленными и массивными рудами. Очень редко нодули появляются в связи с убогими вкрапленниками или непосредственно с безрудными дунитами.

Компактный и показательный пример тесной связи нодулярных руд с массивными и вкрапленными рудами представляет месторождение «Шарыпкинская разведка» на восточном склоне массива Средний Крак. В лерцолитах проходит жиллообразное тело серпентинизированных дунитов наибольшей мощности — 15 м, в которых непосредственно залегает узкое жиллообразное рудное тело видимой длины около 70 м (фиг. 27).

Чтобы яснее показать распределение руд различных текстур на плане, мы взяли масштаб ширины в три раза крупнее масштаба длины. Наибольшая наблюдавшаяся ширина рудного тела 3 м, к югу оно выклинивается, к северу обрывается, будучи размыто крутой долиной горного ручья. В южном, выклинивающемся конце рудное тело сложено мелкозернистыми, средней густоты вкрапленными рудами (табл. XI, 3). В средней по простиранию части по оси рудного тела располагаются массивные руды, без резкой границы переходящие к зальбандам в мелконодулярные, до 0.5 см в поперечнике, и среднезернистые вкрапленные.

В северной половине месторождения нодулярные руды, при смыкающие к массивным рудам осевой части, характеризуются нодулями большого размера — до 1 см в поперечнике, к краям рудного тела они сменяются более мелкими нодулями и среднезернистыми рудными вкрапленниками. Контакты рудного тела с дунитом резкие, но не линейно-ровные, а фестончатые, поскольку образованы линией нодуль. Серия фотографий (табл. IV, 2; табл. XI, 4; табл. XII, 1—2)



Ф и г. 27. Схематический план месторождения «Шарыпкинская разведка» в массиве Средний Крак. Тектонические нарушения элиминированы. Составил Г. А. Соколов (1936)

- 1 — серпентинизированный лерцолит; 2 — дунитовый серпентинит; 3 — массивные руды; 4 — крупнонодулярные руды; 5 — мелконодулярные руды; 6 — вкрапленные мелкозернистые руды

дает представление об изменении структуры руд вкрест простирания рудного тела. Весьма интересен образец, изображенный на табл. XII, 1. Он взят на переходе от нодулярной руды к сплошной. Мы видим здесь, наряду с правильными сферическими нодулями, нодули «несовершенные», располагающиеся по периферии шпиров массивных руд. Здесь же представлен и богатый вкрапленник аллотриоморфнозернистой структуры типа «рябчик».

Не может быть сомнений в том, что все эти структурные разновидности руд образованы из одной и той же массы рудного расплава путем какого-то единого кристаллизационного процесса.

Тесная связь нодулярных руд с массивными прекрасно видна на приведенной ранее фиг. 24, которая является рисунком по фотографии штуфа руды из месторождения Нодулевая Яма в Ключевском массиве. В самом образце хорошо видно, что проходящий в средней его части шпир массивной руды представляет собою тесное скопление тех же «несовершенных» нодулей. В натуре такие руды находятся рядом с типичной нодулярной рудой, изображенной на табл. V, 4.

Аналогичные соотношения показывает фотография штуфа из месторождения Большой Башарт в массиве Южный Крака (табл. XII, 3). Логинов (Логинов и др., 1940, стр. 132) кратко описал линзовидное обособление бобовых нодулярных руд среди массивных руд месторождения Гигант; здесь переход от нодулярных руд к массивным также постепенный, через «несовершенные нодули».

Наряду с этим, в ряде месторождений — «Шарышкинская разведка» в Среднем Крака, Большой Башарт и некоторые другие месторождения массива Южный Крака, Яичное I в массиве Монетной дачи, месторождение № 21 в северной половине Кемпирсайского массива, месторождение Спорное в южной части того же массива, некоторые рудные выходы Аккаргинского массива и проч. — мы наблюдали тесную связь нодулярных руд также и с вкрапленными, в особенности с среднезернистыми гипидиоморфнозернистыми (табл. XIII, 1). Во всех этих случаях нодулярные руды образуют линзы, шпир или неправильной формы обособления, располагающиеся в одних случаях полностью среди вкрапленной руды, в других — на границе таковой с редким вкрапленником или безрудным дунитом. В последнем случае, как это видно на фиг. 28, нодули слагают как бы цепочки, соединяясь струйками рудной вкрапленности.

И, наконец, в некоторых случаях нодули располагаются в дуните либо безрудном, либо содержащем редкую рудную вкрапленность. В одних случаях, как в месторождении Спорное (Южный Кемпирсай), они являются своего рода шпирами — спутниками более крупных рудных тел, сложенных густовкрапленными и частью массивными рудами; в совершенно аналогичных условиях и по соседству другие шпир — спутники сложены густо- и средневкрапленными рудами.

В других случаях, как в Халиловском месторождении № 90 (Бетехтин, 1940, стр. 317), в Иткульском массиве (месторождение Яблочный Крон), нодулярные руды слагают самостоятельные обособленные тела. Однако и в таких рудных телах всегда обнаруживается некоторое количество вкрапленных руд. В одном из месторождений массива Южный Крака на водоразделе левого притока р. Большой Кулукай и р. Малый Кулукай между вкрапленными агрегатами и нодулями наблюдались такие отношения (табл. XIII, 2): мелкая рудная вкрапленность располагается не равномерно, а образует довольно крупные неправильные петли; их яснее видно на точном рисунке с фотографии (фиг. 29). Внимательно рассматривая эти фигуры, можно увидеть различные степени сгущения тонкой вкрапленности на отдельных участках с образованием более крупных рудных зерен

и их агрегатов. Крайним, так сказать, случаем такого агрегата являются то менее, то более «совершенные» нодули. В Хабаровинском месторождении, по нашим наблюдениям, вкрапленные агрегаты, сопутствующие нодулярным, также имеют отчетливое петельчатое сложение. Не указывают ли эти соотношения на то, что нодули в данных примерах образовались в результате некоторого перемещения и концентрации рудного вещества при кристаллизации бедного рудного расплава тем путем, который предполагается нами для петельчатых текстур, т. е. с первоначальным выделением избыточного оливина в виде гломеропорфировых сростков оливиновых зерен и с последующей кристаллизацией рудно-силикатного расплава, находившегося в промежутках между образовавшимися оливиновыми ядрами?

Описанное Бетехтиным (1937, 2) месторождение № 3 нодулярных руд в Шорджинском массиве (Закавказье) дает прекрасный пример постепенного перехода нодулей, слагающих главную часть рудного тела, в краевые агрегаты среднезернистого рудного вкрапленника идиоморфнозернистой структуры.

Все только что описанные соотношения нодулярных руд с рудными агрегатами других структур, без сомнения, свидетельствуют, что нодулярные руды кристаллизуются из тех же рудных расплавов, из которых формируются вкрапленные и массивные рудные агрегаты, без какого-либо перерыва во времени. Ранее мы пришли к подтверждению того взгляда, что нодули образовались в результате ликвации расплавов. Мы можем теперь сказать также, что образование нодулярных руд есть результат локальных проявлений ликвации в процессе кристаллизации рудных расплавов и что эта ликвация происходит наряду с образованием рудных агрегатов гипидиоморфнозернистой структуры.

В беседах с автором некоторые из исследователей указывали, что одним из моментов, затрудняющих принятие взгляда о ликвационном образовании нодулярных руд, является крупный размер нодуль. Естественнее представить себе, говорили они, образование слоя отликвированной жидкости, чем непосредственное слияние мельчайших капель эмульсии в обособленные, тесно сгруппированные капли столь крупных размеров, каких достигают нодули.

Не лишено вероятности, что в некоторых случаях действительно крупные нодули образовались не слиянием мельчайших капель, а другим путем, именно — в результате распадаения слоя или штира рудной жидкости, обособившейся в результате ликвации. Воспроизвести это явление очень просто. Надо налить в стакан или пробирку масла и воды и, когда они разделятся на два слоя, встряхнуть сосуд. При этом образуются крупные шарики одной жидкости в другой, некоторое время удерживающиеся во взвешенном состоянии. С большой долей вероятности подобный механизм



Ф и г. 28. Нодули уплощенной формы, расположенные вдоль границы густо-вкрапленной руды с дунитом. Месторождение № 21 в северной части Кемпирсайского массива. Обр. 37 г. П. $\frac{1}{2}$ натур. вел.

образования нодулей можно допускать, например, для описанного Бетехтиным Гейдаринского месторождения, отличающегося гигантскими сферическими обособлениями хромитовой руды [фиг. 36 и 37 в работе Бетехтина (1937, 2, стр. 86)], достигающими в поперечнике 5 м. Коленчатые очертания и сужения рудного тела, хорошо видимые на плане, может быть были причиной резкой неравномерности движения ликвированного рудного расплава, приведшей к разобцению слоя рудной жидкости на отдельные гигантские нодули.



Ф и г. 29. Рисунок штуфа, фото которого дано на табл. XIII, 2. Ясно видна петельчатая текстура вкрапленника

Вполне вероятно также образование крупных нодулей в периферии одной из рудных линз месторождения № 21 в Кемпирсайском массиве (изображенных на фиг. 28) путем распада ликвиационного штира рудной жидкости на крупные капли при неравномерном движении рудного расплава.

Наоборот, картина, которую представляет описанное месторождение «Шарыпкинская разведка» (стр. 77), где размеры нодулей постепенно увеличиваются от периферии

рудного тела к его осевой части, как будто бы скорее говорит за прямое образование нодулей путем слияния эмульсионных капель. Движение в осевой части было, вероятно, более быстрым, чем у стенок, и это могло способствовать более успешному слиянию капель с образованием более крупных нодулей.

Пятнистые текстуры. Широкая группа текстур хромитовых руд характеризуется пятнистым обликом.⁸ Он создается присутствием в преобладающей массе руды одной структуры обособлений агрегатов других структур. Форма обособлений в одних случаях округлая, в других — неправильная. Можно было бы назвать эти обособления штирами, а текстуры штировыми, но, согласно определению Холмса (Holmes, 1920), штиры имеют обычно вытянутую форму; рассматриваемые же обособления обладают вытянутостью только в рудах эвтакситового сложения.

Рассмотрим пятнистые текстуры по типам участвующих в их строении агрегатов.

1. Руды массивные с пятнами равномерных вкрапленников. Хорошим примером такой текстуры являются руды 1-го Успенского месторождения в Успенском массиве на Южном Урале. Общий вид приполированного штуфа показан на табл. IV, 1. В среднезернистой массе сплошного хромшпинелидового агрегата гипидиоморфнозернистой структуры разбросаны пятна мелкозернистого вкрапленника (штуф протравлен кислотой, чтобы придать светлую окраску нерудной части вкрапленника). Размеры пятен варьируют от лесного ореха до очень незначительных. Граница плотного рудного агрегата с пятном вкрапленника и структура вкрапленника показаны на фиг. 13. Граница не резкая, образована контурами гипидио-

⁸ К ним отчасти принадлежат описанные выше руды петельчатой текстуры с перераспределением интерстициальных рудно-силикатных агрегатов.

морфных зерен; для структуры вкрапленника характерны гипидиоморфизм рудных зерен и рудные ободки вокруг силикатных зерен. Рассмотрению структуры этого вкрапленника мы уделили выше специальное внимание (стр. 61).

2. Вкрапленные руды с пятнами массивных. Этот тип руд в различных вариациях встречается довольно часто. Иллюстрируем его штуфами из месторождения Саргая, в массиве Южный Крака (табл. XIV и XV). В этом месторождении, как и во многих других, где представлены подобные пятнистые руды, господствуют средне- и густовкрапленные руды, а обособления массивных руд играют подчиненную роль.

Как видно на фотографиях, вкрапленники обладают гипидиоморфнозернистой структурой, что подтверждает и их микроскопическое изучение. Если обратимся к особенностям массивных агрегатов, то увидим, что они сложены крупными гипидиоморфными зернами, с весьма небольшим количеством (серпентиновых) интерстиций. Форма обособлений массивной руды неправильная, без большой разницы размеров по длине и ширине. Границы их то более, то менее резкие, с преобладанием последних.

Мы можем сделать два предположения: либо богатый рудный расплав, обособившийся где-то в другом месте, инъецировал вкрапленные руды, либо массивные агрегаты образовались на месте, причем рудный расплав еще до начала своей кристаллизации был неоднородным, в том смысле, что рудообразующие элементы (Cr, Al, Fe) в разных участках расплава содержались в различной концентрации. Форма обособлений массивной руды, их изолированность друг от друга и постепенные переходы к вкрапленным рудам делают первое предположение маловероятным. Остается второе.

Различие концентраций рудообразующих элементов в различных участках рудного расплава, повидимому, было связано с неравномерным распределением растворенных в них летучих компонентов. Крупнозернистость массивных агрегатов показывает, что они образовались из расплава, содержавшего больше растворенных летучих, чем тот, из которого выделялись вкрапленники.

Заключение, к которому мы пришли на основании синтеза многих данных о составе и строении рудных агрегатов хромитовых руд, весьма близко к уже упоминавшимся представлениям академика А. Н. Заварицкого, развитым А. Г. Бетехиным.

Заварицкий так излагает свою гипотезу о способе образования хромитовых платиноносных скоплений (1928, стр. 26): «... хром (и платина) входили в состав некоторых соединений, быть может, вместе с теми летучими компонентами расплава, о существовании которых мы сделали заключение из петрографического изучения дунита. При кристаллизации дунитовой магмы концентрация в ней таких соединений увеличивалась, и на некоторой стадии охлаждения в еще не застывших частях жидкой магмы, вследствие еще не выясненных причин, происходили химические реакции, распад этих соединений с образованием хромита и платины. Эти минералы в одних случаях выпадали в жидкой среде, плавая в ней, погружаясь, рассеиваясь и накопляясь местами, и обычно вытягивались в таких скоплениях при движении еще не застывшего расплава в струеобразные шпирь. В других случаях распад указанных теоретических соединений происходил в коротких трещинах разрыва в застывших частях породы, приводя к образованию своеобразных жильных, иногда даже пористых выполнений хромитом таких полостей».

У Бетехина (1937, 2; стр. 118 и след.) мы находим: «Локализованные среди дунитовой или богатой магнием перидотитовой магмы остаточные расплавы, обогащенные рудным веществом, были неоднородными по своему составу». Далее: «кристаллизация остаточных расплавов совершалась

в разное время в зависимости, вероятно, от количества первоначально содержащихся в них минерализаторов, понижавших температуру распада соединений и отражавшихся на минералогическом составе руд». Еще далее «...встречаются такие разновидности пятнистых текстур, в которых отдельные пятна рудного минерала представляют собою сплошной агрегат аллотриоморфнозернистой структуры. Этот факт заставляет думать, что пятнистая текстура (по крайней мере, в этом случае) обусловлена тем, что жидкость до момента начала раскристаллизации в различных своих участках характеризовалась уже неоднородным составом, что и привело к образованию неоднородных по количественному минералогическому составу и структуре агрегатов».

3. Руды с пятнистым расположением участков массивных, нодулярных, нодулярно-вкрапленных и вкрапленных агрегатов. Эти текстуры были уже описаны выше при характеристике нодулярных руд.

4. Пятнистые руды «хабарнинского» типа. Ранее мы отмечали характерные особенности структур руд Хабарнинских месторождений, которые выделяют их из руд большинства других месторождений Урала, а именно: высокую степень идиоморфизма рудных зерен при общей их мелкозернистости («мелкозернистые рудные вкрапленники гип- и идиоморфнозернистой структуры») и очень ярко выраженную петельчатую микротекстуру нормальных рудных агрегатов.

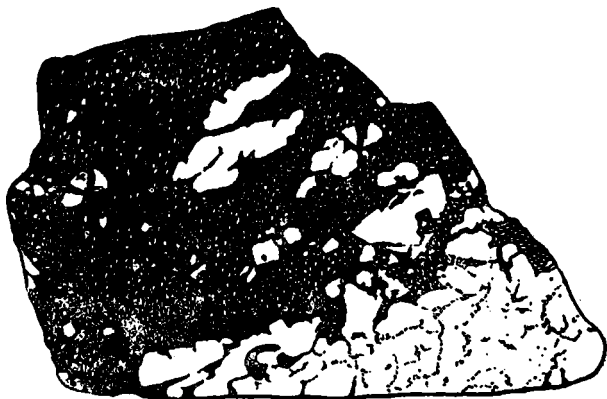
Эти особенности мы связали с повышенной железистостью рудообразующего хромшпинелида. И действительно, те же структурные особенности присущи рудам тех месторождений, руды которых также обладают повышенной железистостью (Бушвельд, Сарановское, отчасти Иткульские и др.).

В текстурах хабарнинских руд также имеются характерные особенные типы. Остановимся на атакситовых пятнистых текстурах. Среди них довольно значительным развитием пользуются мелкопятнистые, как бы оспенные текстуры, которые получили местное название «зебро» (табл. XVI, 1—2). В массе плотного, весьма тонкозернистого вкрапленника распределены округлые пятна как бы убогого вкрапленника, которые кажутся более светлыми, чем основная масса. Размеры их видны из фотографий, сделанных в натуральную величину. Интенсивность рудной вкрапленности в светлых пятнах варьирует от почти акцессорной до довольно густой. Пятна с очень редкой вкрапленностью имеют довольно резкие очертания, лишь слегка растушеванные; пятна с более густой вкрапленностью имеют, наоборот, совершенно размытые границы. Микрофотография наиболее светлого пятна (табл. XVI, 3) показывает, что пятно представляет собою обособление нацело серпентинизированного оливинового агрегата, подвергающегося с периферии интенсивной коррозии со стороны окружающего густого вкрапленника. Видно, как вкрапленник узким заливом вдается в серпентинит, как островок серпентинита отшнурован от основного пятна проливом рудного вкрапленника.

Дальнейшему уяснению условий образования описанного пятнистого вкрапленника помогают фотографии табл. XVII, 1—2, изображающие штуфы, взятые из зоны перехода между названными вкрапленниками и дунитами. Текстурные соотношения между ними, видимые на фотографиях, создают впечатление, что богатый рудный расплав проникал в дунит, разобщая последний на неправильные округлые и угловатые обособления. В этих обособлениях нетрудно узнать оливиновые ядра вкрапленника петельчатой текстурой.

Микрофотография табл. XVII, 3, относящаяся к нижней части штуфа, изображенного на фиг. 30, показывает коррозионные очертания дунитовых обособлений со стороны богатого рудного вкрапленника.

Мы можем теперь представить вероятный процесс образования пятнистого вкрапленника типа «зebro». Еще не окончательно застывший дунит с редкой вкрапленностью, образующей микропетельчатую текстуру, инфильтруется богатым рудным расплавом. Он проникает по еще не закристаллизовавшимся петлям, раздвигает слабо связанные между собой оливиновые ядра и в той или иной мере корродирует их. При далеко зашедшей коррозии на месте оливинового ядра получается пятно с несколько разреженной, по сравнению с основной массой, рудной вкрапленностью и с совершенно постепенным переходом к вмещающему густому рудному вкрапленнику.



Фиг. 30. Проникновение богатой рудной жидкости в дунит с отрыванием небольших отторженцев последнего и с их коррозией. Месторождение № 3—4, Хабаровинский массив. Обр. 338/36 г. X. 1/2 натур. вел.

Орбиккулярные текстуры. Кашин и Федоров (1940) впервые кратко описали «псевдонодулярные» руды из месторождений Хабаровинского массива.

В них роль нодулей играют эллипсоидальные и шаровидные обособления серпентинизированного дунита тех же размеров, которые присущи и настоящим рудным нодулям. Такие «силикатные нодули» находятся в массе совершенно такого же богатого мелкозернистого идиоморфнозернистого вкрапленника, как и в только что описанных пятнистых рудах Хабаровинских месторождений.

Под названием «орбиккулярные хромиты» Джонстон описал близкие по сложению к хабарвинским руды из месторождения в Северной Калифорнии (Johnston, 1936). На первый взгляд эти текстуры очень напоминают типичные рудно-нодулярные, являясь как бы их негативным изображением: силикаты на месте рудного минерала как в «нодулях», так и в основной массе.

Однако их образование не имеет ничего общего с образованием рудно-нодулярных текстур.

Нам удалось подобрать серию образцов, показывающих переходные образования между рудами с силикатными «нодулями» и пятнистыми рудами хабарвинского типа.

Табл. XVIII, 1 наиболее вероятно толковать как внедрение концентрированной рудной жидкости в безрудный дунит. Последний разобщается при этом на обособления различного размера частью округлой, частью угловатой формы. Близкие к этим отношения рудных и дунитовых обособлений видны на табл. XVIII, 2, так же как и на табл. XIX, 1, и нет сомнений, что процессы здесь были те же.

Табл. XIX, 2 показывает более сильное разобщение дунитовых обособлений, которые в данном случае выглядят уже своего рода ксенолитами в рудной массе. На микрофотографии табл. XX, 1 видно, что в дунитовых обособлениях, разобщенных богатой рудой, наряду с острыми углами, преобладают округленные контуры, которые наиболее вероятно рассматривать как коррозионные.

На табл. XX, 2 можно видеть вполне округлые средние и крупные обособления серпентинизированного дунита в рудной массе, переполненной мелкими обособленными того же дунита. И, наконец, табл. XX, 3 показывает вполне округленные отторженцы более крупных размеров, чем в предыдущих образцах. Все приведенные фотографии сделаны с образцов из одного и того же рудного тела.

Таким образом, наиболее вероятно считать, что силикатные «нодулы» образовались в результате проникновения рудного расплава в не до конца застывший дунит петельчатой микротекстуры с захватом и разобщением дунитовых ядер и их коррозией.

Мелкие отторженцы дунита могли корродироваться нацело, более крупные округлялись и давали силикатные «нодулы». Возможно, что при движении рудного расплава захваченные им дунитовые отторженцы испытывали некоторое проворачивание, способствовавшее округлению.

Чтобы отличить описанные текстуры от рудно-нодулярных, мы предлагаем их называть **орбикулярными**.

Кратко подведем итоги рассмотрения атакситовых рудных текстур и условий их образования.

1. Грубопетельчатые текстуры вкрапленных руд образуются в результате близких перемещений интерстициального рудного расплава.

2. Артеритовые и брекчиевидные текстуры являются результатом «близких» инъекций рудного расплава в трещины и участки брекчирования боковых ультраосновных пород. Кристаллизация таких руд может сопровождаться образованием пневматолитовых минералов и экзоконтактной серпентинизацией стенок трещин и обломков брекчии.

3. Пятнистые текстуры образуются при следующих условиях:

а) В массивной руде пятна равномерных гипидиоморфнозернистых вкрапленников образованы в результате кристаллизации богатого рудного расплава без проявлений ликвации.

б) В средне- и густовкрапленных рудах пятна массивных агрегатов образованы в результате кристаллизации первично-неоднородного расплава.

в) Руды с пятнистым чередованием участков массивных нодулярных, нодулярно-вкрапленных и густовкрапленных руд образованы в результате кристаллизации богатого рудного расплава с явлениями ликвации и частичного фракционирования рудных капель (см. также стр. 100),

г) Пятнистые руды хабарнинского типа образованы в результате инъекции рудного расплава с повышенной железистостью в не до конца закристаллизовавшиеся бедные вкрапленные руды петельчатой текстуры и сильной коррозии дунитовых ядер, участвовавших в петельчатой текстуре.

4. Орбикулярные текстуры образованы в условиях, близких к образованию пятнистых руд хабарнинского типа, когда сохраняются от коррозии только более крупные ядра безрудного дунита, входившие в состав бедных вкрапленников петельчатой текстуры. Эти ядра подвергались коррозионному округлению.

Анхи-эвтектический порядок кристаллизации хромитовых руд

Рассматривая структуры и текстуры редких рудных вкрапленников, густых рудных вкрапленников, нодулярных руд и, частично, массивных руд, мы пришли к выводу, что порядок кристаллизации каждого из этих типов отличается своими особенностями.

Редкие рудные вкрапленники кристаллизовались так, что сначала выделялся избыточный компонент — оливин, а затем в остаточном расплаве происходила совместная кристаллизация обоих компонентов — хромшпинелида и оливина.

Кристаллизация густых рудных вкрапленников, в которых как бы отсутствует избыток оливина, происходила путем совместного выделения обоих компонентов с теми особенностями, которые создаются большей линейной скоростью кристаллизации одного из них — хромшпинелида.

Образование нодулярных руд, по нашим данным, представляется как результат локального проявления ликвации рудного расплава в процессе кристаллизации рудных расплавов того типа, из которых образуются густые вкрапленники.

Кристаллизация массивных руд с оливинowymi интерстициями происходит так, что сначала выделяется избыточный компонент — хромшпинелид, а в самом конце наступает и здесь совместная кристаллизация хромшпинелида и оливина, причем хромшпинелид, как кристаллизующийся быстрее, заканчивает обычно свое выделение раньше, чем силикаты.

Лишь по отношению к таким массивным рудам, в которых наблюдаются миаролитовые пустоты или интерстиции которых выполнены минералами пневматолито-гидротермального генезиса (пироксен, актинолит, хлорит и др.), причем для последних нельзя установить вторичного образования за счет магматического оливина, мы допускаем особый порядок кристаллизации, связанный с выделением летучих.

Все же другие структурные типы рудных агрегатов кристаллизуются как будто бы по схеме, приближающейся к эвтектической.

Известны, однако, те затруднения, которые возникают у исследователей при интерпретации структур минеральных агрегатов магматического происхождения или образующихся в результате кристаллизации силикатных расплавов в технике, когда по валовому составу таких агрегатов предполагается эвтектический порядок кристаллизации. С одной стороны, эвтектические системы часто не обнаруживают ожидаемых структур, с другой — прорастания эвтектического характера возникают в результате не только одновременной кристаллизации эвтектической природы, но и при других процессах, как, например, частичной ассимиляции, гидротермальных замещениях, при распаде твердых растворов.

Только что названные процессы не имеют отношения к минеральному агрегату хромитовых руд, так как ассимиляция и распад твердых растворов здесь исключены в силу минералогического состава этих руд. Гидротермальные же замещения, как показано на стр. 99, не влияют существенно на конфигурацию хромшпинелидовых зерен в рассматриваемых нами структурах.

Что же касается искажения или отсутствия эвтектических структур в минеральных агрегатах подходящего состава, то в качестве причин этих явлений называются различные факторы: переохлаждение, сильные различия скоростей кристаллизации минералов, входящих в состав эвтектики, изменение вязкости и диффузии и др. Влияние фактора переохлаждения в нашем случае трудно оценить, но, повидимому, он не играл существенной роли, поскольку хромитовые руды представлены всегда хорошо окристаллизованными агрегатами. Значение второго из названных факторов и некоторых других в весьма убедительной форме показал в своих статьях академик Д. С. Белянкин (Белянкин и Торопов, 1935; Белянкин и Лапин, 1942). Он изучал со своими сотрудниками микроструктуры глиноземистых шлаков электро- и доменных печей. Состав шлаков отвечал определенным точкам концентрационного треугольника системы $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, изученной Ренкиным и Райтом. Согласно их диаграмме, кристаллизация изучавшихся Белянкиным шлаков должна происходить по эвтектической схеме в три периода: а) выделение избыточного компонента, б) вслед за тем — одновременное выделение двух твердых фаз в эвтектических отношениях и, наконец, в) выделение тройной эвтектики. В микроструктуре,

как указывает Белянкин, следовало бы соответственно ожидать присутствия трех элементов: а) так называемых порфиридных вкрапленников первой фазы; б) более мелкокристаллических, так называемых пегматитовых прорастаний двух фаз, в количественных отношениях отвечающих двойной эвтектике; в) еще более тонких, так называемых пегматитовых прорастаний тройной эвтектики.

Однако фактически, как указывают авторы, в микроструктуре шлаков не наблюдается ожидаемого строения из трех элементов; каждая фаза кристаллизуется непрерывно, в один прием, без разделения его на отдельные этапы. «Центры кристаллизации первой фазы собирают вокруг себя в порядке диффузии вещество этой фазы не только в первый, но и во второй и третий периоды всего кристаллизационного процесса, а к центрам кристаллизации второй фазы диффундирует непрерывно соответствующее вещество как во второй, так и в третий периоды этого процесса». Структура в целом имеет «импликационный характер, где в скелетные образования одной фазы врастают совершенно согласно скелеты другой фазы».

Д. С. Белянкин называет описанный порядок кристаллизации «одноприемной» кристаллизацией. Он указывает также и другие аномалии в ходе кристаллизации изучавшихся им эвтектических систем; в частности, выделение при кристаллизации эвтектической смеси мономинерального остатка, микропегматитовую, т. е. присущую эвтектике, структуру неэвтектических по составу смесей и др. Автор называет несколько причин, которые могут вызвать подобные аномалии: переменная вязкость остаточной жидкой фазы в течение кристаллизационного процесса, различная скорость кристаллизации отдельных фаз, различные характеры падения температур и т. д.

Как явствует из всего сказанного об эвтектической кристаллизации, исследователи, не отрицая самого принципа эвтектической кристаллизации соответствующих магматических расплавов, указывают на ряд аномалий и отклонений в ходе кристаллизации и в структурах нормального, экспериментально установленного, порядка.

Некоторые из аномалий наблюдаются и в структурах хромитовых руд. Так, «одноприемной» кристаллизацией проще всего объяснить структуры массивных руд с оливиновыми интерстициями при гип- и идиоморфизме хромшпинелида. Тот же способ кристаллизации наиболее вероятен для нодулей с силикатным ядром, когда в последнем отсутствуют или почти отсутствуют хромшпинелидовые вкрапления. Маломощные дунитовые жилки во вкрапленных рудах (стр. 59) являются, вероятно, примером мономинерального остатка при кристаллизации эвтектической смеси. Наконец, наиболее распространенный тип структур вкрапленных хромитовых руд — гипидиоморфнозернистый — является, вероятно, как это неоднократно подчеркивалось, следствием большей скорости кристаллизации хромшпинелидов по сравнению с оливином.

Все эти особенности кристаллизации и структур проявляются как некоторые отклонения от того порядка кристаллизации преобладающей массы хромитовых руд, при котором хромшпинелид и оливин выделяются совместно. Поскольку, к тому же, по преобладающему мнению исследователей, хромитовые руды образованы из остаточного расплава ультраосновной магмы, т. е. в поздние этапы кристаллизации последней, постольку имеются серьезные основания рассматривать преобладающую массу хромитовых руд как результат кристаллизации по эвтектической схеме.

Мы решили употребить термин «анхи-эвтектический» (по Фогту; Vogt, 1905), отдавая себе ясный отчет, что присутствие летучих, растворенных в рудных расплавах, вносит в самые конечные этапы их кристаллизации

такие особенности, которые не укладываются в рамки строгого понятия эвтектической кристаллизации.

Остановимся на вопросе о количественных соотношениях компонентов, которые, как известно, должны быть в смесях эвтектического состава строго определенными при данном составе компонентов. Наиболее отчетливо и однородно структура одновременной кристаллизации представлена среди наших объектов во вкрапленных рудах, равномерных, лишенных явной или криптовой петельчатой текстуры. Можно было бы заняться количественно-минералогическими подсчетами в шлифах таких руд. Но этот путь мало приемлем по следующим соображениям.

1. При некоторых, не очень больших отклонениях состава данной массы рудного расплава от собственно эвтектического, избыточный компонент будет выделяться в силу «одноприемной» кристаллизации в таких формах, которые не позволяют отличить их от минеральных зерен основной — эвтектической массы. Если вспомнить предполагаемые крипопетельчатые текстуры, то станет ясным, что у нас нет возможности визуально определить, имеем ли мы перед собой агрегат собственно эвтектического состава или только близкий к нему.

2. При кристаллизации хромитовых руд, в которых один минерал — хромшпинелид — обладает большей скоростью кристаллизации, и, как мы видели, в последние этапы кристаллизации расплава его состав становится преимущественно силикатным, — весьма вероятны проявления фракционирования,⁹ которые будут создавать местную неоднородность рудного агрегата.

3. Дополнительно некоторая атакситовая неоднородность рудного агрегата может возникнуть в результате неравномерности гидротермальных изменений — серпентинизации и хлоритизации, — вызывающих катаклаз и микроперемещения отдельных участков рудной породы.

Мы решили поэтому воспользоваться теми выводами, которые можно получить из данных по опробованию месторождений. Рассматривая в главе I состав хромитовых руд отдельных месторождений, мы могли убедиться в том, что сосредоточенные рудные массы наших крупных месторождений показывают сравнительно небольшие колебания относительного содержания силикатов и хромшпинелида. Такие рудные массы обладают достаточно однородным сложением, и в них представлены преобладающе густые гипидоморфнозернистые вкрапленники или массивные руды той же структуры. Как показывает содержание SiO_2 , и в так называемых массивных рудах в среднем присутствует не менее 8—10% силикатов. Оказалось возможным вывести для каждого месторождения характерный средний состав руды для сосредоточенных рудных масс с достаточно однородным сложением. Такие руды составляют основную часть общих запасов по месторождению. Отклонения составов реальных проб руд, за исключением испытавших какие-либо особые вторичные изменения, от цифр среднего состава сравнительно невелики (см. табл. 5), они могут быть объяснены только что изложенными соображениями.

В месторождениях присутствуют и такие руды, состав которых резко отличается от упомянутого среднего. К ним относятся редковкрапленные и такситовые руды краевых частей рудных тел, мест выклинивания и шпиров-спутников. Однако количественная роль в добыче подобных руд невелика.

Если встать на точку зрения анхи-эвтектического порядка кристаллизации хромитоносных рудных расплавов, то наиболее распространенным

⁹ Т. е. обособление выделившихся кристаллов от имеющегося еще расплава в условиях стресса и т. п.

типом рудного агрегата должен быть тот, который получится в результате кристаллизации анхи-эвтектического расплава. Это следует из того, что при всякого рода перемещениях выделяющихся кристаллов относительно жидкости только расплав эвтектического состава не может претерпевать существенного разделения, так как твердые фазы выпадают из него более или менее одновременно. Если это так, то средние составы сосредоточенных и достаточно однородных рудных масс наших крупных месторождений и будут характеризовать составы анхи-эвтектических смесей.

Исходя из этого, уже нетрудно было рассчитать вероятный состав эвтектической смеси для руд различных месторождений Урала.

Зная состав рудообразующего хромшпинелида и среднее содержание Cr_2O_3 в рудах, вычисляем содержание остальных окислов, входящих в средний состав руды за счет хромшпинелида. Например: в хромшпинелиде 62.7% Cr_2O_3 и 8.0% Al_2O_3 ; среднее содержание Cr_2O_3 в руде — 55.0%, содержание в руде Al_2O_3 за счет хромшпинелида будет равно: $\frac{8 \cdot 55.0}{62.7} = 7.0\%$.

Так же вычисляем и FeO и MgO . Пусть сумма всех окислов в руде за счет хромшпинелида составляет 87.85%. Следовательно, $100.0 - 87.8\% = 12.2\%$ от общего веса руды падает на силикаты. Состав анхи-эвтектической смеси: 87.8% хромшпинелида, 12.2% оливина.

Можно возразить, что силикаты в руде представлены фактически не оливином, а серпентином или хлоритом, и что следовало бы сделать соответствующую поправку. Но если принять во внимание, что главная поправка падает на вычитание потери при прокаливании (т. е. воды) и что ее содержание составляет 10—15% от содержания силикатов, а от валового состава руды всего только 1.5—2%, то станет очевидным несущественность такой поправки; ибо с той же степенью точности вычислен и средний состав руды данного месторождения.

Результаты вычисления вероятного состава анхи-эвтектической смеси для руд шести главнейших месторождений Урала показаны в табл. 11. Как видим, содержание хромшпинелида колеблется в пределах 82.01—86.2%, соответственно содержание оливина — в пределах 13.8—18.0%.

Получив некоторое представление о вероятном составе анхи-эвтектической смеси, мы можем попытаться составить гипотетическую диаграмму кристаллизации системы оливин — хромшпинелид, отвечающую кристаллизации хромитовых руд уральского типа.

Рудный расплав, конечно, отличается по своему составу от состава сухого расплава, отвечающего некоторой смеси оливина и хромшпинелида. Прежде всего в расплаве растворены летучие, в основном вода в надкритическом состоянии, затем небольшое количество серы и некоторых других веществ. По Боуэну, летучие компоненты есть, в сущности, лишь «сверхплавкие» компоненты. Опираясь на исследования и соображения Ниггли (Niggli, 1920), Морей (Morey, 1924), Росса (Ross, 1928), Феннера (Fenner, 1931), Боуэна (Bowen, 1933), Оллинга (1941) и др., можно сказать, что пока идет двухфазовая (твердое — жидкость) кристаллизация расплава, присутствие растворенных летучих будет влиять лишь как фактор, несколько понижающий температуры выделения твердых фаз. Следствием этого может быть некоторое изменение состава эвтектической смеси. Изменить же принципиально порядок кристаллизации летучие могут только тогда, когда создаются условия их дестилляции, вследствие значительного понижения давления или значительного понижения количества жидкой фазы, благодаря чему концентрация растворенных в ней летучих резко возрастает. Такие явления эффективно могут, повидимому, проявляться либо в самые конечные моменты кристаллизации расплава, либо при внезапных понижениях давления, вследствие тектонических явле-

ний, вызванных внешними причинами. Поэтому для стадии кристаллизации расплава можно с известной долей вероятности обращаться к простой двухкомпонентной диаграмме, учтя понижение температуры эвтектики, вызванное растворенными летучими. Что же касается примеси таких окислов, как Al_2O_3 (в силикатах) и CaO , то в рудном расплаве хромитовых руд уральского типа они играют совершенно подчиненную роль, и их влиянием на ход основного этапа кристаллизации руд можно в первом приближении пренебречь.

Температурные даты для диаграммы приняты нами в следующих значениях: плавление оливина 1800° , плавление хромшпинелида 1900° , эвтектики 1000° .

Оливин уральских руд содержит около 10% фаялитовой молекулы. По данным Боуэна и Шерера (Bowen and Shairer, 1935), температура плавления такого оливина 1800° . Литературные данные по температуре плавления хромшпинелидов весьма скудны. Специальных определений, при которых был бы точно известен состав хромшпинелида, а также были приняты меры против окисления закиси железа, повидимому, еще не произведено. Болдырев (1935) приводит такие цифры: шпинель 2150° , плеонаст $(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3$ $1275-1360^\circ$, хромшпинелиды $1450-1850^\circ$. Нортон (1938) дает для хромита огнеупорность $2180^\circ C$, без указания, к какому типу хромшпинелида это относится.

Опираясь на цифры, приведенные у Болдырева, и выбирая для нашей диаграммы хромит собственно (по нашей классификации), мы и остановились на температуре 1900° .

Температура эвтектики 1000° взята нами весьма условно. Кристаллизация хромитовых руд происходила при температурах не выше 1500° , т. е. температуры плавления энстатита с 10% бронзитовой молекулы — характерного ромбического пироксена уральских гарцбургитов. С другой стороны, хромитовые руды кристаллизовались, безусловно, выше 600° — вероятного верхнего предела температуры обезвоживания хлорита (Заварицкий, 1937, стр. 776).

Принимая во внимание влияние растворенных летучих, кристаллизацию хромитовых руд в поздние магматические этапы и образование автометаморфного серпентина и хлоритов непосредственно вслед за кристаллизацией первичных минералов рудных агрегатов, можно думать, что температура эвтектики хромшпинелид — оливин в природных условиях будет лежать где-то посреди между температурой плавления энстатита и температурой дегидратации хлорита.

По приближенной формуле Кордеса, связывающей абсолютные температуры плавления компонентов бинарной смеси с температурой эвтектики и составом последней (Kordes, 1926),

$$\frac{T_B - T_e}{T_e} : \frac{T_A - T_e}{T_e} = a : b,$$

исходя из принятых нами температур, состав эвтектики должен быть: оливина 51.8%, хромита 48.2%, что очень сильно отличается от вычисленного нами по эмпирическим данным вероятного состава эвтектики: оливин около 20%, хромит около 80%.

Трудно допустить, что столь сильные отклонения происходят от грубых несоответствий принятых нами значений для температур и состава эвтектики с действительными значениями тех же величин. Как видно было из обоснований принятых нами значений, возможные отклонения не могут изменить соотношений принципиально, т. е. того, что: а) температура плавления хромита выше температуры плавления оливина, максимум на

200—300°; б) состав эвтектики, считая за таковую густые равномерные гипидиоморфнозернистые вкрапленники, отличается значительным преобладанием хромита над оливином.

Весьма вероятно поэтому, что причиной несходности составов эвтектики по эмпирическим данным и по формуле Кордеса является, во-первых, приближенность самой формулы, а во-вторых, — и это основное, — влияние растворенных летучих, изменяющих в какой-то мере условия равновесия в системе оливин — хромшпинелид.

Т а б л и ц а 11

Расчет вероятного состава анхи-эвтектической смеси для хромитовых руд месторождений Урала

Месторождения		Оксиды					Состав анхи-эвтектики				
		Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO общее	MgO	Сумма	Компоненты	вес %	d	Объемн. %	
Гологорское	А	50.2	18.5	15.2	16.1	100.0	Хромшпинелид	86.2	4.4	78.0	
	Б	43.5	15.9	13.0	13.8	86.2	Оливин	13.8	2.5	22.0	
Вершина (Алапаевский массив)	А	45.9	23.8	15.8	14.5	100.0	Хромшпинелид	84.2	4.4	75.1	
	Б	38.7	20.0	13.3	12.2	84.2	Оливин	15.8	2.5	24.9	
Алмаз (Гигант)	А	63.2	8.9	13.5	14.4	100.0	Хромшпинелид	83.2	4.5	73.6	
	Б	52.7	7.4	11.2	11.9	83.2	Оливин	16.8	2.5	26.4	
Северо-Кемпирсайские	А	41.4	29.4	14.2	15.0	100.0	Хромшпинелид	82.0	4.3	72.5	
	Б	33.2	25.5	11.3	12.0	82.0	Оливин	18.0	2.5	27.5	
Аккаргинские	А	61.8	10.1	17.4	10.7	100.0	Хромшпинелид	74.3	4.5	61.5	
	Б	46.2	7.5	12.9	7.9	74.5	Оливин	25.7	2.5	38.5	

Примечание. 1. А — содержание окислов в хромшпинелиде; Б — содержание окислов в руде за счет хромшпинелида.

2. Исходные данные для расчетов по Аккаргинским месторождениям вызывают значительные сомнения. Дело в том, что цифры среднего состава аккаргинских руд исчислены нами с привлечением анализов товарных руд, добывавшихся в последние годы (1938—1939) разработки месторождения, когда главная масса высокопроцентных руд была уже вынута и качество руд значительно упало. Анализы таких руд, повидимому, исказили действительный состав основной массы руд месторождения. В прежние годы Аккаргинский рудник доставлял высококачественные руды с содержанием Cr₂O₃ 49—52%. Поэтому в состав анхи-эвтектической смеси, вероятно, должно входить больше хромшпинелида и меньше силикатов, чем это показал наш расчет.

Эвтектику, состав которой лежит очень близко к рудному компоненту, имеющему более высокую температуру плавления, чем второй компонент бинарной системы — силикат, — допускает А. Н. Заварицкий (1937, стр. 769 и 771) для системы магнетит — оливин. Рассматриваемая им гипотетическая бинарная гагло-магматическая система, подобно нашей, характеризуется наличием растворенных в рудном расплаве летучих.

Помимо эвтектической точки, наша гипотетическая бинарная диаграмма должна отразить ликвационные явления. Нодули, в преобладающем числе случаев, сложены рудным агрегатом с очень малым содержанием силикатов, безусловно, меньшим, чем наши анги-эвтектические вкрапления. Поэтому мы должны будем изобразить поле несмесимости в правой части диаграммы, между точкой эвтектики и рудным компонентом (фиг. 31). Температурный уровень инвариантной пограничной линии поля несмесимости (сингулярной точки *K* на диаграмме) взят произвольно, поскольку реальных оснований для суждения о его относительном положении найти не удалось.

Рассмотрим соответствие предлагаемой гипотетической диаграммы кристаллизации оливин — хромшпинелид наблюдаемым соотношениям. Положение эвтектической точки уже было взято на основании природных соотношений, поэтому обратимся к правому полю диаграммы.

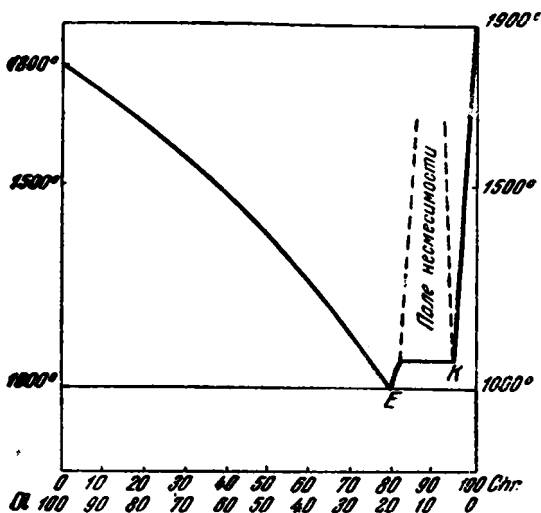
Из диаграммы следует, что ликвация, а следовательно, и образование нодулей, может иметь место только

при остывании богатого рудного расплава правого поля. Такой расплав не может получиться, следовательно, в результате эвтектической кристаллизации дунитовой магмы, а обособляется каким-то особым путем при кристаллизации дунитовой магмы. При своем охлаждении богатый рудный расплав распадается на две жидкости: одну, состав которой весьма близок к составу рудного компонента — хромшпинелиду, и другую, состав которой близок к эвтектической смеси.

Поскольку нодули реально наблюдаются, и мы рассматриваем их как образования ликвационные, постольку мы должны считать, что в силу каких-то условий кристаллизация обеих жидкостей может происходить независимо. Может быть, таким условием является образование упоминавшихся поверхностных пленок, которые по своему физическому действию являются как бы броней, изолирующей каплю от окружающих сред. При слабом проявлении фракционирования нодули должны присутствовать совместно с агрегатами, получившимися в результате раскристаллизации второй жидкости. Так как ее состав весьма близок к анги-эвтектической смеси, то структура такого агрегата должна быть гип- или аллотриоморфнозернистой.

Такие примеры «смешанных» нодулярно-вкрапленных руд в месторождениях встречаются довольно часто и безусловно чаще, чем руды чисто нодулярного сложения. Но все же чисто нодулярные руды, междундулярная масса которых является дунитом или редким вкрапленником, также хорошо известны. Именно такие разности и обращают на себя наибольшее внимание тех, кто знакомится с хромитовыми месторождениями.

Такое строение руд как будто бы противоречит нашей диаграмме.



Ф и г. 31. Гипотетическая диаграмма кристаллизации системы: оливин (с 10% фаялитовой молекулы) — хромит

Однако нодулярные руды с силикатной или редковкрапленной основной массой в большинстве случаев представляют шпирь в краевых частях рудных тел или, если внутри, то в непосредственном соседстве с безрудными дунитовыми обособлениями. Такие именно условия залегания нодулярных руд с силикатной основной массой наблюдаются в месторождении Спорное в юго-восточной части Кемпирсайского массива, в месторождениях № 7 и 21 северной части того же массива, в месторождении Нодулевая Яма Ключевского массива. Весьма вероятно поэтому, что нодули находятся в дуните во «вторичном» залегании, в результате фракционирования рудных капель и перемещения их в расположенные поблизости участки дунитового расплава. При этом промежуточной формой скопления ликвированной рудной жидкости могут быть рудные шпирь (стр. 79—80).

Второй способ образования одиночных нодулей среди дунита с редкой макрорельефчатой вкрапленностью изложен на стр. 78—79. При этом способе никакого отклонения от условий нашей диаграммы нет, так как нодули образуются здесь как раз совместно с вкрапленником.

Границы поля несмесимости на нашей диаграмме, в силу близости эвтектики к составу рудного компонента, поднимаются вверх почти параллельно абсциссе. Следовательно, относительные количества двух жидкостей, получившихся в результате ликвации, должны изменяться с понижением температуры весьма медленно. При этом жидкости, более бедной рудными компонентами, будет значительно меньше, чем жидкости, образующей нодули, кроме тех случаев, когда происходит фракционирование рудных капель или нодули образуются в руде петельчатой текстуры.

Действительно, произведенные нами подсчеты по методу Розивали на пришлифованных штуфах (табл. 12) показали для большей части месторождений, что межнодулярная масса составляет менее четверти общего веса руды по объему или менее 38% по весу.

Таблица 12

Объемные и весовые соотношения нодулей и межнодулярной массы в нодулярных рудах (на основе подсчетов по методу Розивали)

№ образца	Месторождение или массив	Объемный %		Приняты удельные веса	Весовой %	
		нодули	межнодул. масса		нодули	межнодул. масса
18/38 г. Л.	Гигант	71.1	28.9	Нодули	80.4	19.6
196/38 г. П.	Спорное	68.9	31.1	4.3	79.3	20.7
45/37 г. С.	Шарыпкинское	66.0	34.0	Межнодул. масса 2.5	76.9	23.1
114/35 г. П.	Южный Крака	64.1	35.9	То же	75.4	24.6
136/35 г. П.	» «	63.8	36.2	» »	75.2	24.8
303/36 г. Л.	Северный Крака	63.2	30.8	» »	74.7	25.3
56/37 г. С.	Нодулевая Яма	62.9	37.1	» »	74.4	25.6
161/37 г. П.	Северный Кемпирсай	52.8	47.2	» »	65.8	34.2
	Халиловский № 90	18.7	81.3	» »	48.3	71.7

В двух случаях для содержания межнодулярной массы получены значительно более низкие цифры, они как раз относятся к нодулярным рудам с силикатным цементом, для которых вероятно фракционирование (Северо-Кемпирсайские месторождения; табл. 7) или образование в руде петельчатого сложения (Халиловское месторождение № 90).

Как видно из табл. 12, наибольшее содержание нодулей, равное 71.1% (объемных), отмечено в образце из месторождения Гигант; анхи-эвтектическая смесь для руд этого месторождения, согласно табл. 11, содержит,

примерно, 74% (объемных) хромшпинелида. Длина нижней инвариантной пограничной линии поля несмесимости взята нами в соответствии с этими данными.

Итак, гипотетическая диаграмма кристаллизации оливин-хромшпинелид находится в согласии с рядом особенностей нодулярных руд и помогает уяснению природы рудных агрегатов хромитовых руд.

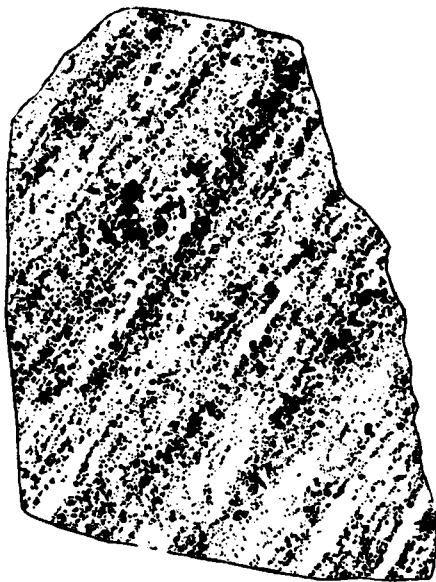
Подчеркнем тот получающийся из диаграммы вывод, что богатые рудные растворы обособились из дунитовой магмы не путем нормальной эвтектической ее кристаллизации, а каким-то особым способом. Этот вывод, в известных отношениях, совпадает с представлениями А. Н. Заварицкого (1928, стр. 26; 1937, стр. 785).

О полосчатости хромитовых руд

Ориентированные, полосчатые в различных формах текстуры хромитовых руд широко распространены на Урале. Почти в каждом хромитовом месторождении, за исключением тех, которые сложены целиком массивными рудами, можно наблюдать те или иные проявления полосчатости. Полосчатость¹⁰ создается более или менее параллельным чередованием



Ф и г. 32. Правильнополосчатая текстура выкристалленной руды. Белое — серпентинизированный оливин. Скопировано на кальку с пришлифованного штуфа. Месторождение Первомайское I в Ключевском массиве. Обр. 11/37 г. С. 3/4 натур. вел.



Ф и г. 33. То же, что на фиг. 32, с появлением более крупных зерен хромшпинелида

полос, которые различаются по текстуре или структурам, либо по тому и другому признаку одновременно.

¹⁰ Строго говоря, мы имеем дело с слоями и другими сильно уплощенными формами; но поскольку наблюдаются они обычно в сечении, создаваемом стенкой выработки или природного обнажения, то общепринято условно говорить о «полосчатости». При этом подразумевается и третье измерение.

В сложении чередующихся полос могут участвовать руды самых разнообразных структур. В одних случаях полосы слагаются безрудным дунитом и убогим вкрапленником (фиг. 32); в других — убогим и более богатым вкрапленником (фиг. 33; табл. XXI, 1); в третьих случаях полосы сложены поочередно густым и редким вкрапленником или безрудным дунитом (табл. XXI, 2). В сложении отдельных полос могут участвовать нодулярные и сплошные руды (фиг. 28). Изредка наблюдается чередование полос, каждая из которых начинается у одного зальбанда редким вкрапленником, а по направлению к другому зальбанду постепенно переходит во все более и более густой вкрапленник (табл. XXII, 2) с тем, чтобы резко смениться редким вкрапленником следующей полосы, и т. д.

Полосчатые текстуры в подавляющем большинстве случаев представляют собой плоскостные, а не линейно-параллельные текстуры. Изредка наблюдаются руды и с линейной параллельностью. В таких рудах оливино-серпентиновая часть обособляется в виде мелких, однообразно ориентированных веретенообразных агрегатов (табл. XXII, 3).

В морфологии полос, участвующих в строении нормальных плоскопараллельных полосчатых руд, наблюдается большое разнообразие, так как в различных случаях представлены то ленточные полосы, то полосы большей мощности, то плоские линзы и однообразно ориентированные неправильные шпирь. Руды ленточной текстуры обычно мелкозернистые («маковик»), полосы других форм сложены зернами различных размеров («маковик», «рябчик», более крупнозернистые руды). Перечисленные морфологические особенности можно было видеть уже на приведенных ранее photographиях. В частности, фиг. 32 и табл. XXII, 2 дают примеры ленточной и тонко-полосчатой текстуры, на табл. XXI, 2 — линзовидные формы полос убогого и богатого вкрапленника, на табл. XXI, 1 — шпирообразные обособления одного типа вкрапленника в другом.

Интересным и существенным для суждения о механизме образования полосчатости руд является характер границ полос. Для них намечается несколько типов. Если в полосах рудного вкрапленника не заметна петельчатая текстура, то границы между полосами являются более или менее прямолинейными и представляют собою быстрый переход от вкрапленника большей густоты к вкрапленнику меньшей густоты или к безрудному дуниту (фиг. 32 и 33). В местах выклинивания полос наблюдается то более, то менее явный ступенчатый характер границы, который не является результатом смещений в твердой породе.

Переходы между полосами обычно достаточно резкие. Если в соседстве находятся полосы вкрапленника различной густоты, то переходы могут быть и более постепенные. Что же касается границ рудного вкрапленника с безрудным дунитом, то как бы ни был вкрапленник беден рудным минералом, граница его с безрудным дунитом всегда резкая: так называемых «затухающих контактов», понимая под этим совершенно постепенное обеднение рудной вкрапленности при переходе к дуниту, фактически не существует (табл. XXII, 1 и XXIII, 1).

В тех случаях, когда вкрапленники обнаруживают петельчатую текстуру, граница между полосами имеет как бы фестончатый характер. «Фестоны» очерчиваются цепочками интерстициального силикатно-рудного агрегата, облекающими силикатные ядра. Если в интерстициях содержится лишь небольшое количество рудных зерен или размеры последних значительно меньше размеров рудных зерен примыкающей полосы, то границы полос достаточно резкие. Чем богаче интерстиции рудными зернами, тем менее правилен характер границ между полосами (табл. XXIII, 2). В некоторых случаях наблюдается петельчатая текстура с сильно сжатыми в одном направлении, как бы сплюснутыми петлями. Тогда граница

такой полосы с примыкающей полосой более густого вкрапленника приближается к ровной линейной (табл. XXIII, 3).

Полосы и шлиры массивных руд в одних случаях быстро переходят в окружающий вкрапленник, не давая линейно-резких границ (табл. III, 1), в других — обладают линейно-резкими границами; в таких случаях они имеют вид жил или жилообразных линз.

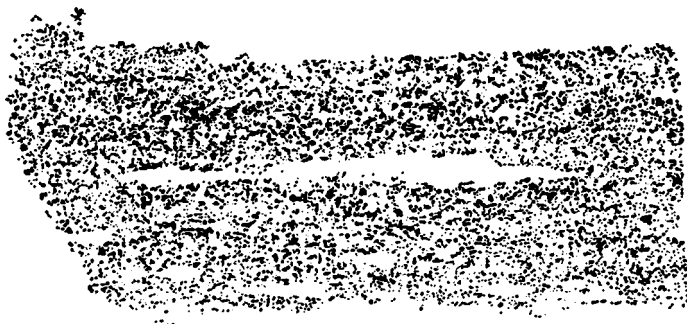
Ряд особенностей замечается и во взаимных направлениях полос и их границ. При общей параллельности лент, или псевдослоев, или плоских линз в ряде случаев удается обнаружить, что полосчатость одних участков направлена под острым углом к ограничению и полосчатости других соседних участков. Можно также иногда подметить, что полосчатость в пределах некоторой рудной полосы направлена под небольшим углом к внешнему контуру полосы, тогда этот контур имеет мелкоступенчатый характер. В особенности отчетливо несогласие полосчатости с контуром рудной полосы выступает в местах выклинивания или сужения последних.

Приводим ряд фотографий и зарисовок, иллюстрирующих названные отношения.

На фотографии и схеме к ней (табл. XXIV) виден шпир среднезернистого хромитового вкрапленника, обособившийся в убогом мелкозернистом вкрапленнике. В последнем проходит, кроме того, неширокая полоса безрудного дунитового серпентинита. Образец пришлифован перпендикулярно полосчатости, поэтому фотография не дает никаких искажений направления последней.

Схема более отчетливо показывает, что направление полосчатости среднезернистого шпир отличается от ориентировки полосчатости убогого вкрапленника. Полосчатость последнего составляет небольшой угол также и с границами безрудной полосы. Если внимательно всмотреться в границу между полосой безрудного дунита и хромитовым вкрапленником, то можно заметить как бы ступенчатый характер границы.

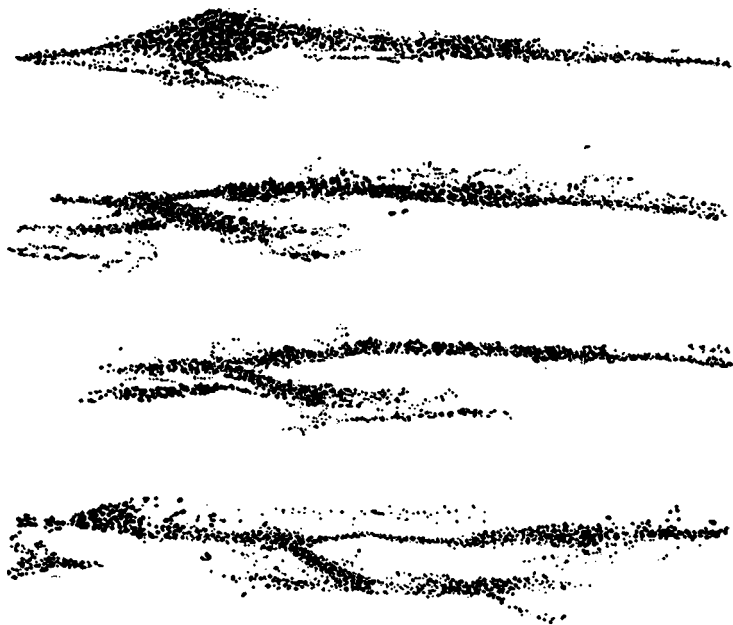
На табл. XXIII, 3 видны линзообразные обособления безрудного или весьма слабо вкрапленного дунитового серпентинита среди бедного хромитового вкрапленника, обладающего отчетливой полосчатой текстурой. Контур дунитового обособления имеет как бы ступенчатый характер, что лучше видно на зарисовке в несколько более крупном масштабе (фиг. 34).



Ф и г. 34. Деталь штуфа, изображенного на табл. XXIII, 3. Ступенчатый характер контуров вытянутой дунитовой линзочки

Табл. XXV, 1 изображает выклинивающуюся полосу хромитового вкрапленника среди редковкрапленного дунитового серпентинита. Отчетливо видно, что в месте выклинивания полосчатость руды сечет границу шпир. На фиг. 35 изображено строение выклинивающегося шпир вкрап-

ленной руды из месторождения Первомайское I в Ключевском массиве. Штуф был распилен на две плиты, благодаря чему можно было видеть строение шлира как бы в четырех параллельных срезах (фактическое расстояние между двумя средними плоскостями в результате распила и шлифовки составляет 0.8 мм). Их зарисовки, частью прямые, частью в зеркальном изображении (для задних поверхностей), даны на фиг. 35. Отчетливо видно, что составляющие шлир полосы рудного вкрапленника располагаются по двум направлениям, идущим под острым углом друг к другу.



Ф и г. 35. Четыре среза штуфа, фото которого дано на табл. XXV, 1. Пересекающиеся шлирки вкрапленной руды в дуните

Отсутствие сколько-нибудь заметных границ одной полосы при смыкании ее с другой и полное сходство структур всех полос, так же как и нерезкость их границ с мешающими дунитами, говорит против разновозрастности пересекающихся шлиров. Они, вероятно, одновременно локализовались в не до конца закристаллизовавшемся дуните по двум направлениям пониженного сжатия, которые расположены под острым углом друг к другу.

В некоторых случаях, как, например, в одной из выработок на хромит в северо-восточной части массива Узьянского Крака, полосы рудного вкрапленника обнаруживают еще более сложное взаимное расположение. Точная зарисовка стенки названной выработки, выполненная коллектором Ю. Н. Шарковым, представлена на табл. XXV, 2. В полосчатом гарцбургите, среди более значительных шлиров серпентинизированного дунита, проходят «струи» довольно густого хромитового вкрапленника, мощностью в среднем около 5 см. Часть струй имеет простой прямолинейный вид и залегает вполне согласно с полосчатостью гарцбургитов. Другие, более крупные рудные «струи» имеют вид то как бы сложной смятых флексур с отпрысками, то струй, сходящихся и пересекающихся под острыми углами и также дающих местами отпрыски.

Сопоставляя направления полосчатости гарцбургитов, с одной стороны, и рудных «струй», с другой, мы находим, в сущности, три направления: вертикальное, которому следуют полосчатость гарцбургитов и отдельные

три рудные «струи», и два диагональных, по которым фиксируются остальные участки рудных струй (фиг. 36).

Эта система направлений вполне аналогична той, которая столь характерна для трещин скалывания и которая убедительно воспроизведена в опытах Мида (см., например, Пэк, 1939, стр. 48—49). Рудные струи быстро, но резко переходят на контакты в дуниты, через узкую зону разреженной вкрапленности; линейно-резких границ здесь нет. Следовательно, локализация рудных струй происходила тогда, когда вмещающие дуниты не были еще до конца затвердевшими.



Ф и г. 36. Деталь зарисовки табл. XXV, 2. Пунктиром показаны направления отдельных участков струй, эти направления сведены на диаграмме

Принимая во внимание все сказанное, нам кажется наиболее вероятным следующий механизм образования рудных «струй» описываемых форм.

1. Рудный расплав обособился среди дунитов к тому моменту, когда полосчатость гарцбургитов и шпиль дунитов уже сформировались, но когда последние частично были еще незакристаллизованы.

2. Дуниты такого состояния реагировали на стресс образованием системы направлений пониженного сжатия, одно из которых — вертикальное — совпадает с направлением полосчатости гарцбургитов, два других расположены по отношению к нему диагонально.

3. Жидкий рудный расплав, локализованный первоначально в дунитах по направлениям полосчатости гарцбургитов, проникал затем частично по диагональным направлениям, в результате чего и возникли сложные формы рудных «струй» с пересечениями, коленчатыми изгибами и ступенями.

Из только что данной характеристики строения границ полос, входящих в состав полосчатых хромитовых руд, и взаимного расположения полос следует, что в подавляющем числе случаев мы не встречаем здесь признаков типичных инъекций. Полосчатые руды есть, в основном, результат кристаллизации одной и той же массы рудного расплава, дифференцированной в каких-то особых условиях с образованием эвтакситовых текстур.

В аспекте темы об условиях кристаллизации хромитов весьма важно составить себе представление о факторах, под влиянием которых формируются полосчатые текстуры хромитовых руд.

Хромитовые руды представляют собою продукт кристаллизации магматического расплава, поэтому вопрос об условиях образования полосчатых текстур хромитовых руд есть, в сущности, часть общей проблемы образования полосчатых интрузивных пород.

Для объяснения полосчатых текстур интрузивных пород было, как известно, выдвинуто значительное число гипотез. Их обзоры можно найти в работах Граута (Grout, 1918), Болка (Balk, 1937), Елисеева (1936, 1938), Коутса (Coats, 1936) и др.

Все высказанные гипотезы можно объединить в несколько групп по предполагаемым факторам образования полосчатости.

1. Колебания кровли или постели плутона, а также температуры и давления в период кристаллизации.

2. Конвекционные токи (до кристаллизации и в период кристаллизации).

3. Течение гетерогенной интрузирующей магмы.

В качестве факторов, вызывающих неоднородность интрузирующей магмы, различными исследователями предполагаются: а) ликвация магмы, б) диффузионное или гравитационное перемещение молекул в расплаве до кристаллизации, в) ассимиляция ксенолитов, г) дифференциальное перемещение выделяющихся кристаллов по направлению течения.

4. Перемещение остаточных расплавов в однообразно ориентированные зоны пониженного давления, возникающие под влиянием стресса в частично или полностью закристаллизованной породе.

5. Неоднородное ламинарное движение кристаллизующегося расплава [Филипп (Philipp, 1936)].

6. Инъекция по системе параллельных трещин дополнительных магматических масс из глубинного магматического очага (повторные внедрения).

7. Ритмическое дифференциальное осаждение выделяющихся из магмы кристаллов.

8. Перекристаллизация горных пород (и руд) в условиях стресса, с образованием гнейсовых текстур [Купер (Cooper, 1936), Баддингтон (Buddington, 1939), Заваицкий, 1941].

Факторы 5 и 8 в предыдущих сводках не упоминались, поэтому только для них нами и указаны авторы.

Хромитовые руды образуются из локализованных в интрузивном массиве, ограниченных по объему масс рудных расплавов. Полосчатость в хромитовых рудах часто проявляется при отсутствии признаков полосчатости во вмещающих основных породах. На этих основаниях для объяснения полосчатых текстур хромитовых руд неприложимы те гипотезы, которые относятся к полосчатости, регионально развитой во всей массе интрузивного тела или в его крупных частях. Сюда относятся такие предполагаемые исследователями процессы, как: а) колебания кровли или постели плутона, а также колебания температуры и давления в период кристаллизации и б) течение интрузирующей магмы, неоднородность которой обусловлена ассимиляцией ксенолитов.

Полосчатость в данном хромитовом рудном теле достаточно однообразна по направлению; никогда не наблюдается ее завихрений и вообще резких изменений ориентировки по просгирацию и падению, как это свойственно иногда поведению полосчатости в интрузивных породах. Поэтому мало вероятно образование полосчатости в хромитовых телах, вследствие проявления при их кристаллизации конвекционных

токов, которые также привлекались как возможный фактор образования полосчатости в интрузивных массивах.

Рассматривая структуры хромитовых руд, мы не находим в последних признаков, указывающих на сколько-нибудь существенное перемещение вещества рудного минерала — хромшпинелида — при метаморфизме. Господствующим процессом метаморфизма хромитовых руд является гидротермальный метаморфизм, выражающийся в серпентинизации, реже хлоритизации и прочих изменениях первичных силикатов минералов руды. Гидротермальный метаморфизм часто протекает в условиях стресса.

Относительно главного метаморфического силикатного минерала хромитовых руд — серпентина — есть значительные основания предполагать перемещения вещества того первичного минерала (оливина), из которого возникает серпентин в результате гидротермального метаморфизма. Об этом свидетельствуют прожилковые выделения серпентина и серпофита, несовпадение контуров ориентированных агрегатов с очертаниями псевдоморфизуемых оливиновых зерен, ориентированная серпентинизация и прочие несдвоенно описанные структурно-текстурные особенности серпентиновых агрегатов.

Однако перемещение вещества рудного минерала — хромшпинелида — при серпентинизации руды имеет совершенно подчиненное значение. Метаморфизм хромшпинелидов проявляется, как известно (Бетехтин, 1937, 2; Кашин, 1937; Луйк, 1940 и др.), в образовании вдоль трещин и по периферии рудных зерен каемок темного непрозрачного вещества, несколько отличающегося по составу от первичных хромшпинелидов. Контур и размеры рудных зерен при этом, как правило, сохраняются, и только при весьма резком метаморфизме рудное зерно корродируется, и его вещество переотлагается в форме более мелких рудных зерен среди окружающего серпентинового агрегата.

Мы наблюдали единственный пример, когда таким путем возникли тонкополосчатые переотложенные руды — в Первомайском карьере Ключевских хромитовых месторождений. Здесь это было связано с крупными серпентино-карбонатными жилами. Образовавшиеся близ таких жил переотложенные полосчатые руды резко отличаются от первичных полосчатых вкрапленников того же карьера. Они обладают необычайной тонкозернистостью и ленточным характером рудных полос, растушеванностью их границ, наличием нескольких пересекающихся под острыми углами направлений отложения рудной пыли, заметной магнитностью рудных штуфов.

Таким образом, переотложение рудного вещества при гидротермальном авто- или аллометаморфизме хромитовых руд не играет существенной роли в количественном отношении и приводит к образованию рудных текстур, физиографически отличающихся от обычных полосчатых текстур хромитов. Еще меньшую роль в ориентированном переотложении вещества хромитовых руд играет пневматолитический метаморфизм. К числу минералов хромитовых руд, относительно которых можно предполагать их вторичный пневматолитический генезис, относятся: хромовые гранаты, хромвезувиан, хромдиопсид, хромактинолит, хромовые слюды и хлориты и частью серпентин.

Все эти минералы, во-первых, сравнительно редко наблюдаются в полосчатых хромитовых рудах, во-вторых, выделяются либо как порфиробласты, либо в жилах, либо по стенкам трещин, не влияя, сколько-нибудь заметно, на существовавшее до их образования полосчатое расположение минералов руд.

Динамометаморфизм, как таковой, без участия гидротермальных и пневматолитических агентов, тем более не может быть причиной образова-

ния полосчатости в хромитовых рудах, так как приводит лишь к рассланцеванию руды и к катаклазу зерен хромшпинелидов, но не к перекристаллизации последних.

Можно было бы допустить перекристаллизацию хромшпинелидов до пневматолито-гидротермального этапа в самые поздние моменты собственно магматической стадии, если выделявшиеся минералы рудного агрегата растворялись бы в интерстициальном остаточном расплаве и вновь выпадали по однообразно ориентированным направлениям. Но, как показало рассмотрение текстуры пятнистых вкрапленных руд хабарнинского типа, растворение остаточным рудным расплавом силикатов является весьма редким явлением. Лишь некоторые типы полосчатых руд в Хабаровских месторождениях могут быть объяснены этим процессом (стр. 82—83).

Все приведенные соображения показывают, что возникновение полосчатости при перекристаллизации первоначально массивных хромитовых руд в условиях стресса, т. е. метаморфический генезис полосчатых хромитовых руд, весьма мало вероятен, за очень редкими исключениями.

Естественно возникает вопрос, не является ли полосчатость хромитовых руд отражением первичной неоднородности рудного расплава. Первичная неоднородность рудного расплава может возникнуть либо в результате разделения на две несмешивающиеся жидкости, т. е. ликвации, либо вследствие различной концентрации рудообразующих элементов в различных точках однофазного расплава.

Предположение о ликвации рудного расплава имеет под собой некоторые основания, поскольку существуют признаки ликвации в виде нодулярных руд. Однако, рассматривая (стр. 91) этот вопрос, мы пришли к выводу, что ликвировать может только обособившийся богатый рудный расплав. В результате ликвации такого богатого расплава могут обособиться также богатые рудные жидкости. Таким образом, если бы полосы были результатом течения рудного расплава, подвергавшегося ликвации, то состав полос был бы устойчивым, чередовались бы полосы только почти сплошных руд с полосами густого вкрапленника, среди которого могут присутствовать нодулярные руды. Такие сочетания в некоторых месторождениях действительно наблюдаются. В большинстве же случаев количественные соотношения хромшпинелидов и силикатов в полосчатых рудах широко варьируют, и в ряде месторождений очень большое участие принимают полосы средних, редких и весьма редких вкрапленников.

Рассматривая пятнистые текстуры руд, мы пришли также к выводу, что в рудном растворе до начала его кристаллизации могут обособиться скопления богатого (и только богатого) расплава не путем ликвации, а вследствие неравномерного распределения летучих компонентов. Подтверждение того, что такие обособления могут быть представлены только богатыми расплавами, мы получили и в некоторых текстурах полосчатых руд, рассмотренных ранее (стр. 84).

В дополнение к этому кратко опишем соотношения, которые наблюдались нами в одной из выработок месторождения имени Менжинского в массиве Южный Крака.

На фиг. 37 приведена зарисовка стенки небольшого эксплуатационного разреза. Среди полосчатых мелко- и среднезернистых вкрапленников более или менее согласно залегает шпир крупнокристаллической массивной руды. Для его формы характерны флексурозобразные изгибы по падению, благодаря чему создаются местные секущие взаимоотношения с полосчатостью вкрапленника. Соотношения между шпиром массивной руды и вмещающими вкрапленниками весьма близки к тем, которые были выше охарактеризованы для струйчатых шпиров из рудного выхода в массиве Узянский Крака (стр. 96, фиг. 36 и табл. XXV, 2), только роль вмещаю-

ших дунитов в Узьянском выходе здесь играют полосчатые вкрапленники, а роль струйчатого шлира вкрапленника — шпир массивной руды.

Богатый рудный расплав кристаллизовался позднее бедного, перемещался, т. е. инжецировал на близком расстоянии в почти застывшей массе редкого вкрапленника по колечкатуому пути, образованному скрещением трещин различных направлений.

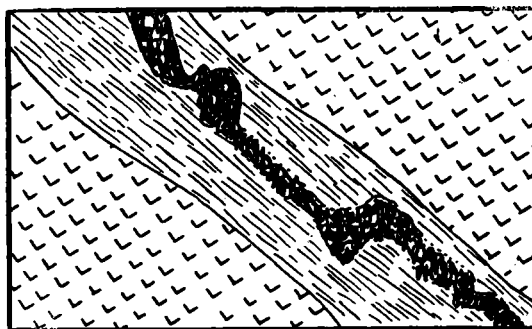
Можно сказать, что в некоторых случаях образование полосчатых текстур, вероятно, происходило в результате течения гетерогенного расплава, которое иногда завершалось инъекцией на ближние расстояния богатого рудного расплава. Этим, в частности, можно объяснить: а) полосчатость в весьма богатых рудах, когда чередуются полосы массивных и густо-вкрапленных руд; среди них могут присутствовать руды нодулярного сложения; б) присутствие среди полосчатых вкрапленных руд шпиров богатых руд; в) присутствие среди полосчатых вкрапленных руд более или менее согласных прожилок и жил богатой руды.

Полосчатость, соответствующая пункту «а», наблюдается в некоторых участках месторождений Спорное, Гигант и Алмаз в южной части Кемпирсайского массива. Здесь действительно чередуются массивные и густо-вкрапленные руды и в краевых частях наблюдаются шпир нодулярных руд. Относительно последних ранее (стр. 79—80) было высказано предположение об их возникновении из шпир богатого рудного расплава, аккумулярованного при фракционировании рудных капель.

Полосчатость, охарактеризованная в пунктах «б» и «в», нередко наблюдается в тех месторождениях, где представлены сравнительно бедные вкрапленные руды — Ключевские, Уфалейские, Алапаевские, многие месторождения массива Южный Крака и др. В них часто встречаются шпир сплошных или почти сплошных руд. Иногда эти шпир приобретают жиллообразную форму.

Однако, кроме полосчатых текстур того типа, которые были названы в пп. «а», «б» и «в», гораздо большее развитие имеют полосчатые руды, в которых обособления сплошных или очень богатых вкрапленных (в том числе нодулярных) руд отсутствуют или имеют вполне подчиненное значение. В них чередуются вкрапленники различной густоты, вплоть до весьма редких, и безрудные полосы. Тектурные детали таких руд были охарактеризованы на стр. 93 и след.

Выше мы должны были отклонить взгляд об образовании полосчатых хромитовых руд при перекристаллизации в твердом состоянии в условиях стресса и признали лишь подчиненное значение первичной неоднородности рудного расплава для образования полосчатых хромитов. Следовательно, полосчатость вкрапленных руд возникает главным образом при кристаллизации первоначально однородного рудного расплава. Так как при этом образуются ориентированные текстуры, то, конечно, кристаллизация сопровождалась теми или иными деформациями.



M=1:25

Фиг. 37. Зигзагообразный шпир богатого вкрапленника в редком полосчатом вкрапленнике. Месторождение им. Менжинского в массиве Южный Крака

Попытаемся кратко рассмотреть механику тех явлений, которые происходят в кристаллизующемся и сжимаемом расплаве.¹¹

В результате прогрессирующего остывания, кристаллизующийся расплав проходит различные стадии вязкости и, следовательно, различно реагирует на деформации [Ридель (Riedel, 1929)]. Пока выделилось еще не слишком много кристаллов, и жидкость присутствует в достаточном количестве, деформации могут проявляться лишь как движения типа течения вязкой жидкости без образования разломов и трещин. Когда же количество выделившихся кристаллических зерен возрастает и они соприкасаются друг с другом, а жидкая фаза будет присутствовать в малых количествах, несбходимых только для заполнения интерстициальных пространств между соприкасающимися зернами, тогда масса начнет реагировать на деформации, в основном, как твердое тело, т. е. будет давать разломы и трещины скальвания под некоторым углом к внешнему усилию. Простое экспериментальное доказательство этих положений дано в работе Мида (Mead, 1920).

При этом по законам гидростатики интерстициальная жидкость во всей массе находится под гидростатическим давлением, близким по величине внешнему деформирующему усилию. Образовавшиеся же трещины скальвания сжимаются усилием, составляющим только часть общего деформирующего усилия, так как последнее разлагается по правилу параллелограмма на два: одно — действующее перпендикулярно трещине, другое — параллельное ей. В силу этого интерстициальная жидкость будет отсасываться в область трещины скальвания и может до известного предела ее раздвинуть, образуя жиллообразное обособление в общей зернистой массе.

Многие исследователи скептически относятся к тому, что при этих условиях будет отсасываться только интерстициальная жидкость, считая, что вместе с жидкостью переместятся и кристаллы, или должно происходить сильное раздробление кристаллов, чего не наблюдается. Воларович и Корчемкин (1940) провели эксперименты с отсасыванием кристаллизующихся расплавов через фарфоровые и другие огнеупорные сетки или фильтры. Результаты этих экспериментов не вполне убедительны. В одних случаях отверстия сетки были таких размеров, что кристаллы проходили через них, в других — отверстия были более мелкие, но сквозь них не удавалось прососать расплав, так как последний реагировал с веществом фильтра и закупоривал его отверстия. Скептический вывод авторов поэтому недостаточен обоснован. В заключение авторы все же допускают отсасывание только жидкой фазы при двух условиях: а) если жидкость типа остаточного расплава будет обогащена летучими, что понизит ее вязкость; б) если фильтрующая сетка не будет реагировать с проходящей через нее жидкой фазой. Мы полагаем поэтому, что выводы из опытов Мида пока еще не опровергнуты.

Резкость границ минерального агрегата, заполнившего трещины скальвания, зависит от степени затвердевания массы, в которой возникла трещина. Если эта трещина, как говорилось, возникла в среде, где еще присутствуют некоторые количества интерстициальной жидкости, то границы обособившегося в ней агрегата не будут линейно резкими. В случае же, когда трещина пройдет в область уже вполне затвердевшей породы, образуются линейно-резкие границы (если не будет происходить какое-либо взаимодействие между инъецирующей жидкостью и породой стенок трещины).

Что касается механизма движения кристаллизующегося расплава

¹¹ По работам Риделя, Эйтеля и Фил иппа; ссылки в тексте.

в период, предшествующий появлению скалывающих деформаций охарактеризованного типа, то для магматического расплава, обладающего достаточно высокой вязкостью, повидимому, вполне уместна аналогия с лавами.

Филипп (Philipp, 1936), анализируя текстурные особенности лав Липари, показал, что при течении и постепенном остывании лавы последняя проходит следующие фазы, с точки зрения характера движений: турбулентное (вихревое) движение, равномерное ламинарное движение, неравномерное (прерывное) ламинарное движение. Фаза турбулентного движения не играет в магматических расплавах существенной роли. Равномерное ламинарное движение характеризуется одинаковым во всех точках изменением скоростей движения. При неравномерном ламинарном движении, возникающем в результате увеличения вязкости, происходит скачкообразное изменение скорости движения между двумя соседними пачками, внутри которых еще сохраняется равномерное ламинарное движение; в результате — осуществляется скольжение пачек друг по другу [см. также Эйтель (Eitel, 1932)].

Это скольжение вызывает усиленное возникновение центров кристаллизации вдоль плоскостей,¹² благодаря чему продукты кристаллизации, синхроничные ламинарному движению, располагаются по системе параллельных направлений, обуславливая полосчатое сложенное породы. Последнее положение имеет для нас важное значение. В самом деле, вязкость рудоносных хромитовых расплавов, как было показано ранее, в процессе кристаллизации постепенно меняется. Примеры ксенолитов, около которых полосчатость лишь сминается, указывают на высокую вязкость кристаллизующегося расплава, состав которого отвечает редко- и средне-вкрапленным рудам. Благодаря этому движение такого расплава должно иметь характер неравномерного ламинарного движения, а кристаллизация расплава приведет к полосчатой текстуре руды.

Так как растворенные в расплаве летучие понижают вязкость расплавов, то в самые поздние моменты существования остаточных расплавов концентрация растворенных летучих, вероятно, значительно возрастает. Вследствие этого вязкость должна сильно уменьшиться; можно ожидать обратного перехода к условиям равномерного ламинарного движения, при котором полосчатых текстур уже не образуется. Если же рудоносные расплавы бедны растворенными летучими, то последние не смогут произвести существенного понижения вязкости.

В магматических условиях, где остывание происходит значительно медленнее, чем в лавах, мы можем, в отличие от последних, ожидать существенного проявления диффузии вещества из внутренних частей пачки к центрам кристаллизации, возникшим на плоскости скольжения пачек друг по другу. Поэтому прерывное ламинарное движение кристаллизующихся магматических расплавов должно, повидимому, выявить не только чисто структурные различия полос между собой, но и вызвать некоторую дифференциацию по составу.

Следует подчеркнуть, что если равномерное ламинарное движение является почти универсальным типом движения магматических расплавов, то неравномерное ламинарное движение осуществляется лишь при некоторых высоких значениях вязкости расплава, способного еще, вместе с тем, к течению. Поскольку мы еще не располагаем экспериментами, которые указывали бы для расплавов определенного состава значения вязкости при различных температурах, постольку мы можем судить о типе ламинарного движения в каждом конкретном случае лишь косвенно, ин-

¹² Подобно тому, как в практике аналитических работ трение стеклянной палочки о стенки стакана с раствором способствует выпадению осадка.

терпретируя текстуры минеральных агрегатов, возникших в результате остывания магматических масс. Можно сказать, что если в минеральном агрегате магматического происхождения обнаруживаются признаки трещин скалывания, заполненных интерстициальной жидкостью, выделенной стенками трещины, то эти явления указывают на чрезвычайно высокую степень внутреннего трения системы в период образования трещин, отвечающую состоянию «твердого» тела. Такая система в фазу, предшествующую образованию трещин скалывания, должна обладать хотя и меньшим, но все же весьма высоким внутренним трением, т. е. вязкостью. А это и есть условия, при которых система реагирует на внешние деформирующие усилия прерывным ламинарным движением.

Согласно интерпретации Филиппа описанных им полосчатых текстур лав, более высокая вязкость расплава обуславливает большую частоту в определенном объеме расплава плоскостей прерывного ламинарного движения, т. е. более резко выраженную полосчатую текстуру. Кроме того, чем медленнее происходит процесс остывания расплава, тем длительнее может совершаться процесс кристаллизации по плоскостям ламинарного скольжения и тем отчетливее должны формироваться полосчатые текстуры.

Многие текстурные особенности полосчатых руд хорошо объясняются механизмом прерывного ламинарного движения кристаллизующегося рудного расплава. Приведем те текстурные особенности полосчатых руд, которые могут быть объяснены с точки зрения прерывного ламинарного движения.

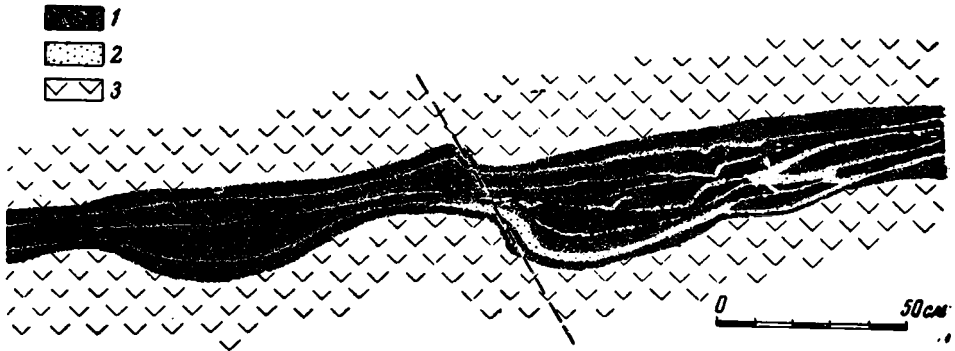
1. Наиболее резко полосчатость проявляется в таких мелкозернистых вкрапленниках, среди которых отсутствуют обособления более крупнозернистого вкрапленника или крупнокристаллических сплошных руд; полосчатость таких руд является весьма тонкой. Отсутствие крупнозернистых обособлений указывает на сравнительно низкое содержание растворенных в расплаве летучих. По сказанному ранее, в таких относительно «сухих» расплавах вязкость к концу кристаллизации будет весьма значительной. Тонкая и резкая полосчатость таких руд получает свое объяснение с принятием образования ее в результате прерывного ламинарного движения.

2. Переходы от полос убогого петельчатого вкрапленника в полосы более концентрированного вкрапленника во многих случаях совершаются таким образом, что интерстиции, заполненные рудным вкрапленником, увеличиваются по размерам, как бы сливаются, с одновременным уменьшением общего объема силикатных участков по мере приближения к полосе густого вкрапленника. Создается впечатление перемещения интерстициального расплава и накопления его в полосах густого вкрапленника. Наиболее вероятным механизмом такого перемещения является отсасывание интерстициальной жидкости в зоны пониженного давления. По сказанному ранее, параллельно располагающиеся зоны пониженного давления составляют обязательную принадлежность среды, захваченной неоднородным ламинарным движением.

3. В крупнозернистых, почти сплошных рудах, образующих обособления среди вкрапленных полосчатых руд, полосчатость, как правило, не проявляется. Это может объясниться местной высокой концентрацией растворенных летучих в обособлениях богатого расплава, что сильно понижает вязкость последнего. А это препятствовало проявлению неоднородного ламинарного движения в пределах такого обособления.

4. Присутствующие в подчиненном количестве среди полосчатых вкрапленных руд обособления густого вкрапленника или почти сплошных руд имеют форму неправильных эллипсоидов, сильно выпуклых неправиль-

ных линз и т. п., а их общий контур является секущим по отношению к полосчатости окружающего вкрапленника. Характерно, что полосчатость внутри подобных сбособлений, как и в предыдущем случае, не создается. Если полосчатость окружающего вкрапленника выражена резко, то обособления густого вкрапленника выклиниваются по гребенчатой клиновидной поверхности (табл. XXVI, 1), т. е. скальвающие плоскости неоднородного ламинарного движения деформировали поверхность обособления богатого расплава, но не проявились внутри его.



Ф и г. 38. Смятие полосчатости хромитовой вкрапленной руды в вязком состоянии. Месторождение № 8 Хабаровинского массива

1 — густой вкрапленник; 2 — редкий вкрапленник; 3 — дунит (серпентинизированный)

Полосы богатого вкрапленника, так же как и шпироподобные обособления сплошных руд среди полосчатой вкрапленной руды, можно рассматривать с выказанной только что точки зрения — как весьма сильно деформированные в направлении общей полосчатости первичные обособления богатого рудного расплава в среде более бедного расплава.

Лк бспытные явления неблиздались нами в месторсждении № 8 Хабаровинского массива. В одной из стенок небольшого карьера представлена рудная полоса в серпентинизированных дунитах (фиг. 38), сложенная пресбладакщим густым тонкополосчатым (см. табл. XXII, 3, правая часть) вкрапленником. В нем проходит несколько согласных маломощных полос редкого вкрапленника. Рудная полсса в целом обладает волнистыми контурами, ссбенно в лежачем боку. В средней части фигуры виден флексуробразный изгиб рудной полосы без разрывов. Направление и место флексуры показано прерывистой линией. Крсме этой флексуры видны мелкие флексуробразные изгибы полос редкого вкрапленника в правой половине фигуры.

Штуфы, взятые из мест флексуробразных изгибов полос редкого вкрапленника, показывают на пришлифованных поверхностях интересное стрсение. Как видно на табл. XXII, 3, полоса редкого вкрапленника состоит из узких светлых полосок (серпентинизированный оливин), разделяющихся зернами хромшпинелидов и ориентированных единообразно, в направлении полосчатости густого вкрапленника. Эта последняя сечет общие контуры полосы редкого вкрапленника. Гребенчатый характер изогнутой полосы редкого вкрапленника говорит о том, что силикатные параллельные полссски, из которых состоит эта полсса, переместились друг относительно друга на несколько различные расстояния вдоль плоскостей, параллельных общей полссчатости рудного тела. Таким образом, мы имеем здесь типичную флексурку скальвания, а не обычного изгиба. В шлифах под микроскопом не обнаруживается катаклаза рудных зерен

и каких-нибудь явлений их перекристаллизации. Следовательно, образование флексурки скалывания проходило не в результате кливажа в твердой породе, хотя бы и во время серпентинизации, а еще до полного затвердения рудной массы, т. е. является следствием прерывного ламинарного движения в перисид, когда рудная масса была еще вязкой.

На табл. XXVI, 2 представлена уже целая система складочек полосчатой руды. Изучая детально текстуру¹³ этого штуфа, мы находим здесь те же самые особенности, что и в только что описанной простой флексурке, т. е. и эти складочки образовались не в результате простого изгиба полос, а вследствие скалывания без явлений катаклаза, при еще вязком состоянии рудной массы. Это и есть проявление прерывного ламинарного движения в кристаллизующемся расплаве.

Иногда во вкрапленных полосчатых рудах Хабаровинских месторождений отмечается то своеобразное строение отдельных рудных полос, на которое обратил внимание Коутс (Coats, 1936) в полосчатых основных интрузивных породах. Оно показано на табл. XXII, 2 и заключается в том, что в каждой отдельной рудной полосе наблюдается скопление рудных зерен у одной границы полосы и их разрежение к другой границе. В натуре скопление приурочено к лежащему боку каждой полосы. Последние, со всем рудным телом, залегают не горизонтально, но с наклоном в 15—25°. По наблюдениям в стенках карьеров, подобное строение рудных полос сохраняется на всей мощности рудного тела. Коутс объяснял описываемое строение для габброидных пород ритмическим дифференциальным осаждением совместно выделяющихся из расплава двух видов кристаллов различного удельного веса.

По условиям этого процесса, полосчатость должна залегать горизонтально (или почти горизонтально). В Хабаровинских же месторождениях, как было указано, рудные тела и их полосчатость обладают первичным наклонным залеганием; поэтому процесс, выдвинутый Коутсом, не применим для Хабаровинских месторождений, так же как и для остальных уральских хромитовых месторождений, где рудные тела залегают обычно под более крутыми углами и где нам не приходилось наблюдать рудных полос описанного выше строения.

Более вероятным кажется, что полосчатость была сформирована, как и в других случаях, в процессе прерывного ламинарного движения. Под микроскопом видно, что рудные зерна обладают хорошо выраженным идиоморфизмом, т. е. закончили свою кристаллизацию тогда, когда значительная часть оливина еще находилась в состоянии расплава. Поэтому, если и была отсадка кристаллов в пределах каждой отдельной рудной полосы, то она была нормальной, не ритмичной, и только для одного хромшпинелида.

В результате анализа изучавшихся нами материалов и разбора различных гипотез, автору представляются наиболее вероятными такие условия образования полосчатых руд уральских месторождений.⁴

Параллельное сложение хромитовых руд может начать формироваться еще до кристаллизации рудного расплава. В последнем может иметь место неравномерное распределение растворенных летучих. С этим может быть связано наличие в некоторых местах расплава высокой концентрации рудообразующих элементов. При общем течении расплава или сжатии его под влиянием стресса участки с высокой концентрацией приобретают вытянутые формы и параллельное расположение.

¹³ К сожалению, весьма показательные фотографии этих деталей не могут быть приложены по независящим от автора обстоятельствам.

¹⁴ Кроме Сарановского, которое автор лично не изучал и которое, как указывал Зимин (1938), стоит по своим особенностям ближе к южноафриканским, чем к уральским месторождениям.

По мере охлаждения расплава вязкость его возрастает, и в некоторый момент его движение приобретает характер прерывного ламинарного, с различной скоростью проскальзывания плоскопараллельных слоев жидкости друг по другу. Вязкость участков с повышенной концентрацией рудных элементов значительно ниже, и они либо совсем не захватываются прерывным ламинарным движением, либо захватываются им весьма поздно. Прерывное ламинарное движение вызывает движение жидкой фазы из внутренних частей плоскопараллельных пачек к плоскостям проскальзывания, так как у последних создается пониженное сжатие. В результате возникает полосчатая текстура редко- и средневкрапленных руд с шпирами густых вкрапленников и массивных руд. Чем выше вязкость рудного расплава, тем меньше мощность проскальзывающих пачек и больше их число на единицу высоты. Вязкость меньше у расплавов с более низким содержанием летучих. Из таких расплавов кристаллизуются мелкозернистые руды; поэтому тонкополосчатые и ленточные руды сложены мелкозернистыми вкрапленниками, а для средне- и крупнозернистых руд характерны более широкие полосы.

Когда кристаллизация приближается к концу и вязкость систем возрастает, могут появиться новые плоскости прерывного ламинарного движения, под острыми углами к предыдущим. Это вызывает наблюдающуюся иногда непараллельность полос и ступенчатый или слегка гребенчатый вид контуров рудных полос, в особенности в местах их выклинивания. В некоторых случаях в сформировавшихся, но еще не до конца застывших полосах может проявиться отсадка рудных кристаллов к лежащему боку каждой полосы. Условием этого является повышенная железистость хромшпинелида. Такой хромшпинелид обладает повышенной скоростью кристаллизации. Он успевает выделиться тогда, когда еще сохраняется некоторая часть жидкой фазы силикатного состава. При пологом залегании полос хромшпинелид будет опускаться к лежащему боку полосы и здесь накапливаться. При других составах расплавов и хромшпинелида выделение последнего заканчивается поздно, когда жидкой фазы почти не остается, следовательно, отсадка рудных зерен происходить не может.

На этом этапе, когда вкрапленные руды и вмещающие дуниты почти или совсем закристаллизуются, стресс проявится в них образованием трещин скалывания, большей частью односистемных, субпараллельных. Еще незакристаллизовавшиеся фракции рудного расплава, т. е. более богатые, будут отсасываться в такие трещины и давать начало местным инъекциям. Их образования явятся дополнительным фактором формирования полосчатого сложения рудных тел. Границы таких инъекций не обязательно резкие, так как нередко они внедряются в неокончательно закристаллизованную, но уже способную давать трещины, породу.

В отдельных случаях инъекции достигают значительных масштабов как по объему рудной массы, так и по расстоянию, на которое эта масса перемещается. Таким путем образуются настоящие рудные хромитовые жилы. Они должны слагаться, и фактически слагаются, густыми вкрапленниками или массивными рудами.

Образование рудных жил уже выходит за пределы проблемы эвтакситовых текстур.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В развитии представлений о генезисе хромитовых месторождений можно выделить три основных этапа.

1. Этап распространения представлений Фогта. Как известно, они заключались в том, что хромиты (хромшпинелиды) выделяются из перидотитовой магмы на ранних периодах ее кристаллизации и, перемещаясь, образуют в материнской магме сегрегационные или, лучше сказать, аккумуляционные шпирь и гнезда (среди перидотитов). Начало этого этапа относится к 90-м годам прошлого столетия.

2. В 20-х годах нашего столетия, под давлением новых фактов, взгляды исследователей начинают меняться. Сам автор их (Vogt, 1927) корректирует свою первоначальную гипотезу, допуская погружение ранних выделений в более горячие зоны интрузива и их селективную резорбцию с последующим новым образованием сегрегаций хромита. К близким представлениям пришел Донат в 1930 г. Боуэн (стр. 99 и след.) независимо развил оригинальную гипотезу об образовании хромшпинелидов в результате магматической резорбции. В 1928 г. А. Н. Заварицкий обосновывает противоположный взгляд — об образовании хромитовых сегрегаций в поздние этапы застывания интрузивов (стр. 182). В 1929—1931 гг. группа американских исследователей посвятила много статей обсуждению проблемы образования хромитовых месторождений.

Специфичность южноафриканских и североамериканских месторождений, на которых основывались участники дискуссии, привела к односторонним представлениям о пресобладающей роли в образовании хромитовых месторождений гидротермальных процессов [Фишер (Fisher, 1929), Киип (Keep, 1930), Росс (Ross, 1929, 1931), Сэмпсон (Simpson, 1929, 1931)].

3. Серия работ А. Г. Бетехтина (1934, 1937, 1940) вместе с упоминавшейся уже более ранней работой А. Н. Заварицкого отражают третий этап развития представлений о генезисе хромитов. Эти работы убедительно показывают противоречия с наблюдаемыми отношениями гипотез о раннем магматическом выделении хромитов, а также представлений о гидротермальном генезисе значительных (промышленных) хромитовых месторождений. Хромитовые месторождения трактуются Бетехтиным как образования позднего этапа магматических процессов, как гистеромагматические. Обосновывается утверждение о преимущественной связи хромитовых месторождений с дунитовой магмой. Взгляды Бетехтина были приняты большинством советских геологов, изучавших хромитовые месторождения или производивших поиски и разведки в период 1934—1940 гг. Но эти работы принесли и богатый новый фактический материал, который позволяет детализировать гистерогенную гипотезу и уточнить некоторые стороны сложного процесса образования хромитовых месторождений.

Материалы и заключения в первых трех главах настоящей работы показывают, что разнообразие хромитовых месторождений зависит от ряда факторов. Оставляя в стороне возможные ранние магматические аккумуляционные обособления хромитовых руд, обратимся к господствующей среди уральских месторождений группе гистеромагматических месторождений.

Выдвинутая Бетехтиным идея о преимущественной связи хромитовых месторождений с дунитами нашли свое подтверждение при изучении многих уральских хромитоносных массивов. Реже хромитовые месторождения залегают в перидотитах, и, как исключение, известны непромышленные по масштабам обособления хромитов среди пироксенитов.

Краткие сведения о петрографическом составе ультраосновных массивов Урала, изложенные в главе II, показывают, что в противоположность взглядам Боуэна и в согласии с идеями Гесса (Hess, 1938) и др., дунитовые и перидотитовые магмы реально существовали как таковые. Образование дунитовых массивов и дунитовых фаций перидотитовых или габбро-перидотитовых массивов может, по видимому, происходить в результате различных петрогенетических явлений. Дунитовые маг-

мы, как можно предполагать, образуются, с одной стороны, в глубинном магматическом очаге при его дифференциации. С другой стороны, дунитовый расплав обособляется в результате собственно магматической дифференциации перидотитовой магмы в камере интрузива. Необходимо поэтому различать дуниты, которые образовались при кристаллизации дунитовой магмы как таковой, интродуцировавшей из глубины очага (например, Голгорский массив дунитов), и дуниты, образованные расплавами, отделившимися от перидотитовой магмы при дифференциации в камере интрузива.

Точно так же перидотиты одних интрузивов являются продуктом кристаллизации первичной перидотитовой магмы, интродуцировавшей из глубинного очага и не испытавшей дальнейшей заметной дифференциации (монопородные перидотитовые массивы), другие же перидотиты возникли из перидотитовых фракций ультраосновной магмы, интродуцировавшей из очага и испытавшей дифференциацию в камере интрузива. Средний валовой состав магмы таких интрузивов может быть различным, что и находит отражение в петрографических понятиях: дунито-гарцбургитовый (Кемпирсайский, Аккаргинский, Хабарнинский массивы), гарцбургитовый (Алапаевский массив), гарцбургито-перидотитовый (массив Южный Крака), габбро-пироксенито-дунитовый (Иткульский, Верх-Нейвинский массивы). Для некоторых массивов могли иметь место повторные внедрения основной или ультраосновной магмы другого состава, чем магма первого внедрения: предполагаемсе габбро-пироксенитовое внедрение в гарцбургитовый Хабарнинский интрузив (стр. 32), возможно дополнительное внедрение дунитовой магмы в дунито-гарцбургитовый Кемпирсайский интрузив.

Остаточные расплавы, из которых формировались хромитовые концентрации, отщеплялись различными названными выше ультраосновными магмами. На Урале количественно преобладают хромитовые месторождения, образованные из остаточных расплавов дунитовой магмы, как непосредственно интродуцировавшей из глубинного очага, так и возникшей при дифференциации перидотитовых магм на месте. Различное происхождение дунитов отражается на составе рудообразующего хромшпинелида: чем ближе исходная магма к дунитовой, тем меньше глинозема и больше хрома в рудообразующем хромшпинелиде.

Однако не все остаточные расплавы оставались на месте. При соответствующих тектонических условиях некоторая часть остаточных расплавов, возникших в дунитовой или дунито-гарцбургитовой зонах интрузива, могла по трещинам проникать в соседние зоны данного интрузива, образуя эпигенетические жилы и линзы среди перидотитов. В этих случаях состав рудообразующего хромшпинелида будет существенно отличаться от состава хромшпинелида месторождений, сингенетических с данными перидотитами, или от состава аксессуарных хромшпинелидов перидотитов.

Соответствующие отношения можно увидеть на диаграмме хромшпинелидов (фиг. 1). Над левым полем диаграммы спроектированы пределы содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в хромшпинелидах различных массивов.

Из собственно дунитовых магм образованы месторождения юго-восточной части Кемпирсайского и Иткульского массивов. Как видим, они наиболее богаты Cr_2O_3 .¹

¹ В Тагильском платиноносном массиве средний валовой состав его магмы значительно отличается от дунитового, поскольку в числе его дифференциатов участвуют в значительном количестве габбро и более кислые породы. Поэтому, хотя дуниты образуют здесь крупную обособленную массу, однако хромшпинелиды хромитовых концентраций (третья строка сверху) беднее хромом и богаче глиноземом, чем кемпирсайские и иткульские. Характерно, что одновременно тагильские хромшпинелиды обладают повышенной железистостью (вторая строка снизу проекций со стороны $Cr_2O_3-Al_2O_3$).

Хромшпинелид месторождений в дунитовых фациях дунито-перидотитовых массивов — Крака (левая часть третьей строки снизу), Аккаргинского, Кемпирсайского (без SO-частей) и закавказских — последовательно содержит меньше Cr_2O_3 и больше Al_2O_3 .

Широкий диапазон составов хромшпинелидов в Кемпирсайском массиве, вероятно, объясняется тем, что его хромитовые месторождения связаны с различными фациями этого сложнодифференцированного массива: гарцбургитами, дунито-гарцбургитовым комплексом, дунитами и отдельно с дунитами юго-восточной части.

Составы хромшпинелидов Верблюжьегорского и Гологорского массивов соответствуют, как видно из диаграммы, хромшпинелидам дунитовых фаций дунито-перидотитовых массивов. Между тем Верблюжьегорский массив является чисто перидотитовым, а Гологорский чисто дунитовым. Несоответствия, вероятнее всего, объясняются инъекционным характером месторождений. Крупные жильобразные рудные тела Верблюжьегорского массива носят все признаки эпигенетических. Весьма вероятно предположение Л. И. Панкуля, разведывавшего эти месторождения, что они являются отщеплениями глубинных, мы скажем — дунито-перидотитовых, частей массива.

Гологорский массив в целом является, по всей вероятности, отщеплением более глубоко залегающего дунито-перидотитового массива, который, можно предполагать, является аналогом огромного Тагило-Невьянского массива.

Весьма интересным примером являются Южно-Кемпирсайские хромитовые месторождения. Для них наблюдается существенное различие составов рудообразующих хромшпинелидов и аксессуарных хромшпинелидов близлежащих дунитов (Логинов, Павлов и Соколов, 1940, стр. 139). Надо сознаться, что мы в свое время не придали значения этому важному соотношению. Оно делает несбыточным дополнительно изучить вопрос об условиях образования Южно-Кемпирсайских месторождений. Может быть, указанные различия составов говорят за повторные внедрения рудных масс вместе с частью дунитов из глубинного дифференцированного очага, как это отчасти предполагал автор (Г. А. Соколов) в той же работе.

Хромшпинелиды месторождений перидотитового Сарановского массива (верхняя строка левого поля диаграммы фиг. 1) принадлежат к числу наиболее глиноземистых. От соответствующих по содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 хромшпинелидов некоторых Кемпирсайских месторождений сарановские хромшпинелиды отличаются повышенным содержанием окислов железа. Это находится в соответствии с большой близостью магмы массива к габброидной, по сравнению с дунито-гарцбургитовой магмой Кемпирсайского массива.

Все изложенное выше потребовалось нам для того, чтобы показать, что, рассматривая генетические типы хромитовых месторождений, мы должны, в первую очередь, разобраться в отношениях данного месторождения к петрографическим фациям вмещающего массива. В самом общем виде необходимо различать месторождения, возникшие из той самой частной магмы, в породах которой они залегают, и месторождения, залегающие в ультраосновных породах «чужой» частной магмы, хотя бы обе эти частные магмы и возникли при дифференциации одной и той же магматической массы данного интрузива.

Одним из признаков залегания среди «чужих» пород может служить значительное различие составов аксессуарного хромшпинелида окружающих ультраосновных пород и рудообразующего хромшпинелида. При явно выраженном эпигенетическом характере рудного тела названное различие будет свидетельствовать о ксеногенности рудного тела по отношению

к окружающим ультрабазитам. Надо, однако, сказать, что далеко не во всех случаях можно использовать этот признак, так как нередко акцессорный хромшпинелид оказывается настолько метаморфизованным, что его выделение и химический анализ не имеют смысла. В таких случаях иногда может помочь сравнительное микроскопическое наблюдение окраски хромшпинелидов (стр. 12) в большом числе шлифов, если сохранились хотя бы небольшие неметаморфизованные, просвечивающие участки рудных зерен.

Автор предлагает называть месторождения, находящиеся среди пород той магмы, из остаточного расплава которой они образовались, — автомагматическими. Термин «комагматический» охватывает более широкое родство горных пород, поэтому не подходит. Приставка «авто» будет говорить о теснейшем родстве, поскольку ее можно перевести на русский язык, как «свой собственный». Для месторождений противоположного свойства можно предложить термин «гетеромагматическое».²

Отнесение месторождений к автомагматическим или к гетеромагматическим требует предварительного выяснения, хотя бы в общих чертах, петрографического состава вмещающего массива и его внутренней структуры, а также сопоставления составов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов. Метаморфизованность хромшпинелидов, как сказано, не всегда позволит использовать последний критерий; поэтому практически не всегда будет возможно отнесение данного месторождения в ту или иную группу.

В пределах группы автомагматических месторождений дальнейшая характеристика генетических особенностей должна исходить из суммы наших сведений о характере и процессах кристаллизации остаточных расплавов.

Разбирая структурные и текстурные особенности хромитовых руд, мы пришли к заключению, что хромитовые месторождения образуются из обособленных масс остаточного расплава различного состава с точки зрения концентрации рудообразующих элементов. Одни рудные тела возникли из бедных расплавов, другие из более концентрированных — анхи-эвтектических, третьи — из весьма богатых. Соответственно возникали рудные тела, сложенные редко- и средневкрапленными рудами, богатыми анхи-эвтектическими рудными вкрапленниками и массивными рудами. Богатые рудные расплавы возникают независимо от более бедных, и если присутствуют совместно с ними, то образуют шлировые неоднородности, обособленно реагирующие на стресс и дающие руды специфических структур и текстур. Анхи-эвтектические рудные расплавы обладают наибольшим распространением. Они либо возникают в процессе кристаллизации бедных рудных расплавов по анхи-эвтектической схеме, либо независимо. Среди них могут быть в том или ином количестве обособления более богатых рудных расплавов. Независимое обособление остаточных рудных расплавов с различной концентрацией рудообразующих элементов, видимому, происходит благодаря неравномерному распределению летучих компонентов в магме на позднем этапе ее кристаллизации.

Остаточные расплавы с низкой и средней концентрацией рудных элементов содержат относительно мало растворенных летучих. Они кристаллизуются при более высоких температурах, чем богатые рудные расплавы, т. е., вообще говоря, раньше их и почти одновременно с вмещающей породой. Они редко обнаруживают сколько-нибудь далекие инъекционные перемещения. Формирующиеся в результате их кристаллизации рудные тела редко- и средневкрапленных руд могут поэтому быть охарактеризованы как сингенетические, ранние гистеромагматические. Напомним, что для текстуры или микротекстуры их руд будут характерны криптовые или явные петельчатые микро- и отчасти макротекстуры, указывающие на анхи-эвтектический порядок кристаллизации.

² Оба термина подсказал автору академик Д. С. Белянкин.

Если их кристаллизация совершается в условиях стресса, то происходит образование эвтакситовых текстур, в основе чего лежит направленное фракционирование, отсасывание жидкой фазы в полосы пониженного сжатия. Чем позднее происходит фракционирование, тем более богатая рудная жидкость отсасывается. Однако она не может быть богаче, чем анхи-эвтектическая смесь оливин-хромшпинелид. Массивных руд при этом образоваться не может. Не может также произойти и явлений ликвации, следовательно, в таких месторождениях нодулярные руды могут присутствовать лишь как редкое исключение, за счет независимых шпиров богатого рудного расплава.

При отсутствии стресса фракционирование заметной роли не играет, и руды характеризуются отсутствием параллельного сложения и более или менее равномерным распределением рудных зерен.

На основании сказанного, мы можем выделить из группы автомагматических месторождений первый класс — сингенетических, ранних гистеромагматических месторождений, подразделяя их на фракционированные и нефракционированные.

Более богатые остаточные расплавы содержат больше растворенных летучих, чем предыдущие. Они кристаллизуются при более низких температурах, чем предыдущие, т. е. позднее их и позднее вмещающих пород. Общее повышенное содержание летучих создает большую возможность для местного независимого обособления среди такого расплава участков богатых рудных расплавов. Кристаллизация таких расплавов проходит через несколько стадий, и руды характеризуются разнообразием структур и текстур.

Если валовой состав расплава был несколько беднее рудными элементами, чем анхи-эвтектический расплав, то первоначально выделяется дунит с интерстициальным анхи-эвтектическим расплавом. Затем наступит главная стадия кристаллизации — кристаллизация анхи-эвтектической смеси, в результате чего и возникнут количественно преобладающие равномерные густые вкрапленные руды гипидиоморфнозернистой, реже паналлотриоморфнозернистой структуры. Независимо будет протекать кристаллизация участков богатого расплава. Из этих последних в одних случаях будет выпадать хромшпинелид, давая крупнозернистые агрегаты с малым объемом интерстиций. Интерстиции заполнены либо оливином (затем подвергающимся серпентинизации), либо пневматолито-гидротермальными минералами. Мы будем иметь здесь, следовательно, частичное проявление эпимагматических стадий.

В других случаях, при несколько большем содержании силикатных компонентов, богатые рудные расплавы с понижением температуры подвергнутся ликвации. При благоприятных условиях признаки ликвации сохраняются в виде нодулярных руд. Окончание кристаллизации этих расплавов характеризуется образованием анхи-эвтектического расплава, который даст рудные агрегаты, аналогичные предыдущему случаю, т. е. равномерные густые вкрапленники. Таким образом, различного стрессения рудные агрегаты будут отвечать различным стадиям кристаллизации рудного расплава — от ранней гистеромагматической до эпимагматической, последняя проявляется для собственно рудных минералов сравнительно редко.

В условиях стресса на разных стадиях кристаллизации фракционирование приводит к ориентированному расположению твердых и жидких фаз различного состава, от чисто дунитового до богатых рудных капель, образовавшихся в результате ликвации. Поэтому в строении эвтакситовых руд участвуют полосы различной насыщенности хромшпинелидом,

а также нодулярные руды с преобладанием густых анхи-эвтектических вкрапленников.

Полистадийность кристаллизации и воздействие стресса приводят к тому, что более поздние жидкие фракции могут подвергнуться близкому инъекционному перемещению в почти или полностью застывшие участки рудного тела или во вмещающие ультрабазиты по направлениям меньшего сжатия или трещинам. В таких случаях возникают эпигенетические отношения рудных агрегатов между собой и с безрудными ультрабазитами. В особенности, естественно, склонны образовывать инъекции позднее кристаллизующиеся массивные руды.

В итоге, мы можем выделить в группе автомагматических месторождений второй класс: месторождений смешанных, син- и эпигенетических, подразделяя их на а) фракционированные, б) с признаками фракционирования и ликвации, в) слабо- или нефракционированные.

Самостоятельные обособления богатых рудных расплавов, не связанные с двумя предыдущими типами, ведут себя при кристаллизации так же, как и подобные обособления в более бедных рудных расплавах, что охарактеризовано выше. В силу высокого содержания растворенных летучих, такие расплавы кристаллизуются позднее других, поэтому нередко образуют эпигенетические рудные тела. Не повторяя характеристики условий их кристаллизации, мы можем дать формулировку выделяемого нами внутри группы автомагматических месторождений третьего класса месторождений: эпигенетические, поздние гистеромагматические, с подразделением на месторождения с признаками фракционирования и с признаками фракционирования и ликвации.

Месторождения второй группы — гетеромагматические — образуются, в согласии с ранее сказанным, в тех случаях, когда инъекции остаточных расплавов происходят на более значительные расстояния, так что рудный расплав перемещается в зоны пород, для которых остаточные расплавы данного состава не свойственны. Теоретически рассуждая, инъекционным путем могут быть перемещены расплавы различного состава. Однако месторождения, для которых предполагается относительно далекое инъекционное перемещение (Верблюжьегорские, месторождения верхних зон массивов Южного и Северного Крака, Чернореченское в Уфалейском массиве и др.), характеризуются густовкрапленными или массивными рудами с резко подчиненным развитием более бедных вкрапленников. Таким образом, среди них нет представителей, образованных бедными рудными расплавами.

Вместе с тем, для названных месторождений Крака, для глубоких частей Верблюжьегорских месторождений отмечены дуниты, сопровождающие рудные тела, слагающие как бы их оболочку, что в особенности показательно на месторождениях в массивах Крака. В. П. Логинов, изучая околорудные дуниты одного из месторождений Северного Крака (устное сообщение), обнаружил отчетливую, более или менее однообразную ориентировку оптического эллипсоида оливиновых зерен. Аксессуарный хромшпинелид околорудных дунитов по окраске тождествен с рудообразующим хромшпинелидом, сба резко отличаются по окраске, а следовательно, и по химическому составу, от аксессуарного хромшпинелида окружающих перидотитов. Инъекцировали в данном случае как будто бы безрудные дуниты вместе с относительно богатым рудным расплавом.

В том же Северном Крака имеются, однако, также и небольшие месторождения, в которых рудное тело непосредственно контактирует с перидотитами, при ясно выраженных эпигенетических к ним отношениях.

Два других класса данной группы — а) смешанные син- и эпигенетические и б) эпигенетические — повторяют все признаки месторождений соответствующих классов первой группы, т. е. автомагматических месторождений. Это и понятно, так как составы рудных расплавов и условия их кристаллизации существенно не меняются, лишь ускоряются явления фракционирования.

В заключение приводим классификацию генетических типов хромитовых месторождений.

Генетические типы хромитовых месторождений

А. Протомагматические, аккумуляционные

Б. Гистеромагматические

I. Автомагматические

1. Сингенетические, ранние гистеромагматические (из остаточных расплавов с низкой концентрацией рудообразующих элементов)
 - а) Фракционированные
 - б) Слабо- или нефракционированные
2. Смешанные син- и эпигенетические (из остаточных расплавов со средней до высокой концентрацией рудообразующих элементов)
 - а) Фракционированные
 - б) С признаками фракционирования и ликвации
 - в) Слабо- или нефракционированные
3. Эпигенетические, поздние гистеромагматические, частично-эпимагматические (из остаточных расплавов с высокой концентрацией рудообразующих элементов)
 - а) С признаками фракционирования
 - б) С признаками фракционирования и ликвации

II. Гетеромагматические (инжецированные из нижерасположенных зон интрузива)

1. Смешанные, син- и эпигенетические (из расплавов со средней до высокой концентрацией рудообразующих элементов)
 - а) Фракционированные
 - б) С признаками фракционирования и ликвации
 - в) Слабо- или нефракционированные
2. Эпигенетические (из расплавов с высокой концентрацией рудообразующих элементов)
 - а) Фракционированные
 - б) С признаками фракционирования и ликвации

В табл. 13 сведены признаки месторождений по группам и классам внутри групп. Как уже указывалось, наибольшие трудности на практике встретит различение автомагматических и гетеромагматических месторождений. Признаки же, по которым различаются классы внутри группы и их подразделения, достаточно определены и объективны, чтобы предполагать значительные ошибки при их применении.

Некоторые основные положения прогноза хромитовых месторождений уральского типа

Хромитовые месторождения уральского типа находятся исключительно среди ультраосновных пород. Поэтому первой задачей прогноза хромитовых месторождений является определение признаков, которые отличают хромитоносные массивы ультраосновных пород от массивов, не содержащих хромитовых месторождений. Но в пределах хромитоносных массивов могут быть также некоторые его части или зоны, лишенные хромитовых месторождений, и другие части или зоны, концентрирующие в себе хромитовые рудопроявления. Определение признаков, которыми хромитоносные части массивов отличаются от нехромитоносных, является второй задачей прогноза. Третьей задачей прогноза следует считать определение типов

хромитовых месторождений, которые можно ожидать при той или иной совокупности признаков предполагаемой хромитоносности массива или его части. И, наконец, четвертой задачей прогноза является обоснование предположений о качестве хромитовых руд.

Как следует из ранее изложенных материалов, хромитовые месторождения в преобладающем числе случаев залегают среди дунитов. Поэтому первым признаком, указывающим на высокую вероятность нахождения в данном массиве хромитовых месторождений, является более или менее значительное развитие дунитовых фаций. Последние могут образовывать самостоятельные площади или же входить в состав дунито-перидотитовых комплексов.

В дифференцированных массивах, с обособленными зонами дунитов, дунито-перидотитовых комплексов, перидотитов и пироксенитов, подавляющее число месторождений локализуется также среди дунитов и дунито-гарцбургитовых комплексов. Чисто перидотитовые и пироксенитовые зоны содержат лишь спорадические месторождения, обычно незначительных размеров.

В дунитовых частях массивов или в дунитовых фациях дунито-перидотитовых комплексов могут быть представлены все три класса автомагматических месторождений: сингенетические, смешанные син- и эпигенетические, эпигенетические. Наиболее часто представлены смешанные син- и эпигенетические; сингенетические же и эпигенетические встречаются относительно реже, однако эпигенетические могут достигать значительных размеров и располагаться, в случае дунито-перидотитовых комплексов, также и среди перидотитовых фаций этих комплексов.

Качество руд рассматриваемых месторождений варьирует от среднехромистых до высокохромистых, среди них могут быть все три подтипа — хромитовые, алюмохромитовые и хромпикотитовые (стр. 25). Чем ближе валовой состав магмы данного интрузива к перидотитовому, т. е. чем меньше относительная роль дунитов, тем беднее хромшпинелид и руды хромом, а соответственно — богаче глиноземом. Поэтому при значительном развитии дунитов можно ожидать хромитовых и алюмохромитовых подтипов, при преобладании перидотитов — вероятен хромпикотитовый подтип.

При прогнозах качества руд необходимо выяснить, не образован ли предполагаемый хромитоносный участок дополнительным внедрением дунитовой магмы из глубинного очага. В таких случаях состав рудообразующего хромшпинелида и руд не будет зависеть от валового состава магмы главной части интрузива; можно ожидать при этом, что руды будут относиться к высокохромистому типу.

При отсутствии в данном массиве площадей развития дунитов или дунито-перидотитовых комплексов вероятность нахождения хромитовых месторождений резко снижается. Автомагматические месторождения в чисто перидотитовых или перидотито-пироксенитовых массивах и в сходных по составу зонах дифференцированных, дунит-содержащих массивов, образуются редко, обладают малыми размерами.

В противоположность этому, месторождения гетеромагматического типа, обладающие отчетливыми признаками эпигенетичности по отношению к вмещающим перидотитам, могут достигать значительных размеров и представлять первостепенный промышленный интерес. Предполагается, что рудные расплавы, давшие такие месторождения, проникли по тектоническим трещинам из глубоких зон интрузива, где имелась дунитовая магма, отщеплявшая остаточные рудные расплавы. Предполагается, следовательно, что условием появления таких месторождений являются такие тектонические воздействия в период отщепления остаточных рас-

Признаки \ Типы месторождений	Соотношение первичных составов рудообразующего и акцессорного хромшпинелидов	Формы рудных обособлений (не считая вторичных тектонических нарушений)	Характер границ рудных обособлений с вмещающей породой
1	2	3	4
А. Протомагматические, аккумуляционные	Составы того и другого близки	Шлиры, рудные псевдослои	Не резкие, иногда нижние границы псевдослоев резкие
Б. Гистеромагматические	Составы того и другого близки		
I. Автомагматические			
1. Сингенетические			Не резкие, но с быстрым переходом к вмещающим безрудным породам
а) Фракционированные		Шлиры, плоские линзы, струи	
б) Слабо- или нефракционированные		Гнезда, выпуклые линзы, неправильные обособления	
2. Смешанные син- и эпигенетические			Частью не резкие, но с быстрым переходом к вмещающим безрудным породам, частью вполне резкие
а) Фракционированные		Жилообразные шлиры, плоские линзы, струи, с подчиненными артеритами, жилами	
б) С признаками фракционирования и ликвации		То же	

хромитовых месторождений

Текстуры (и структуры) руд	Дополнительные признаки	Примеры месторождений, относящихся к данному типу
5	6	7
<p>Рудные вкрапленники более или менее равнозернистые, с постепенными переходами от сгущений к разрежениям</p> <p>Редкие вкрапленники такситовые, обычно эвтакситовые (полосчатые), более или менее равнозернистые</p> <p>Редкие вкрапленники равномерные и более или менее равнозернистые, изредка — обособленные гнезда и линзы массивных руд</p> <p>В преобладающем развитии средне- и густовкрапленные руды, такситовые, обычно эвтакситовые (полосчатые), со шлирами и линзами более густых вкрапленников. В подчиненных количествах жилкообразные шлиры и артериты таких же руд. Краевые части нередко представлены разреженными такситовыми вкрапленниками</p> <p>То же с подчиненными линзами, шлирами или пятнистыми участками нодулярных руд или заметным развитием массивных руд</p>	<p>Окружающей и непосредственно вмещающей породами чаще являются дуниты или дунито-гардбургитовый комплекс. Редже месторождения залегают среди перидотитов; непосредственно вмещающей породой и в этих случаях являются дуниты и лишь иногда перидотиты</p> <p>Иногда среди вкрапленника проходят почти сингенетичные маломощные дунитовые жилки</p> <p>Нередко среди вкрапленников проходят почти сингенетические маломощные жилки серпентинизированного дунита, также секущие жилки с хромактонолитом, хромдиоксидом, хромхлоритами и серпентином</p>	<p>Среди уральских месторождений, может быть, к этому типу относится Сарановское</p> <p>Саксей (в массиве Узьинский Крака), Южно-Песчанские (Верхне-Уфалейский массив)</p> <p>Наблюдаются только в виде небольших рудопроявлений, промышленных масштабов не достигают. Обособленные гнезда массивных руд — в малых масштабах в боковых дунитах, месторождение им. Менжинского</p> <p>Северо-Песчанские (Верхне-Уфалейский массив), им. Менжинского (Южный Крака), Хабаровские</p> <p>Южно-Кемпирсайские (Гигант, Спорное, Алмаз), Аккаргинские</p>

Признаки Типы месторождений	Соотношение первичных составов рудообразующего и акцессорного хромшпинелидов	Формы рудных обособлений (не считая вторичных тектонических нарушений)	Характер границ рудных обособлений с вмещающей породой
1	2	3	4
в) Слабо- или нефракционированные 3. Эпигенетические а) С признаками фракционирования б) С признаками фракционирования и ликвации		Гнезда, выпуклые линзы, неправильные обособления Жилообразные шпирь, артериты, жилы, столбы	Резкие; иногда сопровождается импрегнацией хромшпинелидов во вмещающие породы
II. Гетеромагматические	Составы рудообразующего и акцессорного хромшпинелидов существенно отличны	Четочные линзы, жилообразные шпирь, жилы, столбы	
1. Смешанные син- и эпигенетические а) Фракционированные б) С признаками фракционирования и ликвации в) Слабо- или нефракционированные			Как в I-2
2. Эпигенетические а) С признаками фракционирования б) С признаками фракционирования и ликвации		Как в I-3	

Текстуры (и структуры) руд	Дополнительные признаки	Примеры месторождений, относящихся к данному типу
5	6	7
<p>Более или менее концентрированные равномерные вкрапленники гипидиоморфнозернистой структуры</p> <p>В преобладающей массе — почти сплошные неравнозернистые, обычно крупнозернистые руды или очень густые вкрапленники, с подчиненными участками вкрапленников различной густоты</p> <p>То же, с участками нодулярных руд</p>	<p>Жилки и прожилки, как в 2а, минералы жилок нередко присутствуют и в цементе руд</p> <p>Окружающая порода — не дунит (перидотиты, пироксениты). Непосредственно вмещающей породой часто является дунит, образующий как бы оболочку рудного тела</p>	<p>Непрсмышленные рудопроявления</p> <p>Вершина (Алапаевский массив). Гологорское, Бурановское в северной части Кемпирсайского массива</p> <p>Месторождения северной части Кемпирсайского массива</p>
<p>Как в I-3а</p> <p>Как в I-3б</p> <p>Как в I-3в</p>	<p>В непосредственно вмещающих дунитах и в цементе руд иногда метасоматически возникают пироксениты с образованием как бы вторичных перидотитов, местами характерного очкового строения</p>	<p>Месторождения в лерцолитовой зоне массива Северный Крак</p>
<p>Как в 1-3а</p> <p>Как в 1-3б</p>	<p>То же</p>	<p>Октябрь (гора Верблюжья)</p>

плавов, которые могут образовать крупные разломы в теле почти зак-ристаллизовавшегося дифференцированного ультраосновного интрузива. На Урале такие условия, по-видимому, существовали в тех зонах, куда позднее внедрялись крупные варисские гранитные интрузивы, поскольку внедрение гранитной магмы происходит по глубоким разломам. Примером служит Верблюжьегорский хромитоносный массив, расположенный у восточной окраины большого Джабык-Карагайского гранитного массива.

По составу руды таких месторождений, вероятно, должны относиться к типу среднехромистых хромитовых или, что вероятнее, — алюмохромитовых, поскольку в петрографическом составе данного массива в целом существенную роль играют перидотиты.

Особое место занимает на Урале Сарановский перидотитовый массив с его крупнейшими, вероятно, аккумуляционными месторождениями. Аналогов этого массива пока на Урале не обнаружено, поэтому мы исключили его из прогнозных рассмотрений.

Весьма важное значение для детализации прогнозов имеют закономерности, связанные с геологическим возрастом, формой, протектоникой и степенью эрозии ультраосновных массивов. Однако этих вопросов мы касаться не можем, так как они выходят за пределы содержания нашей работы.

В полном объеме все вопросы прогноза хромитов на Урале затрагиваются в работе «Хромитоносность Урала» (1941), подготовленной Хромитовой группой ИГН под руководством автора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе, на основе многолетних наблюдений автора и суммирования материалов других исследователей, рассмотрены вопросы, касающиеся состава хромитовых руд Урала и условий их кристаллизации.

Сделаны следующие основные выводы и предложения.

1. Среди хромитовых руд Урала преобладают такие их разновидности, в которых рудный минерал — хромшпинелид — присутствует в количествах не менее 70%, а нерудные минералы — оливин, серпентин, хлориты и др. — в количествах не более 30%. Поэтому вариации химического состава хромитовых руд в основном зависят от различий в составах рудообразующих хромшпинелидов.

2. Среди природных хромшпинелидов, которые, как первичные, связаны исключительно с ультраосновными породами или продуктами их метаморфизма, отсутствуют разновидности с содержанием менее 5% (молекулярных) Al_2O_3 , менее 10% Cr_2O_3 , менее 10% FeO и менее 15% MgO . Fe_2O_3 присутствует в природных хромшпинелидах в ограниченных количествах, причем условием более высокого содержания Fe_2O_3 является повышенное содержание Cr_2O_3 .

Состав природных хромшпинелидов функционально связан с составом ультраосновных пород. Особенности химизма последних объясняют те ограничения в изоморфизме окислов двух- и трехвалентных элементов, с которыми связаны отмеченные выше пределы содержания отдельных окислов в природных хромшпинелидах. Уточнена и расширена номенклатура видов и разновидностей природных хромшпинелидов на основе классификации Болдырева; предложено хромитом называть магнезиально-железистый, а не чисто железистый хромшпинелид.

3. Предложена расширенная классификация типов хромитовых руд по составу, в которой выделяются классы: весьма высокохромистый, высокохромистый, среднехромистый, низкохромистый и обогатительный, с подвидами: хромитовый, алюмохромитовый и хромпикотитовый и об-

шим подразделением на железистые и маложелезистые. Для каждого подразделения указаны пределы содержания ведущих окислов: Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO , MgO и SiO_2 . Предложенная классификация может быть применена как промышленная классификация хромитовых руд.

4. Хромитовые месторождения залегают в тех или иных петрографических фациях ультраосновных массивов. По фациальному составу ультраосновные массивы разделяются на несколько типов, которые могут быть разбиты на две большие группы: а) содержащие дунитовые фации и б) не содержащие последних в заметных количествах. Хромитовые месторождения связаны преимущественно с массивами первой группы и залегают преимущественно в дунитовых или в дунито-гарцбургитовых фациях.

В массивах второй группы или в перидотитовых фациях массивов первой группы, хромитовые месторождения встречаются значительно реже, однако и здесь известны крупные рудные тела. Они являются эпигенетическими по отношению к перидотитам. Основным источником хромитовых руд являются дунитовые магматические расплавы.

5. Промышленные месторождения хромитовых руд являются результатом кристаллизации остаточных расплавов ультраосновных магм, которые обособляются отдельными замкнутыми участками в заканчивающих свою кристаллизацию ультраосновных интрузивах. Обособления остаточных расплавов содержат различные количества растворенных летучих (главным образом воды в надкритическом состоянии) и обладают, в связи с этим, различной концентрацией рудообразующих элементов.

Исходя из характера руд, предполагается, что могут независимо обособляться остаточные рудные расплавы с низким, средним, богатым и очень богатым содержанием рудных элементов и растворенных летучих.

6. Анализ рудных структур и текстур показывает, что господствующим порядком кристаллизации остаточных рудных расплавов является кристаллизация по схеме, близкой к эвтектической.

Ведущими компонентами системы являются хромшпинелид и оливин. Содержание других компонентов — растворенных летучих и небольших количеств некоторых петрогенных окислов (CaO и др.) — усложняет порядок кристаллизации, который может быть определен лишь как «анхи-эвтектический». Главным представителем анхи-эвтектических структур является силикатно-рудный агрегат гинидиоморфнозернистой структуры с составом: около 80% хромшпинелида и около 20% оливина.

На облике структур рудных агрегатов весьма сильно отражаются два обстоятельства: а) большая скорость кристаллизации хромшпинелида по сравнению с оливином и б) значительное понижение вязкости или повышение скорости диффузии на поздних стадиях кристаллизации, когда происходит дальнейшее обогащение рудными элементами и растворенными летучими.

Конечным результатом кристаллизации рудных расплавов с бедным и средним содержанием рудных элементов является анхи-эвтектический агрегат — густой равномерный рудный вкрапленник. Он редко остается в интерстициях, чаще — отделяется от выпавшего раньше оливина. Такие богатые вкрапленные руды наиболее распространены среди хромитовых руд.

Кристаллизация обособленных богатых рудных расплавов происходит с явлениями ликвации их на очень богатую рудную жидкость и рудно-силикатную жидкость, в которой содержание силикатообразующих окислов все же меньше, чем в анхи-эвтектической смеси. Из первой жидкости могут образоваться рудные нодулы, которые чаще остаются на месте, среди анхи-эвтектического агрегата. Реже эмульсионные капли скопляют-

ся в обособленные массы, которые при движении могут разбиваться на крупные или образовывать шпилы массивных руд. Преимущественно же шпилы богатых руд являются результатом непосредственной кристаллизации обособившихся очень богатых рудных расплавов. В случаях очень высокой концентрации летучих богатые рудные расплавы кристаллизуются позднее других рудных агрегатов, с выпадением в интерстициях рудных зерен не оливина, а пневматолито-гидротермальных минералов — метасиликатов, хлоритов и др.

7. На формирование текстур хромитовых руд влияют следующие факторы: а) первичная неоднородность рудного расплава; б) анхи-эвтектический порядок кристаллизации и явления ликвации; в) перемещение интерстициальной анхи-эвтектической жидкости; г) направленное фракционирование кристаллизующихся расплавов в условиях стресса, вызывающего в первых прерывное ламинарное движение; д) близкие инъекции поздних фракций кристаллизующихся расплавов; е) коррозии рудными расплавами ранее затвердевших дунитов или беднокрапленных агрегатов.

Участием перечисленных факторов объясняются различные петельчатые и пятнистые текстуры, разнообразные эвтакситовые текстуры, орбикулярные, т. е. с сферическими обособлениями силикатных агрегатов, и др.

8. При благоприятных тектонических условиях остаточные рудные расплавы могут инжектироваться на некоторые расстояния в пределах данного интрузива и образовывать эпигенетические рудные тела в других фациях ультраосновных пород.

9. На основе синтеза всех новых данных по условиям нахождения и кристаллизации хромитовых месторождений предложена расширенная классификация типов хромитовых месторождений. Последние разделены, во-первых, на две группы: а) протоматматические — аккумуляционные и б) гистероматматические.

В пределах последней группы выделены типы с различным отношением остаточных расплавов к фациям ультраосновных пород, в которых залегают месторождения: автомагматические, т. е. образованные остаточными расплавами той же частной магмы, из которой возникли и вмещающие ультрабазиты, и гетероматматические, когда остаточный расплав инжектирован в соседние петрографические зоны интрузива. Те и другие разбиты на сингенетические, смешанные син- и эпигенетические и эпигенетические. В гетероматматических месторождениях подвид сингенетических месторождений отсутствует. Месторождения, относящиеся к тому или иному подразделению, характеризуются объективными признаками и имеют примеры среди известных месторождений.

10. Предложенная классификация, вместе с данными о связях месторождений с различными фациями ультраосновных массивов, позволяет высказать некоторые положения для прогноза месторождений. Основное значение имеют следующие. Хромитовые месторождения преимущественно находятся среди дунитовых фаций; здесь могут быть представлены все типы автомагматических месторождений. В чисто перидотитовых массивах или перидотитовых фациях дифференцированных ультраосновных массивов месторождения встречаются реже, и здесь практическое значение преимущественно имеют тип гетероматматических месторождений. Для появления значительных рудных тел этого типа необходимы соответствующие тектонические условия — образование крупных трещин в теле ультраосновного интрузива в период обособления остаточных расплавов.

Своей работой автор стремился к двум целям:

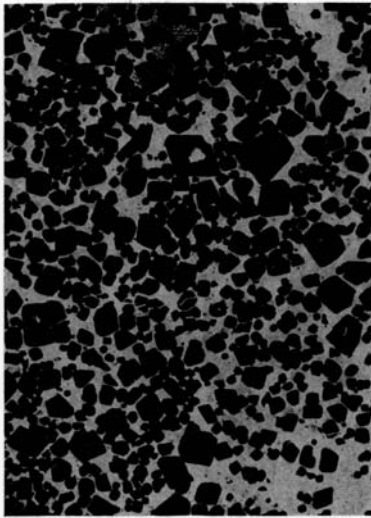
1. Изложить и синтезировать те новые данные о геологическом положении хромитовых месторождений и об условиях кристаллизации хромитовых руд, которые были получены за последние годы, и тем самым по-

казать, не схематизируя, многообразие условий, в которых формируются промышленные хромитовые месторождения.

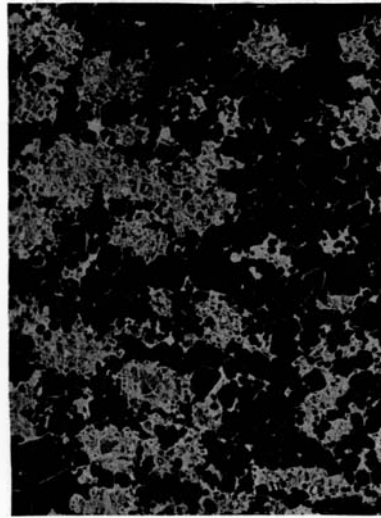
2. Дать геологам, имеющим дело с хромитовыми месторождениями, такие материалы, которые стимулировали бы углубленные наблюдения особенностей месторождений и помогали бы осмысливанию этих особенностей как результатов геологической обстановки и физико-химических условий формирования данного месторождения.

Всякое же углубление геологических наблюдений, руководимое научно-обоснованными предпосылками, безусловно, повысит качество работы геолога и улучшит конечные результаты ее, будет ли это разведка месторождения или поиски новых месторождений.

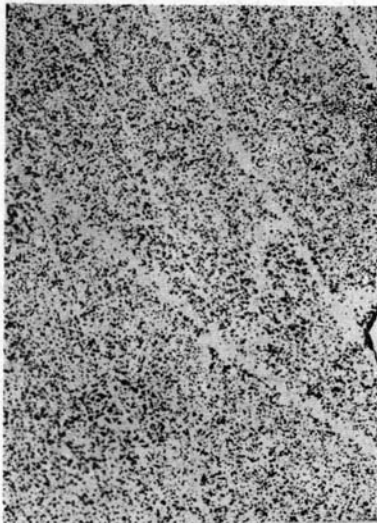
Автор не ставил целью настоящего исследования охватить во всей полноте проблему генезиса хромитовых месторождений. Впереди еще много работы, в особенности в сфере анализа конкретных геологических условий нахождения хромитовых месторождений. Но автор хотел бы надеяться, что те вопросы, которые затронуты в его работе, привлекут внимание геологов, изучающих магматические месторождения, и послужат к дальнейшим успехам в деле выявления сырьевых богатств нашей Родины.



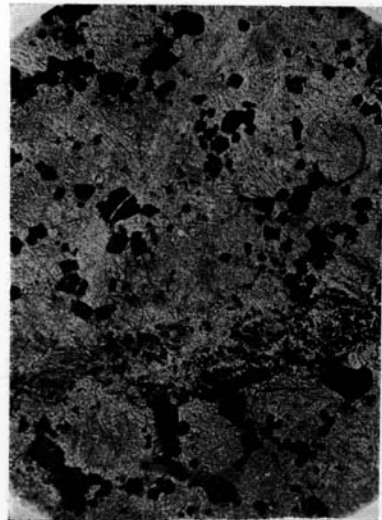
Фиг. 1— Мелкозернистый хромитовый вкрапленник с идиоморфными зернами хромшпинелидов. Серая основная масса — серпентин по оливину. Месторождение 5-II в Хабаровском массиве. Без анализатора. Лин. увел. 16



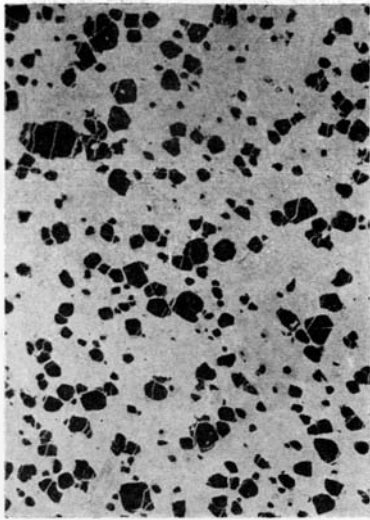
Фиг. 2— Хромитовая руда очковопетельчатой текстуры с гипидиоморфными зернами хромшпинелидов. Серое — серпентин с реликтами оливина. Месторождение 5-I в Хабаровском массиве. Без анализатора. Лин. увел. 25



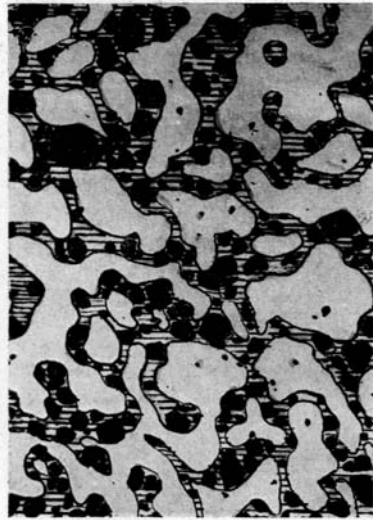
Фиг. 3— «Маковый» хромитовый вкрапленник, обладающий криптопетельчатой микротекстурой. Видны жилки серпентинизированного дунита. Месторождение Сансей в массиве Средний Крака. Обр. 32 г. 37/С. Натур. вел.



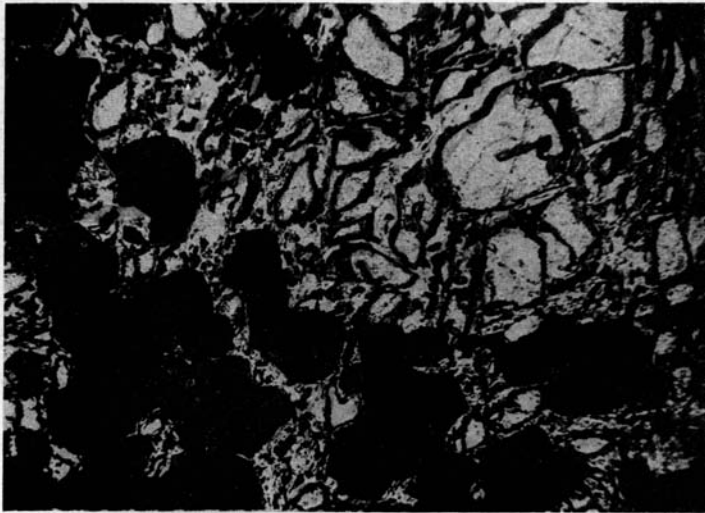
Фиг. 4— Редкий хромитовый вкрапленник с микропетельчатой текстурой. Черное — хромшпинелид, серое — серпентин по оливину. Хабаровский массив, обр. 199. Без анализатора. Лин. увел. 16



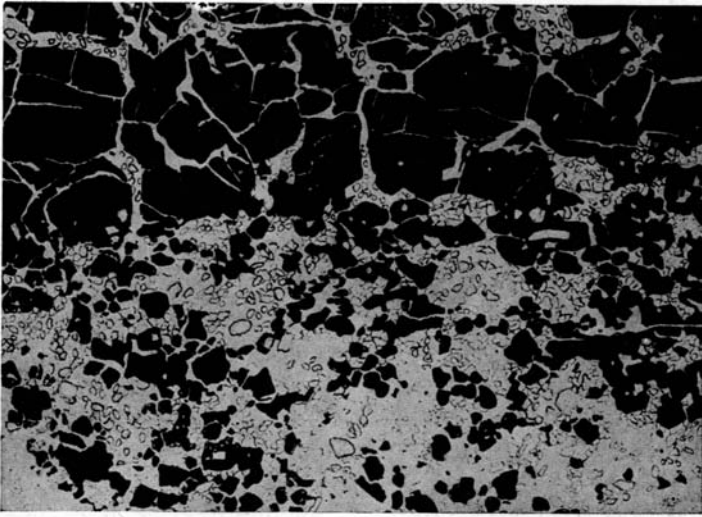
Фиг. 1— Редкий «яблочный» включения криптопетельчатой микротекстуры. Серая основная масса — серпентин по оливину. Месторождение Левый Саксей в массиве Средний Крака. Обр. 128/36 г. П. Без анализатора.
Лин. увел. 8



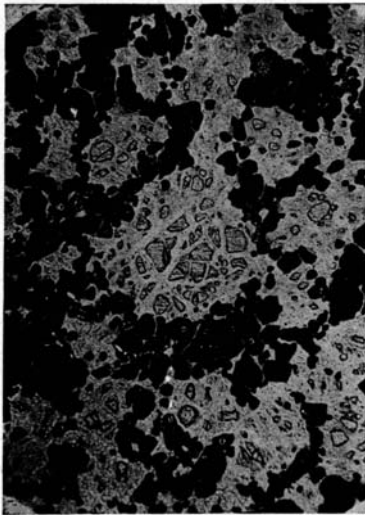
Фиг. 2— Та же микрофотография; петли криптопетельчатой текстуры заштрихованы



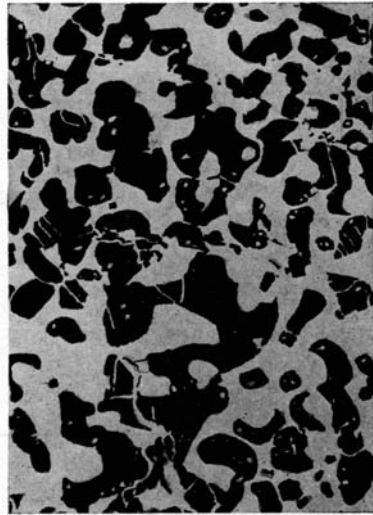
Фиг. 3— Микрофото хромитового включения петельчатой текстуры. Снята часть оливинового ядра и охватывающей рудно-силикатной петли. Оливин ядра серпентинизирован слабо. Ключевский массив. Обр. 55/37 г. С. Лин. увел. 30



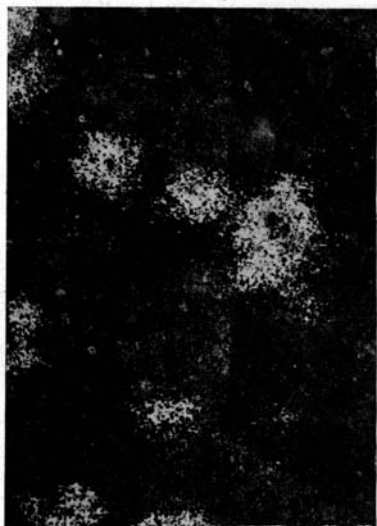
Фиг. 1— Микрофото полосчатой руды. В полосе разреженной вкрапленности ясное петельчатое строение; в ядрах петель много реликтового оливина. Ключевский массив. Обр. 48/37 г. С. Лин. увел. 6



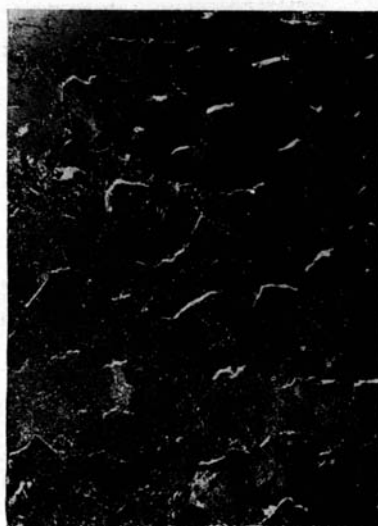
Фиг. 2— Хромитовый вкрапленник микропетельчатой текстуры. В агрегате, слагающем петли, силикатных минералов мало, структура приближается к сидеронитовой. Месторождение 5-II Хабаровинского массива. Обр. 118-X. Без анализатора. Лин. увел. 16



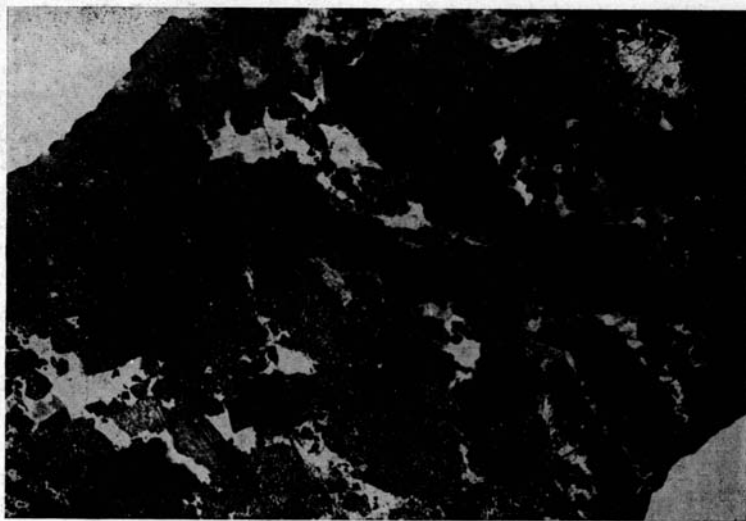
Фиг. 3— Хромитовый вкрапленник паналлотриоморфной структуры. Белое — серпентин по оливину. Зарисовано со шлифа, спроектированного на экран. Лин. увел. 6



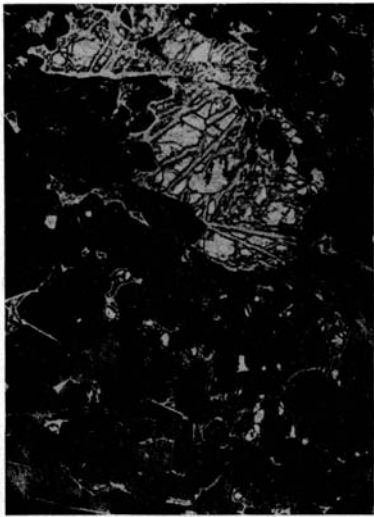
Фиг. 1— Массивная среднезернистая руда спятнами вкрапленника; структура последнего изображена на табл. III, 3. Месторождение Успенское, в массиве того же названия. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



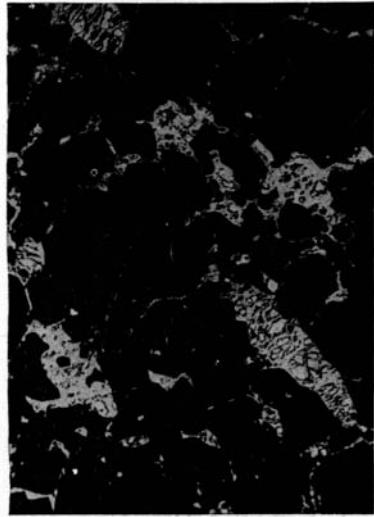
Фиг. 2— Крупнозернистая массивная хромитовая руда. Месторождение «Шарышкинская разведка» в массиве Средний Крака. Обр. 47/37 г. С. Натур. вел.



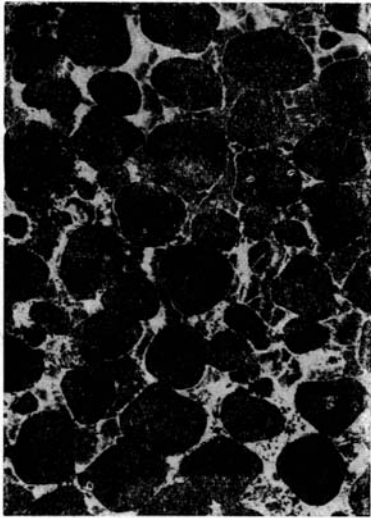
Фиг. 3— Крупнозернистая массивная хромитовая руда; в интерстициях хромактинолит (серые зерна со спайностью), хлорит и серпентин. Месторождение Кершин лог, в массиве Южный Крака. Обр. 388/36 г. П. Натур. вел.



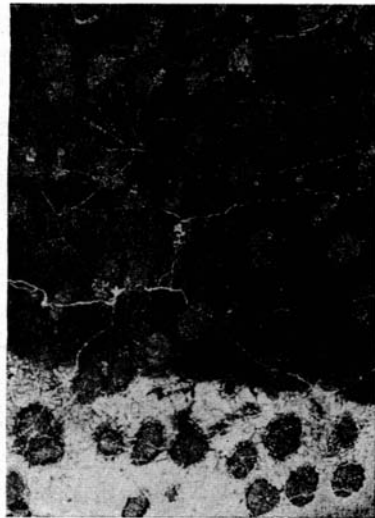
Фиг. 1—Массивная руда с паналлотриоморфно-зернистой структурой. В интерстициях оливин и серпентин по оливину. Месторождение Козловское II-бис в Ключевском массиве. Обр.48/37 г. С. Без анализатора. Лин. увел. 8



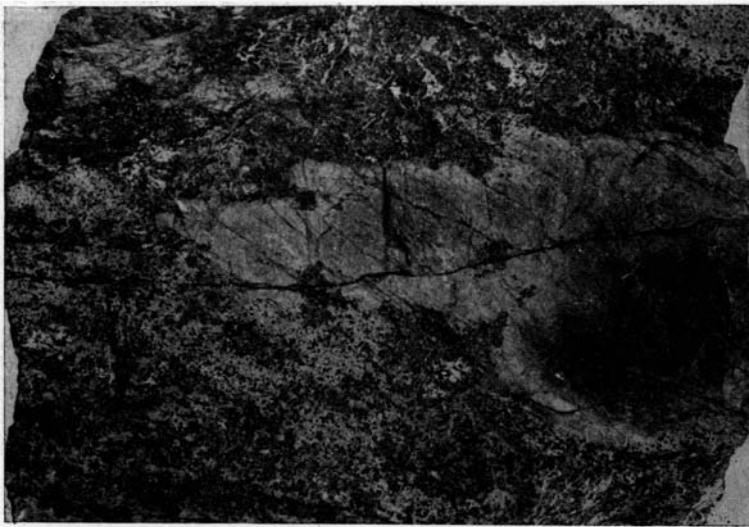
Фиг. 2— Массивная руда с гипидиоморфно-зернистой структурой. В интерстициях и пятнистых выделениях — частично серпентинизированный оливин. Рудный выход к югу от месторождения Козловское II-бис в Ключевском массиве. Обр. 50/37 г. С. Без анализатора. Лин. увел. 8.5



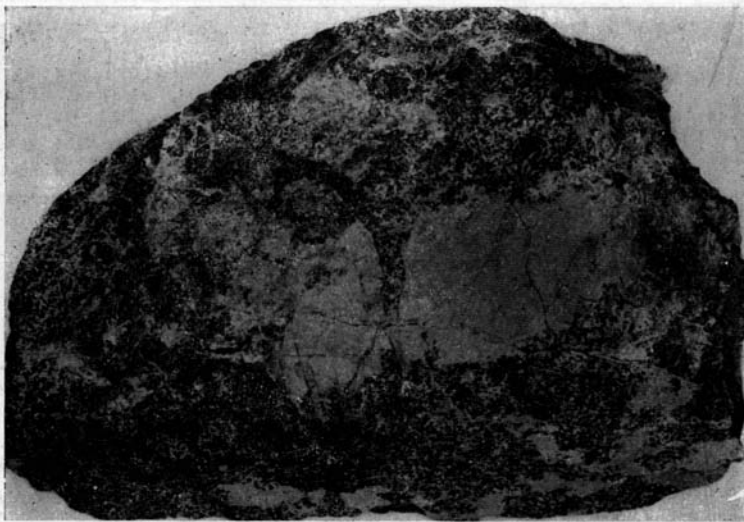
Фиг. 3— Мелконодулярная руда. Светлая основная масса—выветрелый серпентин; темная — свежий серпентин. Месторождение № 90 в Халиловском массиве. Натур. вел.



Фиг. 4— Нодулярная руда с округленно-полиэдрическими нодулями. Месторождение Нодулевая Яма в Ключевском массиве. Обр. 56/37 г. С. Натур. вел.



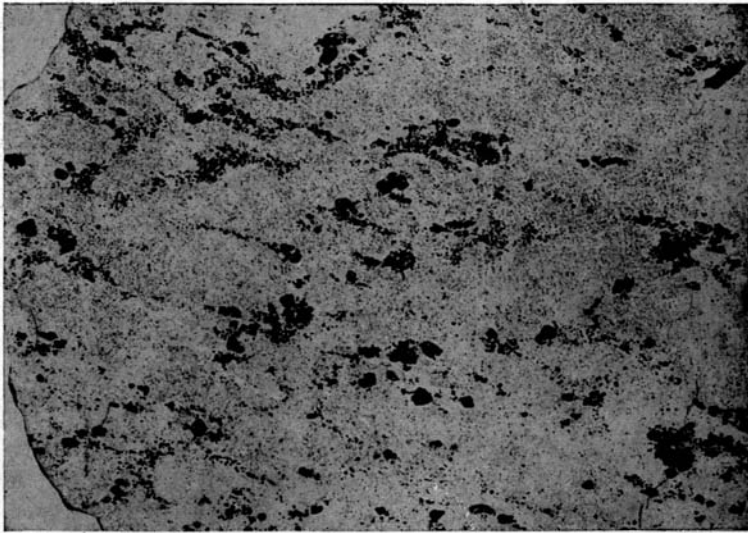
Фиг. 1— Ксенолит дунита во вкрапленной хромитовой руде. Массив Южный Крака. Натур. вел.



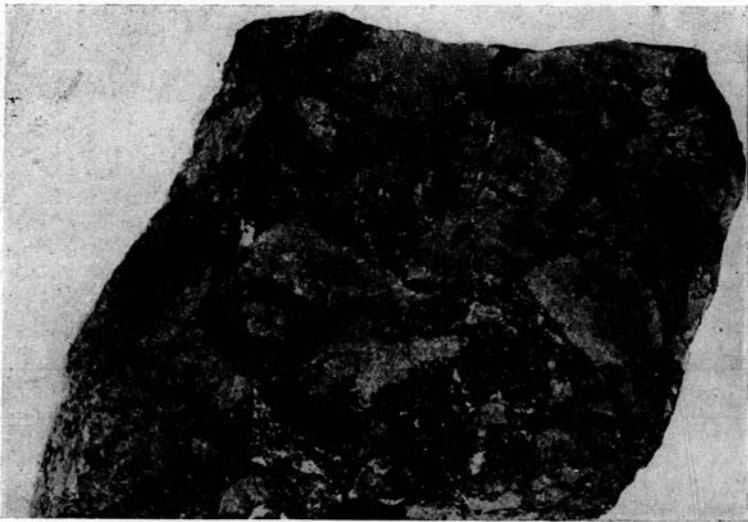
Фиг. 2— Вариант фиг. 1 этой же таблицы. Массив Южный Крака. Обр. 57/35 г. С. Натур. вел.



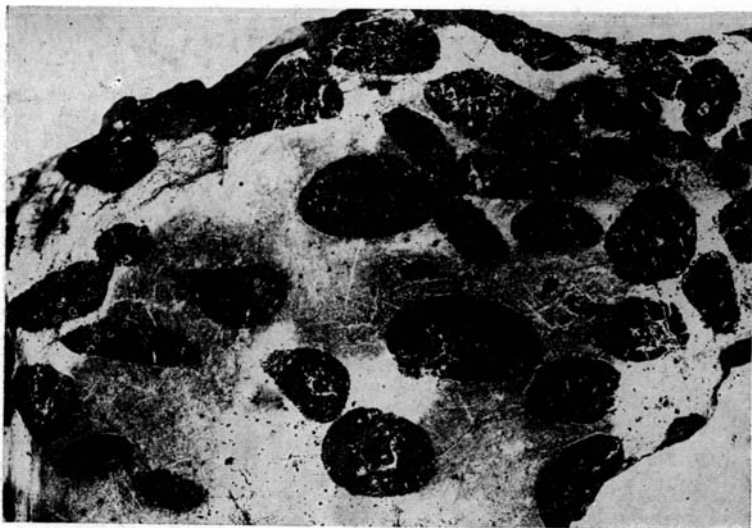
Фиг. 1— Ксенолит дунита в полосчатой хромитовой руде; рядом с ксенолитом проходит секущая жила массивного хромита. Месторождение Малый Башарт в массиве Южный Крака. Natur. вел.



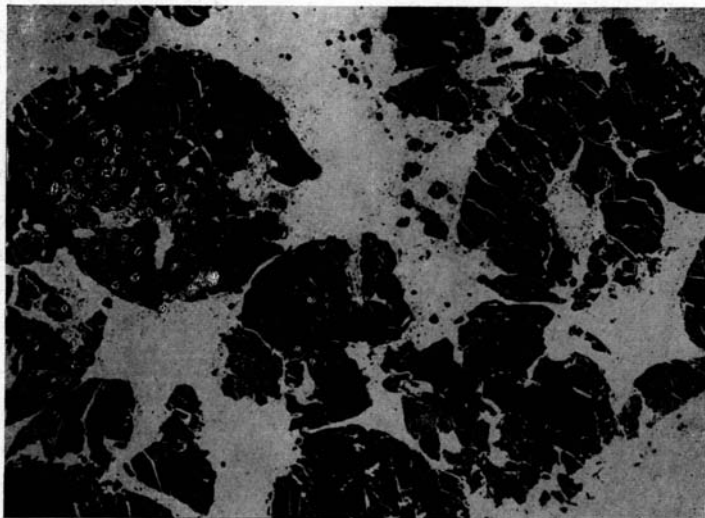
Фиг. 1— Узелково-петельчатая текстура бедного хромитового вкрапленника. Месторождение Левый Саксей в массиве Средний Крака. Обр. 34/37 г. С. Natur. вел.



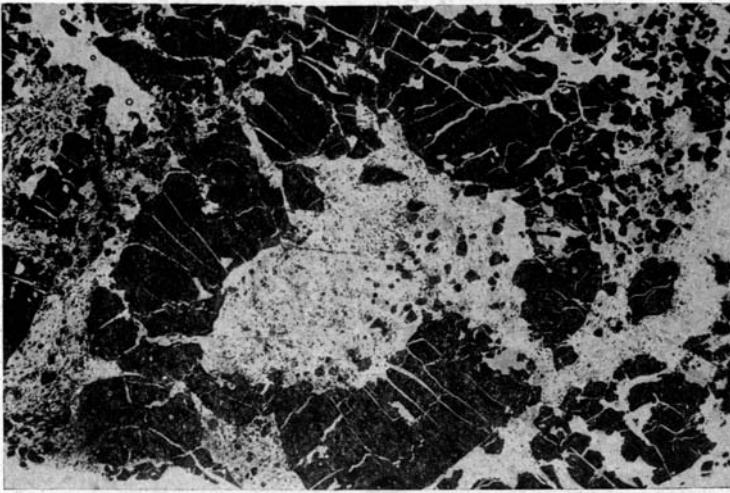
Фиг. 2— Брекчия дунита, сцементированная хромитовой рудой. Месторождение Алимухамедов ключ в массиве Южный Крака. Обр. 135/35 г. П. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



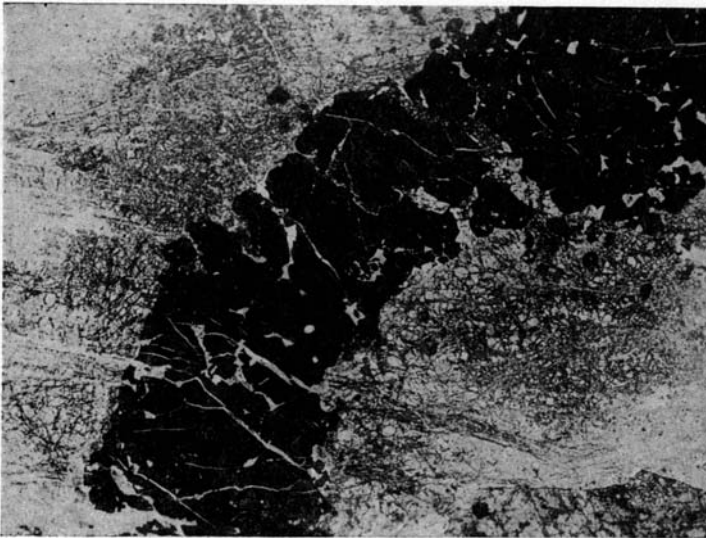
Фиг. 1— Нодулярная руда с уплощенными нодулями. Основная масса — серпентин по оливину. Месторождение № 7 в северной части Кемпирсайского массива. Natur. вел.



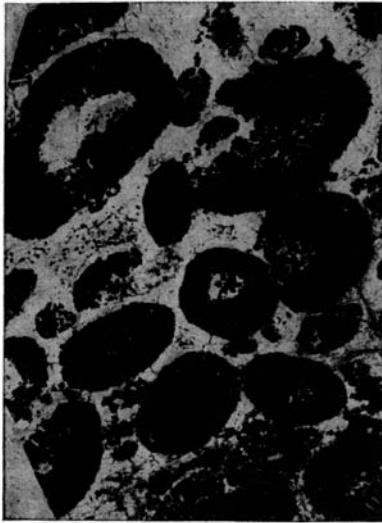
Фиг. 2— Хорошо образованные и несовершенные нодули, слегка катаклазированные. Промежуточная масса — серпентин по оливину. Месторождение «Шарыпкинская разведка» в массиве Средний Крака. Обр. 45/37 г. С. Лин. увел. 7



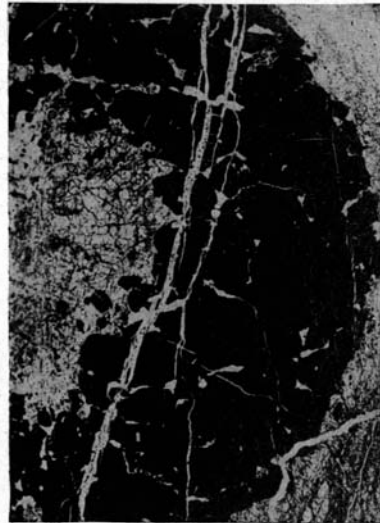
Фиг. 1— Хромитовая нодуля с ядром, сложенным серпентинитом по оливину; такой же серпентинит во вкрапленном агрегате, окружающем нодулю, и в промежутках между отдельными частями рудной оболочки, раздвинутыми при деформации. Трещинки катклава выполнены серпентинитом другой структуры. Без анализатора. Лин. увел. 5



Фиг. 2— Часть нодули с силикатным ядром. Последнее сложено частично серпентинизированным оливином. Гипидоморфные отношения между оливином и хромшпинелидом на границе ядра с оболочкой. Месторождение Ипяг. Колл. А. Г. Бетехтина. Лин. увел. 8



Фиг. 1—Нодули с силикатным и рудосиликатным агрегатом в ядрах. Месторождение Ипяг в Шорджинском массиве. Колл. А. Г. Бетехтина. Natur. вел.



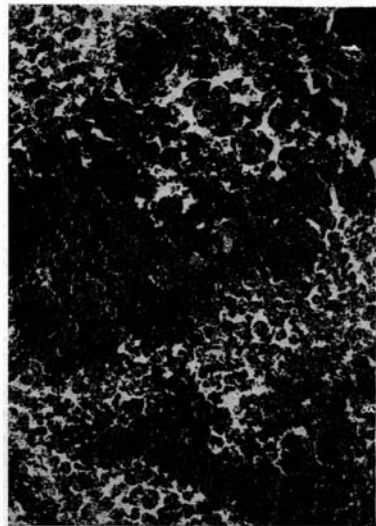
Фиг. 2—Вариант фиг. 2, табл. X.



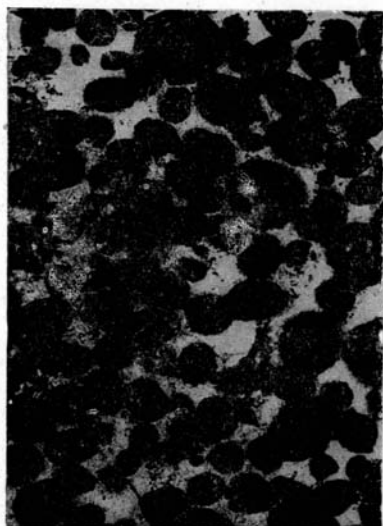
Фиг. 3—Мелкозернистый хромитовый вкрапленник. Месторождение «Шарыпкинская разведка». Natur. вел.



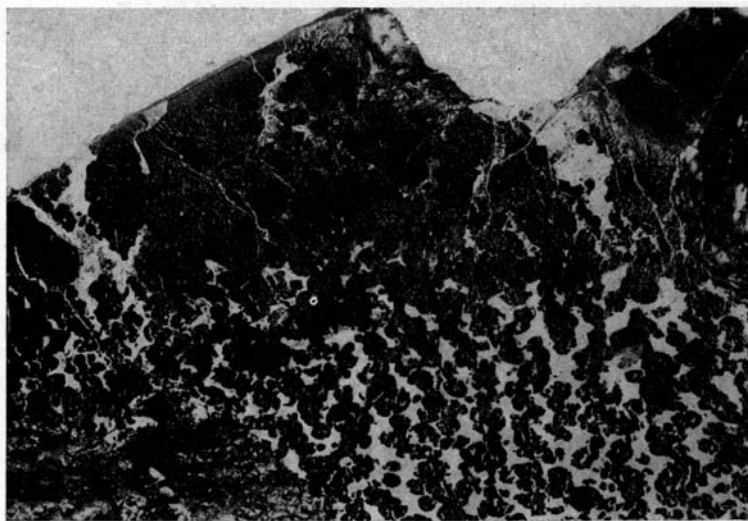
Фиг. 4—Мелконодулярная руда из того же месторождения. Natur. вел.



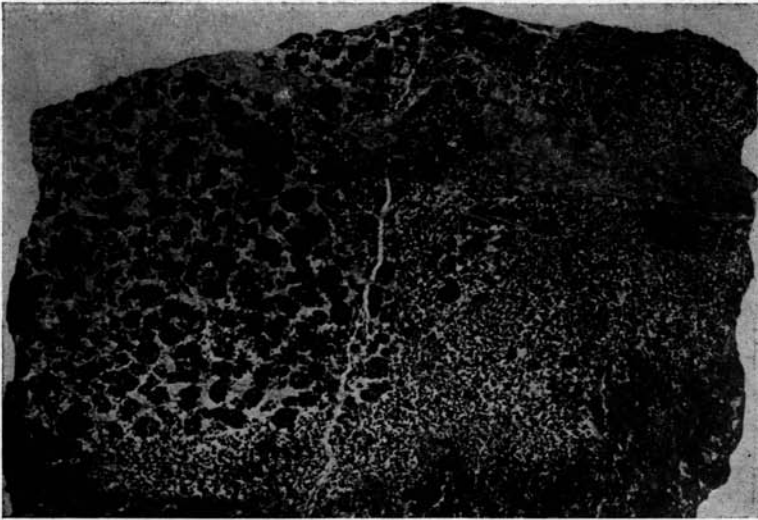
Фиг. 1— Атакситовая руда месторождения «Шарьпкинская разведка». Взаимные переходы между шлирами массивной руды, нодулярной и густовкрапленной, гинидиоморфно-зернистой. Natur. вел.



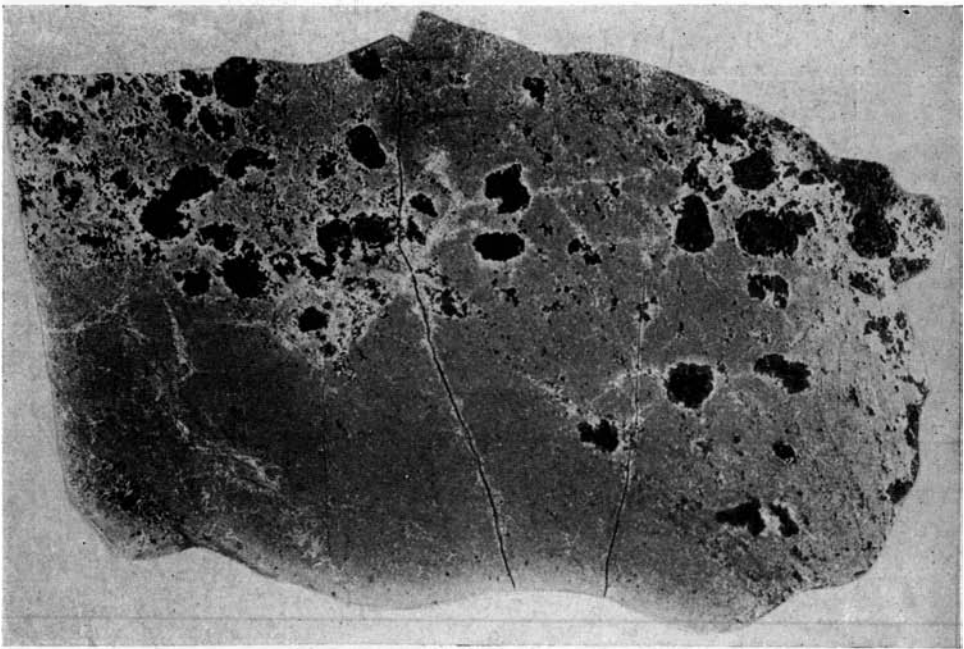
Фиг. 2— Руда с нодулями средних размеров из того же месторождения. Natur. вел.



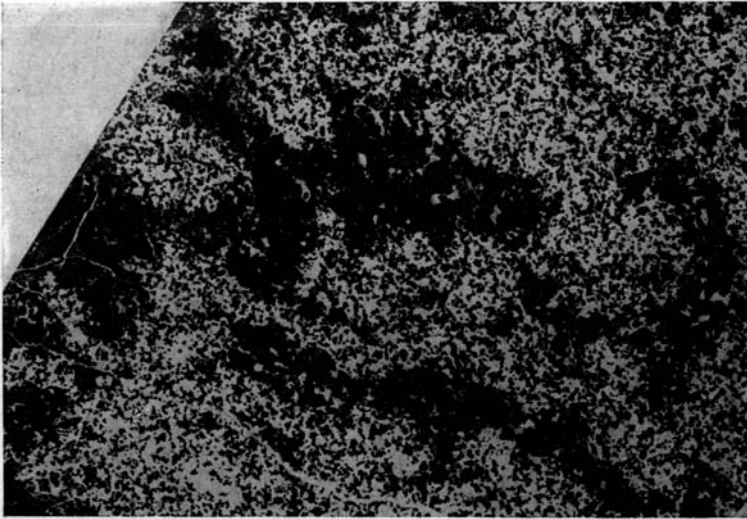
Фиг. 3— Смешанная нодулярновкрапленная руда и ее переход к шлиру массивной руды. Месторождение Большой Башарт в массиве Южный Крака. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



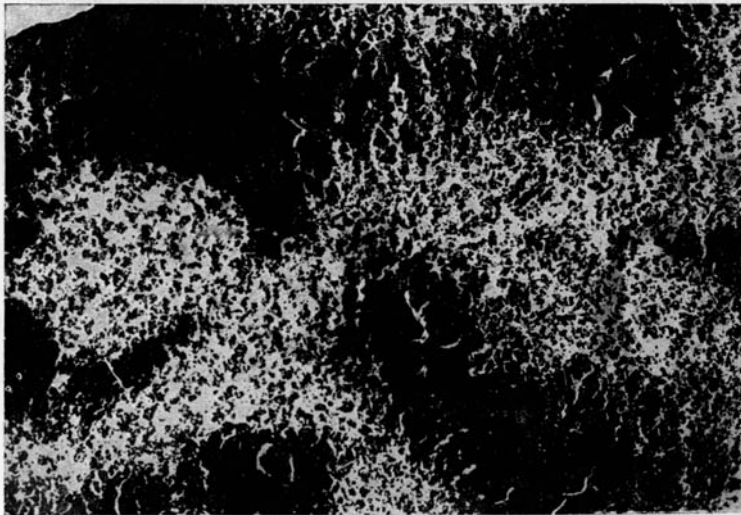
Фиг. 1— Обособление мелконодулярной руды в шлирововкрапленной. Месторождение Большой Башарт. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



Фиг. 2— Рудные нодули в убогом петельчатом вкрапленнике. Массив Южный Крака. Обр. 367/37 г. П. Натур. вел.



Фиг. 1— Вкрапленная руда пятнистой текстуры. Месторождение Саргая, Южный Крак. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



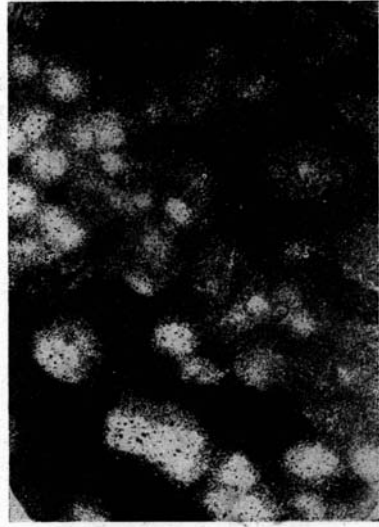
Фиг. 2— Атакситовая вкрапленная руда с выделениями массивных агрегатов. Там же. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



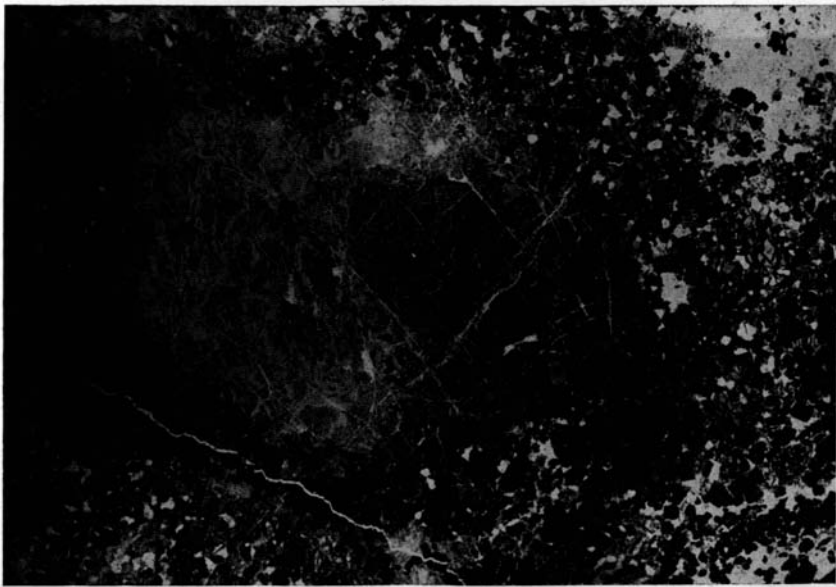
Фиг. 1— Шпир массивного хромита в среднезернистом вкрапленнике.
Месторождение Саргая. Обр. 68/35 г. С. Natur. вел.



Фиг. 1—Хабаровская руда мелкопятнистой текстуры. Месторождение № 3—4. Natur. вел.



Фиг. 2—Вариант той же текстуры. Пятна содержат обильную мелкую рудную вкрапленность и имеют не резкие границы



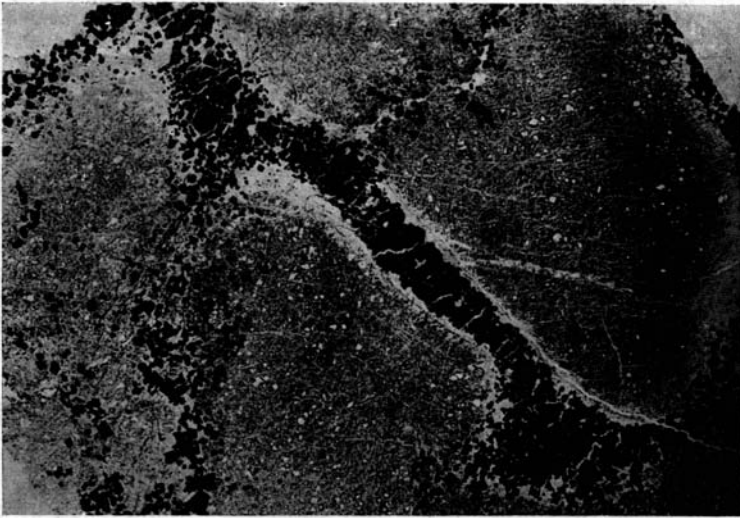
Фиг. 3—Микроструктура образца, изображенного на фиг. 1 этой таблицы. Видны коррозия дунитового включения и идиоморфизм хромшпинелидовых зерен



Фиг. 1—Дунитовая микробрекчия с ориентированно-расположенными и сильно корродированными обособлениями дунита. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



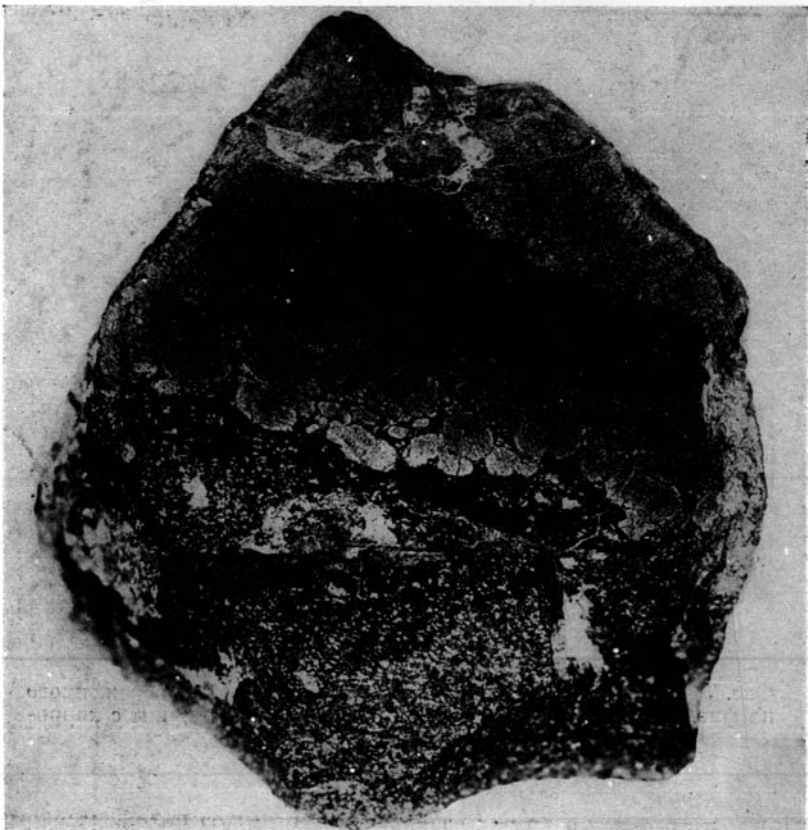
Фиг. 2—Дунитовая микробрекчия, сцементированная богатым мелкозернистым вкрапленником; явления коррозии обломков дунита. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



Фиг. 3—Микрофото шлифа из нижней части штуфа, изображенного на фиг. 2 этой таблицы. Рудная микроинъекция в дунит с коррозией последнего. Лин. увел. 6



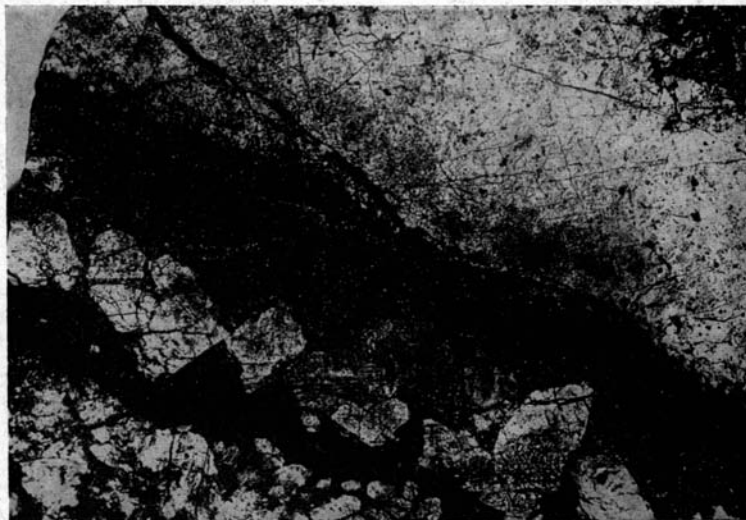
Фиг. 1—Проникновение богатой рудной жидкости в дунит. Сильное коррозионное округление мелких отторженцев дунита. Месторождение II в Хабарнинском массиве. Натур. вел.



Фиг. 2—Вариант текстуры, изображенной на фиг. 1 этой же таблицы. То же месторождение. Натур. вел.



Фиг. 1—Орбикулярная текстура бедной хромитовой руды. Орбикули сложены серпентинизированным дунитом. Месторождение II в Хабаровинском массиве. Natur. вел.



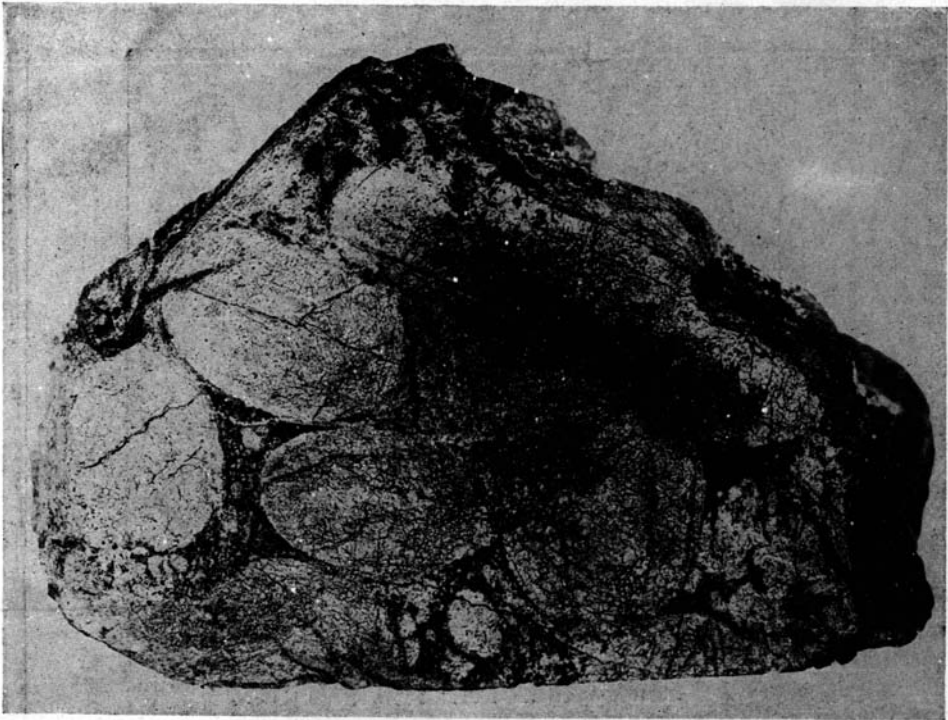
Фиг. 2—Богатая рудная жидкость захватила ряд угловатых отторженцев дунита (серпентинизированного). Месторождение II в Хабаровинском массиве. Обр. 368/37 г. X. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



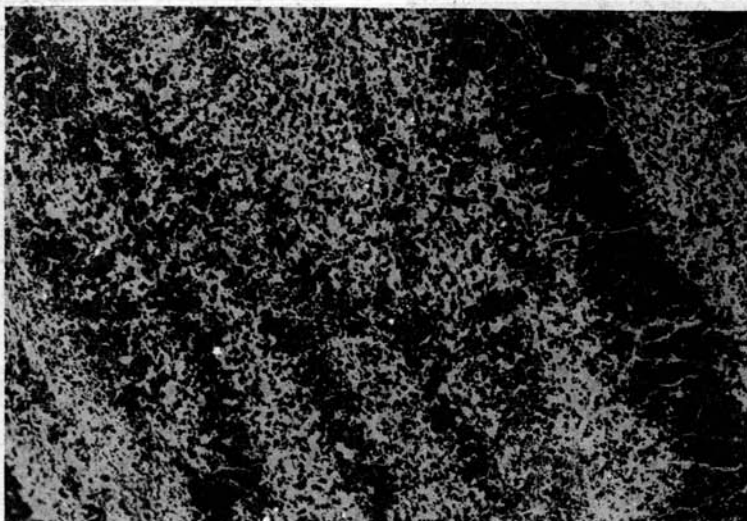
Фиг. 1—Микрофото к фиг. 2 табл. XIX, Рудная жидкость корродировала остроугольные микроксенолитики дунита. Без анализатора. Лин. увел. 6



Фиг. 2—Руда орбикулярной текстуры. Месторождение II в Хабаровнинском массиве. Обр. 14/37 г. X. Natur. вел.



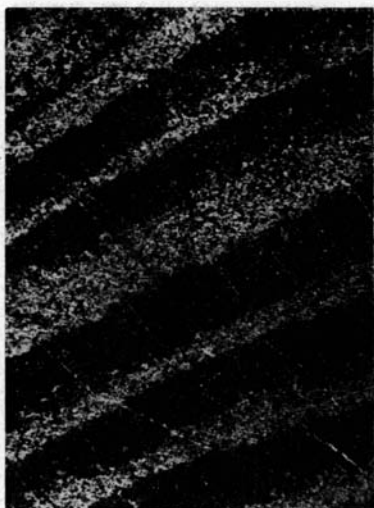
Фиг. 3—Крупные орбикулы серпентинизированного дунита в хромитовом вмещающем. Месторождение II в Хабаровнинском массиве. Natur. вел.



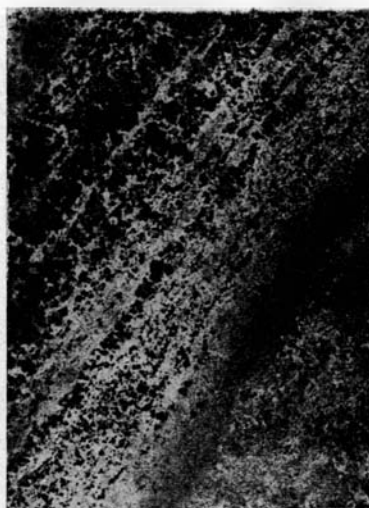
Фиг. 1—Полосчатая текстура руды. Шлировое чередование средневкрапленной и густовкрапленной руды. Месторождение Саргая в массиве Южный Крака. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



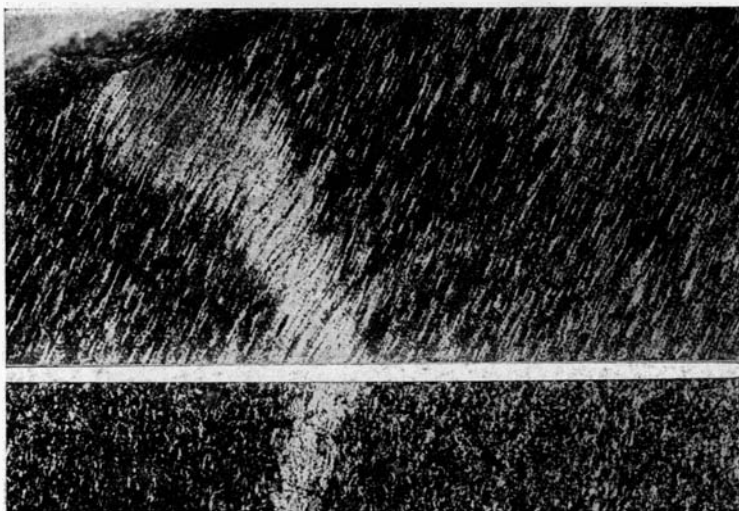
Фиг. 2—Полосчатая текстура руды. В полосе массивного сложения поперечные трещины, выполненные талько-карбонатным агрегатом. Месторождение Первомайское I в Ключевском массиве. Обр. 13/37 г. С. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



Фиг. 1—Характер границы бедновкрапленной полосчатой руды с дунитом (серпентинизированным). Месторождение Первомайское I. Обр. 12/37 г. С. Натур. вел.



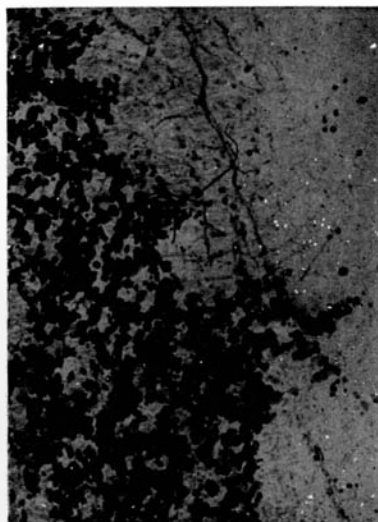
Фиг. 2 — Правильно-полосчатая руда с постепенной концентрацией рудных зерен по направлению к нижней границе каждой полосы. Хабаровинский массив. Натур. вел.



Фиг. 3—Линейно-полосчатая текстура мелкозернистого вкрапленника. Флексуры скалывания в вязкую фазу. Две взаимноперпендикулярные плоскости штуфа. Хабаровинский массив. Обр. 54/37 г. X. $\frac{3}{4}$ натур. вел.



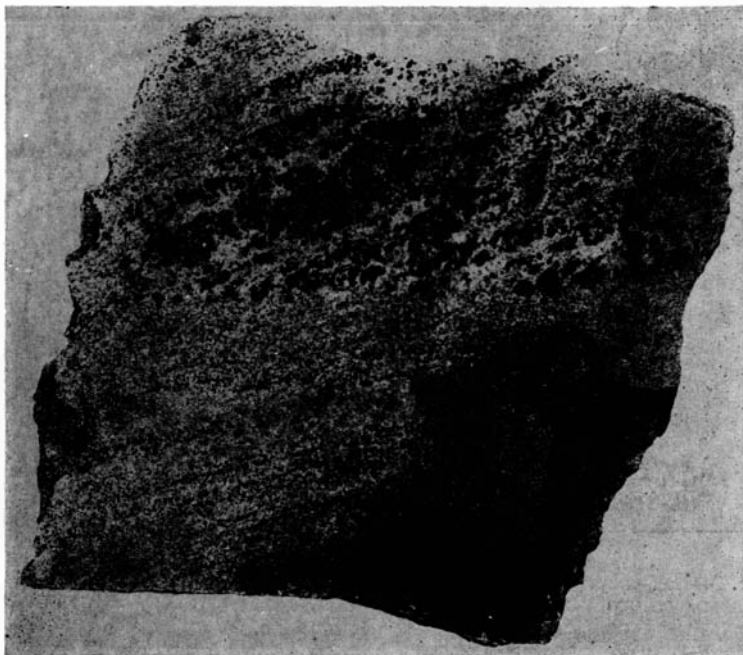
Фиг. 1—Микроструктура границы полосы рудного вкрапленника с безрудным серпентинизированным дунитом. Массив Южный Крака. Обр. 142/36 г. П. Без анализатора. Лин. увел. 10



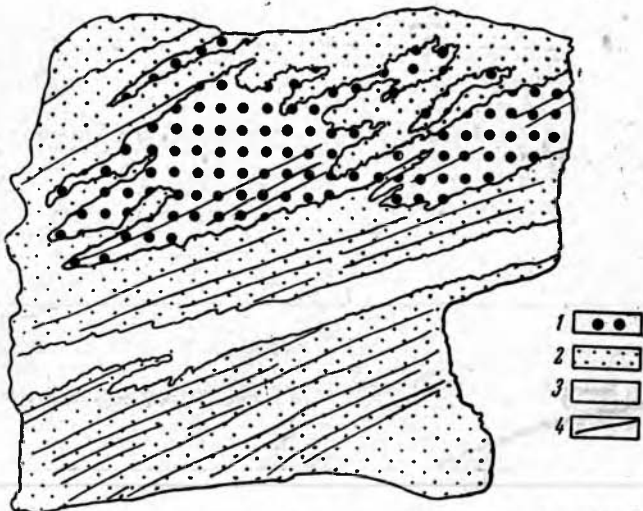
Фиг. 2—Микроструктура границы петельчатого рудного вкрапленника с безрудным серпентинизированным дунитом. Месторождение II в Хабаровинском массиве. Без анализатора. Лин. увел. 10



Фиг. 3—Полосчатый мелкозернистый вкрапленник с сильно сжатой петельчатой текстурой полос убогого вкрапленника и ступенчатым выклиниванием их. Месторождение Первомайское I в Ключевском массиве. Обр. 10/37 г. С. Натур. вел.

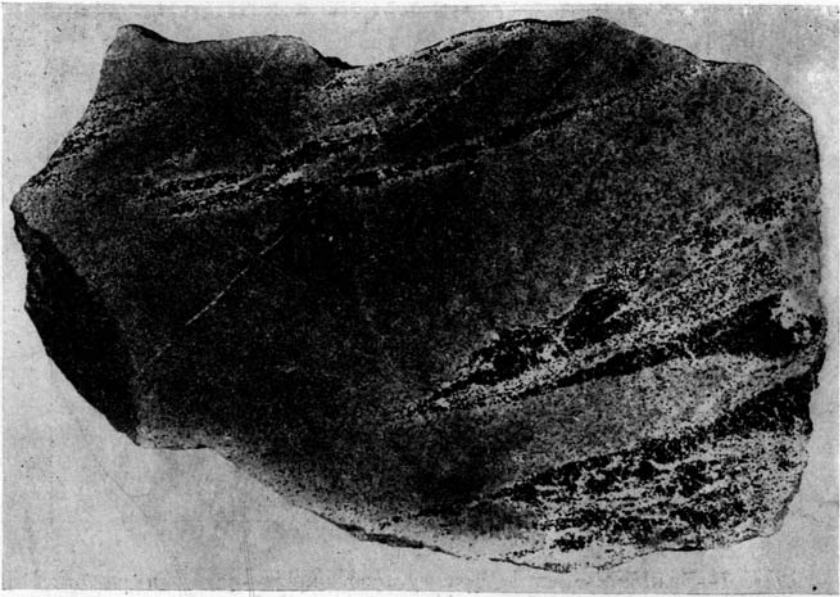


Фиг. 1—Небольшой шпир среднезернистого сгущенного вкрапленника в убогом полосчатом вкрапленнике. Полосчатость в шпире проявлена слабо. Субпараллельность границ шпира. Месторождение Первомайское I. Обр. 15/37 г. С. $\frac{5}{6}$ натур. вел.

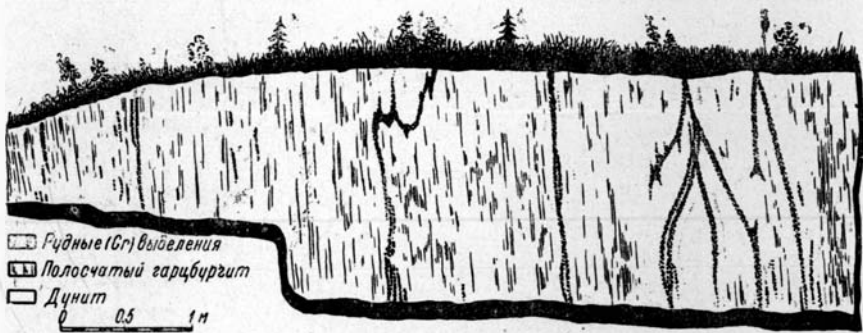


Фиг. 2—Схема текстуры образца, изображенного на фиг. 1 этой же таблицы

1—сгущенный вкрапленник; 2—редкий вкрапленник; 3—серпентинизированный дунит; 4—направление полосчатости



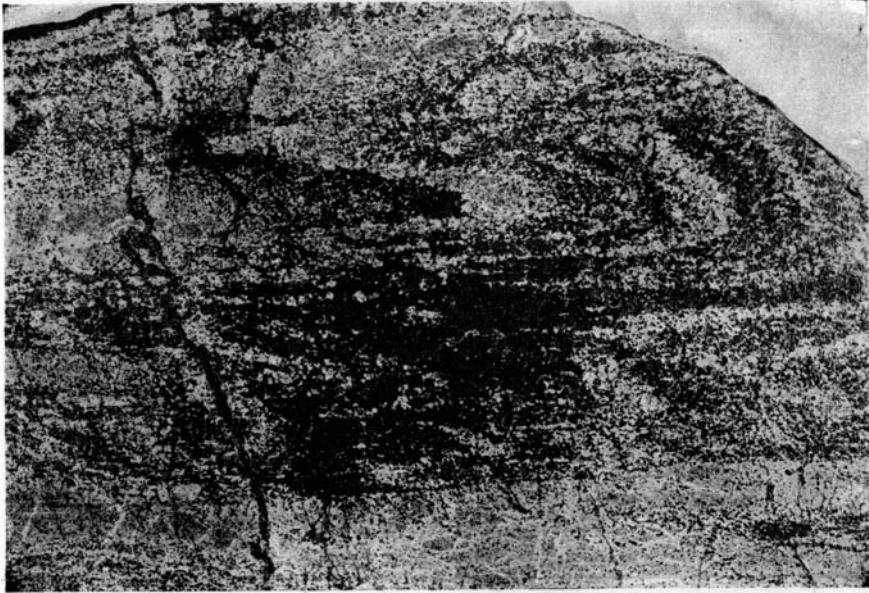
Фиг. 1—Выклинивание полосчатого вкрапленника; пересечение двух одновозрастных шликров вкрапленной руды в дуните. Месторождение Первомайское I. Обр. 14/37 г. С. $\frac{1}{2}$ натур. вел.



Фиг. 2—Струйчатые формы хромитовых выделений в дунито-гарцбургитах массива Узьянский Крак. Зарисовка стенки разведочной выработки.



Фиг. 1—Выклинивание шлира густого вкрапленника в редком полосчатом вкрапленнике. Месторождение Первомайское I. Обр. 13/37 г. С. Natur. вел.



Фиг. 2—Складочки скалывания, возникшие в вязком состоянии полосчатой руды. Месторождение 8 в Хабаровинском массиве. Обр. 57/37 г. X. Natur. вел.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Белянкин Д. С. и Лапин В. В. Некоторые черты кристаллического строения высокоглиноземистых доменных шлаков Урала. Доклады Акад. Наук, 1942, 85, № 1.
- Белянкин Д. С. и Торопов Н. А. Микроструктура некоторых известково-алюминатных расплавов. Металлург, 1935, № 10, 73.
- Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. Зап. Ленинградск. горн. инст., 1934, 8.
- Бетехтин А. Г. 1. Классификация структур и текстур руд. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, № 1 и 2.
- Бетехтин А. Г. 2. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, 1. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1937.
- Бетехтин А. Г. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале. Хромиты СССР, 2. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале. Хромиты СССР, 1. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1937.
- Болдырев А. К. Курс описательной минералогии, вып. 3, Л.—М., 1935.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Пер. под ред. проф. В. И. Лучицкого, 1934.
- Бочвар А. А. Исследование механизма и кинетики кристаллизации сплавов эвтектического типа. ОНТИ, 1935.
- Бочвар А. А. и Горев К. В. Тр. Минцветметгеолото, 1933, вып. 1.
- Вахромеев С. А. Хромиты (хромшпинели) Урала и их классификация, Свердловск, 1935.
- Воларович М. П. и Корчемкин Л. И. Опыты по получению структур течения расплавов горных пород и по фильтрации расплавов, содержащих кристаллы. Тр. Третьего совещания по экспериментальн. мин. и петрогр. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Дилакторский Н. Л. О синтезе некоторых минералов из группы шпинелей. Зап. Минер. общ., 1939, 68, № 1.
- Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Пробл. сов. геол., 1936, № 1.
- Елисеев Н. А. Принципы стратиграфического изучения эффузивных, интрузивных и метаморфических пород. Зап. Минер. общ., 1938, 67.
- Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Материалы по общей и прикл. геол., 1938, вып. 108.
- Заварицкий А. Н. О фувивных магматических месторождениях. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, № 4.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1941, вып. 3.
- Зимин И. А. Сарановское хромитоворудное месторождение. Тр. Урал. научно-исслед. инст. геол. равв. и иссл. минер. сырья, 1938, вып. 2.
- Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале). Хромиты СССР, 1. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1937.
- Кашин С. А. и Федоров В. Л. Хромитовые месторождения Хабарнинского ультраосновного массива. Хромиты СССР, 2. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Кофанов Д. Н. и Филимонова А. А. Древнее выветривание хромитовых месторождений «Гчгант» и «Спорное». Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 41.

- Лазарев Н. В. Химический анализ хромитов. Хромиты СССР, 2. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Что такое дунит? Доклады Акад. Наук, 1928, А, 403—406.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Изд. Акад. Наук, 1934.
- Леммлейн Г. Г. Скелетные кристаллы кварца в липаритах. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1933, вып. 3.
- Логинов В. П., Павлов Н. В. и Соколов Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Хромиты СССР, 2. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты, Ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Луик А. А. О явлениях метаморфизма хромшпинелидов некоторых месторождений Закавказья. Хромиты СССР, 2. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Малышев И. И. К вопросу о генетическом сходстве титано-магнетитовых и хромитовых месторождений западного склона Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1936, № 4.
- Маринина В. Т. Влияние сульфида натрия на поверхностные свойства стекла. Гизлегпром, 1940.
- Нортон. Огнеупоры, 1938.
- Олинг Г. Л. Петрология. Пер. под ред. В. И. Лучицкого, 1941.
- 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.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. Акад. Наук, 1939.
- Рейндер П. Поверхностные явления и адсорбция. В кн.: Наумов В. Химия коллоидов, 2-е изд., 1930.
- Соколов Г. А. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крак. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 1937.
- Соколов Г. А. Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов. Хромиты СССР, 2, Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940.
- Соколов Г. А. Основные итоги работ хромитовой группы Южноуральской комплексной экспедиции Академии Наук СССР. В кн.: Материалы по металлогении Южного Урала (железо, никель, хром). Изд. СОПС. Акад. Наук, 1941.
- Тамман Г. и Бочвар А. А. Изв. Моск. высш. техн. уч., 1929, вып. 1.
- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 120.
- Ферсман А. Е. Цвета минералов. Изд. Акад. Наук, 1936.
- Ферсман А. Е. Геохимия, 4. Глава — Хром, 1939.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. Пер. под ред. проф. Д. С. Белянкина, Л., 1936.
- Balk R. Structural Behavior of Igneous Rocks. Mem. Geol. Soc. Amer., 1937, No 5.
- Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. Princeton, 1928.
- Bowen N. L. The Broader Story of Magmatic Differentiation. Amer. Inst. Mining Met. Eng., 1933.
- Bowen N. L. a. Schairer I. F. The System MgO—FeO—SiO₂. Amer. Journ. Sci., 1935, 29, Febr., 151—217.
- Buddington A. F. Adirondack Igneous Rocks and their Metamorphism. Mem. Geol. Soc. Amer., 1939, pt. IX, No 7.
- Coats R. R. Primary Banding in basic plutonic Rocks. Journ. Geol., 1936, 44, No 2, 407—419.
- Cooper I. R. Geology of the Southern half of the Bay of Islands igneous complex. Bull. Newfoundland Dept. Nat. Res., 1936, No 4.
- Denis B. T. The chromite deposits of the eastern township of the Province of Quebec. Queb. Bur. Mines, Ann. Rep., 1931, pt. D, 30—31.
- Doelter. Beziehungen zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1903, 297.
- Doelter C. Handbuch d. Mineralchemie, Bd. 1, Dresden — Leipzig, 1912, 691.

- Doelter C. Handbuch d. Mineralchemie, Bd. 4, Dresden — Leipzig, 1927, 720.
- Donath M. Geologisch-mineralogische Studien an serbischen Chromitlagerstätten, Freiberg, 1930, 1—58.
- Eitel W. Studien über die Strömmungsvorgänge bei der vollautomatische Glasverarbeitung im Owens-Prozess. Glastechn. Ber., 1932, No 10, 121.
- Escola P. On the Principles of Metamorphic Differentiation. Bull. Com. Géol. Finl., 1932, No 97, 68.
- Fenner C. N. The Residual Liquids of Crystallizing Magmas. Min. Mag., 1931, 22.
- Fisher L. 1. Origin of chromite rocks. Econ. Geol., 1929, 24, No 7.
- Fisher L. 2. Chromit: its Mineral and Chemical Composition. Amer. Min., 1929, 341.
- Grout F. F. Internal Structure of Igneous Rocks. Journ. Geol., 1918, 26, 441.
- Grout F. F. Movement in crystallizing Magma. Journ. Geol., 1920, 28, No 3, 255.
- Hess H. H. A primary peridotite magma. Amer. Journ. Sci., 1938, 35, No 209, 321—344.
- Hintze G. Handbuch d. Mineralogie, Leipzig, 1933.
- Holmes A. The Nomenclature of Petrology, London, 1920.
- Johnston W. D. Nodular orbicular and banded chromite in Northern California. Econ. Geol., 1936, No 4, 417.
- Keep F. Origin of chromite. Econ. Geol., 1930, 25, No 2 a. 4.
- Kittle E. Experimentelle Untersuchungen über Kristallisationsgeschwindigkeit und Kristallisationsvermögen von Silikaten. Zs. anorg. Chem., 1912, H. 3 u. 4, 335.
- Kordes. Die eutektische Gefrierpunktserniedrigung in binären Gemischen. Zs. anorg. u. allg. Chem., 1926, 154, 93; 1927, 167, 97.
- Lampough a. Scott. Proc. Roy. Soc., A. 1914, 90, 600.
- Mead W. I. Notes on the mechanics of Geologic structures. Journ. Geol., 1920, 28, 505—523.
- Mead W. I. The Geologic Role of Dilatancy. Journ. Geol., 1925, 685.
- Morey G. W. Relation of Crystallization to Water Content and Vapor of Water in a Cooling Magma. Journ. Geol., 1924, 32, 291.
- Niggli P. Beperechnung der Spinellgruppe. Zs. Krist., 1914, 60, 323.
- Niggli P. Die Leichtfluchtigen Bestandteile in Magma, Leipzig, 1920.
- Niggli P. Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1938, 18.
- Philipp H. Bewegung und Textur in magmatischen Schmelzflüssen. Geol. Rdsch., 1936, 27, H. 4, 321.
- Riedel W. Das Aufquellen geologischer Schmelzmassen als plastischer Foränderungsvorgang. Ein Beitrag zur Mechanik des Parallelgefüges. N. J. Min. u. Petr., Abt. B, 1929, 62, 151.
- Ross C. S. Physical-chemical Factors Controlling Differentiation and Vein Formation. Econ. Geol., 1928, 23, 864.
- Ross C. S. Is chromite always a magmatic segregation product? Econ. Geol., 1929, 24, No 6.
- Ross C. S. The origin of chromite. Econ. Geol., 1931, 26, No 5.
- Simpson E. A graphic method for the comparison of Minerals with four variable Components forming two isomorphous Pairs. Min. Mag., 1920, 19, No 91. Ref.: Zs. Krist., 1927, 60, H. 3/4, 329.
- Simpson E. May chromite cristalize late? Econ. Geol., 1929, 24, 632.
- Simpson E. Varieties of chromite deposits. Econ. Geol., 1931, 26, No 2.
- Simpson E. Magmatic chromite Deposits in Southern Africa. Econ. Geol., 1932, 27, No 2, 113.
- Stevens R. S. Composition of some chromites of the Western Hemisphere. Amer. Min., 1944, 29, No 1 a. 2.
- Tammann. Aggregatzustände, 1923.
- Todd I. E. Concretions and their geological effects. Bull. Geol. Soc. Amer., 1903, 14, 353.
- Vogt I. H. L. Ueber anchi-eutectische und anchimonomineralische Eruptivgesteine. Norsk Geol. Tidsskr., 1905, 1, No 2.
- Vogt I. Geology of platinum metals. Econ. Geol., 1927, 22, No 4.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	1
Г л а в а п е р в а я	
Химико-минералогический состав хромитовых руд Урала	3
Хромшпинелиды и их классификация	3
Ограничения изоморфизма в группе акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов	6
Классификация хромшпинелидов	7
О нерудных минералах хромитовых руд Урала	13
Типы хромитовых руд Урала по химическому составу	15
Г л а в а в т о р а я	
Ультраосновные массивы Урала и положение в них хромитовых месторождений	30
Типы ультраосновных массивов Урала по их петрографическому составу	31
Формы ультраосновных массивов Урала	34
Форма, петрографический состав и внутреннее строение массива Южный Крака	35
Геологическое положение хромитовых месторождений	46
Г л а в а т р е т ь я	
Структуры и текстуры уральских хромитовых руд	48
Форма и размеры рудных зерен	49
Структуры хромитовых руд	57
Мелкозернистые рудные вкрапленники гипидиоморфно-зернистой структуры.	57
Мелкозернистые рудные вкрапленники с идиоморфными и преобладающе гипидиоморфными хромшпинелидами.	59
Среднезернистые вкрапленники гипидиоморфно-зернистой структуры	60
Средне- и крупнозернистые массивные руды	62
Ксенолиты дунита в хромитовых рудах	64
Текстуры хромитовых руд	68
Рудные вкрапленники грубопетельчатых текстур	68
Артеритовые и брекчиевидные текстуры	70
Нодулярные руды	71
Пятнистые текстуры	89
Орбикулярные текстуры	83
Итоги рассмотрения атакситовых рудных текстур	84
Анхи-эвтектический порядок кристаллизации хромитовых руд	84
О полосчатости хромитовых руд	93
Г л а в а ч е т в е р т а я	
Генетические типы хромитовых месторождений. Классификация генетических типов хромитовых месторождений	107
Некоторые основные положения прогноза хромитовых месторождений уральского типа	114
Заключение	120
Т а б л и ц ы I— XXVI	
Литература	124

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства С. Т. Попова. Технический редактор И. И. Карпов

РИСО АН СССР 2965. АС8640. Изд. № 1552. Тип. заказ № 939 Подп. к печ. 10/ХІ 1948 г.
Формат бум. 70x108¹/₁₆. Печ. л. 8+26 т. бл. и 2 вкладыши. Уч.-изд. л. 14. Тираж 1500.

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

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Серия по рудным месторождениям

- Вып. 1. (№ 1). 1938. Стр. 77. Ц. 3 р.
Е. А. Радкевич. Ляканское полиметаллическое месторождение в Южной Фергана и его генезис.
- Вып. 13. (№ 2). 1940. Стр. 39. Ц. 1 р. 70 к.
Акад. А. Н. Заварицкий. К вопросу о происхождении железных руд Бакала.
- Вып. 19. (№ 3). 1940. Стр. 35. Ц. 2 р. 50 к.
С. А. Юшко. Мирохимические реакции, применяемые при изучении рудных минералов под микроскопом. С. А. Юшко. Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах.
- Вып. 30. (№ 4). 1940. Стр. 64. Ц. 5 р. 50 к.
А. Г. Бетехтин. Южно-уральские марганцовые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината им. Сталина.
- Вып. 41. (№ 5). 1941. Стр. 131. Ц. 9 р. 30 к.
Е. А. Радкевич и А. И. Вптушкина. Тарбальджейское оловорудное месторождение.— Н. В. Павлов. Химический состав рудообразующих хромпинеидов южно-уральских месторождений в связи с составом вмещающих пород.— В. П. Логинов. К изучению сульфидоносности ультраосновных пород СССР.— А. А. Филимонова и Д. Н. Кофанов. Древнее выветривание южно-кемпирсайских хромитовых месторождений «Гигант» и «Спорное». — И. И. Савельев. Роль микрорельефа в образовании месторождений никелевых силикатных руд на Южном Урале.— А. Кац. Сравнительная характеристика продуктов выветривания и роль хлоритов в образовании обогащенных никелем участков на Шелектинском месторождении.— И. П. Гинзбург. О монтмориллонитовом и галлуазитовом типе выветривания горных пород.— А. Г. Бетехтин. О структурном травлении полированных шлифов.— С. А. Юшко. Явления двойникования в рудных минералах как результат динамометаморфизма.
- Вып. 67. (№ 6). 1942. Стр. 480. Ц. 36 р.
Б. П. Кротов, Г. И. Теодорович, М. И. Калганов, А. Л. Яницкий, В. Е. Яганова, С. Д. Левина, Я. И. Долицкий, В. В. Кондаков, Ю. Р. Тишбейн и Н. В. Лазарев. Халиловские месторождения комплексных железных руд.
- Вып. 70. (№ 7). 1945. Стр. 120. Ц. 9 р.
Ф. И. Вольфсон. Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана.
- Вып. 68. (№ 10). 1948. Стр. 148. Ц. 11 р.
Д. С. Коржинский. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.
- Вып. 91. (№ 9). 1948. Стр. 132. Ц. 11 р.
С. А. Кашин. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала.
- Вып. 96. (№ 11). 1948. Стр. 104. Ц. 8 р.
Т. Н. Шадуни. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале.