АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ХРОМИТЫ СССР

II

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

553.33
Х-94

ХРОМИТЫ СССР

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
акад. А. Н. ЗАВАРИЦКОГО
и Г. А. СОКОЛОВА

878
Нав

II

Институт Геологических Наук АН Арм. ССР
Библиотека

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1940 ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор. *Г. А. Соколов*

ОТ РЕДАКЦИИ

Выпуск этот продолжает начатое б. Ломоносовским институтом АН СССР издание «Хромиты СССР». В соответствии с задачами издания, во 2-м томе помещены работы по изучению некоторых хромитоносных массивов и работы научно-методического характера.

В 1938—1939 гг. хромитовая группа Института геологических наук АН СССР закончила исследование двух южноуральских хромитоносных массивов: Кемпирсайского, расположенного в пределах Актюбинской обл. Казахской ССР, и Хабарнинского, находящегося в пределах Чкаловской обл. РСФСР (близ г. Орска). Несколько ранее изучался (по поручению ЦНИГРИ) Халиловский хромитоносный массив, расположенный севернее Хабарнинского.

Месторождения высокосортных хромитов Кемпирсайского ультраосновного массива, практически выявленные при ближайшем участии Южноуральской экспедиции АН СССР в 1937 г., являются в настоящее время крупнейшими в Союзе, и их запасы, как уже выявленные, так в особенности и перспективные, достаточны для обеспечения промышленности ферросплавов Союза высококондиционным хромитовым сырьем ан целый ряд лет.

Кемпирсайский массив сравнительно богат также и хромитами, отвечающими кондициям для производства огнеупоров.

Второй ультраосновной массив Южного Урала—Хабарнинский, результаты изучения хромитоносности которого работниками Геологического института АН СССР также излагаются в настоящем томе, является вместилищем весьма крупных месторождений вкрапленных хромитовых руд. Эти месторождения, общий запас которых превышает 700 тыс. т, могли бы явиться сырьевой базой крупной рудообогатительной фабрики, с годовой производительностью 20 тыс. т и более хромитового концентрата. Однако повышенная первичная железистость последнего, выявленная исследованиями АН, требует разработки вопросов об использовании этих концентратов для производства феррохрома. С другой стороны, хабарнинский концентрат безусловно пригоден для химической переработки на хромпик и другие хромовые продукты.

Третий массив, месторождения которого подробно характеризуются в томе, Халиловский, в настоящее время уже не содержит промышленно-рентабельных запасов хромитов, которые были выработаны еще к 1934 г. Тем не менее описание месторождений, изучавшихся в период их эксплоатации автором — крупным специалистом по хромитам, представляет большой интерес и важно с точки зрения углубления наших знаний в области условий залегания и образования хромитовых месторождений вообще.

Третья пятилетка развития народного хозяйства СССР должна явиться, по решению XVIII съезда ВКП(б), пятилеткой качественных сталей. Это требует, в частности, резкого увеличения производства феррохрома — главного сплава, вводимого в стали при их легировании. Перед добывающей промышленностью стоит ответственная задача удвоения и утроения добычи высокосортных хромитов. Она может быть реально разрешена на основе интенсив-

ного выявления и эксплоатации хромитовых ресурсов Урала, в особенности — Южного Урала. Большую роль при этом должна играть научная помощь. Изучая хромитоносность массивов, авторы дают ряд выводов, направляющих поисково-разведочные работы и указывающих пути использования руд.

Выявленный при этом ряд закономерностей имеет не только общее теоретическое значение, но и практическое для прогноза распространения хромитовых месторождений. В особенности существенно значение выводов о генетических связях хромитовых месторождений, обладающих теми или иными особенностями морфологии рудных тел, сложения и состава руд, с различными ультраосновными породами, входящими как составные части в структуры изучавшихся массивов. Именно освещение этих связей позволяет достаточно уверенно определять наиболее перспективные для поисков хромитов участки. Применявшиеся при этом методы полевых и камеральных исследований с успехом могут быть использованы при изучении хромитоносности и других массивов.

Помещаемые в томе две методические статьи «Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов» и «Химический анализ хромитов» имеют своей целью помочь углубленному изучению физических свойств и химического состава рудообразующего минерала — хромшпинелида, без чего в настоящее время уже трудно понимать природные соотношения так, как этого требует состояние науки.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

В. П. ЛОГИНОВ, Н. В. ПАВЛОВ и Г. А. СОКОЛОВ

ХРОМИТОНОСНОСТЬ КЕМПИРСАЙСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

ВВЕДЕНИЕ

Кемпирсайский ультраосновной массив, расположенный в Западном Казахстане, в пределах Актюбинской области Казахской ССР, с точки зрения геологического районирования — в южном окончании Уральской горной системы, является вместилищем недавно открытых крупнейших в Союзе месторождений высокосортных хромовых руд.

В самых кратких чертах физикогеографические и общегеологические условия Кемпирсайского массива характеризуются следующим.

Общая площадь дунито-перидотитовых пород близка к 1000 км², длина массива по осевой линии, имеющей северо-северо-западное направление и слегка выгибающейся к западу, — 65 км. Средняя ширина в более узкой северной половине массива — около 10 км; ширина в раздутой южной трети ультраосновного массива достигает 30 км. Массив располагается в водораздельной области рек: Илека на западе, Ори на востоке и Урала на севере. В орографическом отношении район массива представляет степную нагорную почти равнину (фиг. 1 и 2) с весьма незначительными относительными превышениями, не выходящими обычно за пределы 50 м. Лишь единичные широкие пологие холмы поднимаются несколько выше. Наибольшей возвышенностью в пределах массива является гора Актюбе, по типу своему также относящаяся к широким холмам; ее относительное превышение составляет 110 м.

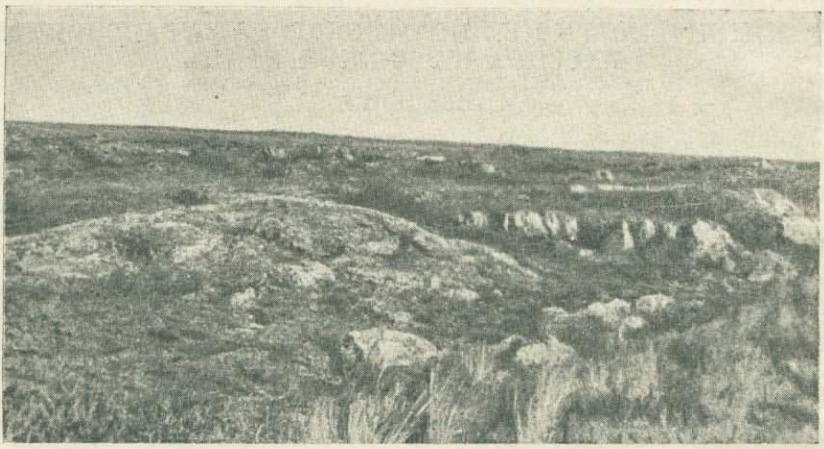
Наибольшая относительная расчлененность рельефа приурочена к речным долинам, борта которых часто дают хорошие обнажения (фиг. 3, 4 и 5). Иногда долины рек приобретают даже характер узких неглубоких ущелий, хорошо обнажающих палеозойские породы района.

В районе массива широко развиты как палеозойские, сильно дислоцированные толщи, вмещающие ультраосновной интрузив, так и полого залегающие породы мезо-кайнозойского плаща. Последние создали своеобразные черты как рельефа района (преобладание равнинных участков), так и геологических условий нахождения палеозойских комплексов, в том числе и хромитовых месторождений; многие из них выходят на площади развития полого лежащих покровных мезозойских осадков. Длительный континентальный перерыв — от конца варисцийского диастрофизма до первых морских трансгрессий мелового времени — обусловил интенсивное проявление процессов древнего выветривания.

Изучение хромитоносности Кемпирсайского массива началось в 1937 г., по инициативе хромитовой группы б. Ломоносовского института Академии Наук СССР, еще до открытия здесь крупных месторождений высококачественного хромита. Одновременно с развертыванием геолого-исследовательских работ хромитовой группы летом 1937 г., в пределах массива производились специальные поиски хромитовых месторождений силами Мугоджарской геолого-поисковой партии Казгеолтреста. Последняя была направлена трестом в южную часть Кемпирсайского массива для установления

точного местонахождения крупных выходов хромита, которые были встречены при случайном маршруте в 1936 г. работником Казгеолтреста П. И. Долговым. Разыскиваемые месторождения были действительно вновь обнаружены поисковой партией Казгеолтреста в августе 1937 г.

Вновь открытые при этом месторождения (Донское I, II и III) сразу получили должную научную и экономическую оценку со стороны работников Южноуральской экспедиции. В результате этого был намечен и проведен в жизнь в течение 1937 и 1938 гг. план крупных геолого-разведочных работ треста Союзхромит. Одновременно с обследованием и оценкой месторождений работники Южноуральской экспедиции открыли ряд новых



Фиг. 1. Степной ландшафт в районе Кемпирсайского массива



Фиг. 2. Степной ландшафт в северной части Кемпирсайского массива

крупных промышленных хромитовых выходов и установили на территории массива новые хромитоносные площади.[1] Систематическое изучение строения массива и различий в химическом составе хромшпинелидов из отдельных месторождений позволило хромитовой группе уже в 1937 г. выявить общую картину распределения хромитовых месторождений на площади массива. Перед исследованиями 1938 г. стояли задачи детализировать условия хромитоносности Кемпирсайского массива, т. е. по возможности:

а) уточнить морфологические, текстурные, химико-минералогические и генетические черты хромитовых месторождений массива, выделив, таким образом, отдельные генетические группы их;

[1] Общее число рудных выходов, открытых работниками Академии Наук в 1937 и 1938 гг., достигает 20.

б) уточнить характеристику формы и внутреннего строения массива, т. е. закономерности пространственного расположения в массиве петрографических фаций, чтобы

в) осветить пространственные и генетические взаимоотношения между отдельными фациями массива и хромитовыми месторождениями и тем



Фиг. 3. Характер обнажений по балкам и саям в районе Кемпирсайского массива



Фиг. 4. Каменистая степь (район р. Тарновки)

самым выяснить закономерности размещения в массиве хромитовых месторождений различных генетических групп;

г) на основании систематического изучения первичного состава рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов выявить геологические границы юго-восточного поля хромитовых месторождений с высококачественным хромшпинелидом и возможные площади с повышенным содержанием Cr_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах на остальной территории массива;

д) оценив степень денудации массива в целом и его рудоносных площадей в частности, рассмотреть зависимость хромитоносности отдельных участков массива от степени их денудации;

е) детализировать влияние специфических и оригинальных особенностей геологического положения хромитовых месторождений юго-восточной части массива (интенсивное древнее выветривание, наличие мезо-кайнозойских покровных отложений) на строение и химико-минералогический состав месторождений и их руд и, наконец, как результирующий вывод;

ж) оценить геологические перспективы хромитовых ресурсов массива и указать площади для первоочередных поисков, так же как и методику последних.

Условия обнаженности массива, а следовательно и наблюдений различных взаимоотношений пород и руд, весьма неблагоприятны, так как



Фиг. 5. Обнажения в районе р. Чаушки

значительные площади его покрыты мезо-кайнозойскими отложениями, а коренные магматические породы подверглись в большинстве случаев интенсивным изменениям под влиянием древнего выветривания. Поэтому фактический материал, независимо от квалификации наблюдателя, далеко не всегда обладает необходимой полнотой и совершенством, что не может не отражаться и на качестве некоторых заключений исследователей. Они будут совершенствоваться, по мере развития на массиве и его месторождениях детальных геологических и поисково-разведочных работ, опирающихся на искусственные обнажения и данные геофизических исследований.

Настоящая работа является результатом коллективного труда сотрудников хромитовой группы Института геологических наук Академии Наук СССР и одновременно — Южноуральской экспедиции Совета по изучению производительных сил. В двухлетних (1937 и 1938) полевых и камеральных исследованиях принимали участие: Г. А. Соколов — как руководитель хромитовой группы, В. П. Логинов и Н. В. Павлов — как начальники отрядов, проведшие основную работу по сбору фактического материала

и его обработке, мл. научн. сотр. А. А. Филимонова и ст. коллектор Д. Н. Кофанов — как активные помощники начальников отрядов в их исследовательской работе.

Вышеизложенные специальные задачи нашего исследования определили и построение текста работы. Она распадается на две части: в первой — массив характеризуется в целом, с точки зрения его геологического положения, петрографического состава, формы и внутреннего строения; вторая часть посвящена собственно хромитовым месторождениям, рассматриваемым с различных сторон. Специальное внимание уделено здесь геологическим закономерностям расположения в массиве хромитовых месторождений с различными генетическими особенностями и различного промышленного значения, тем закономерностям, которые опираются на данные, сообщаемые в первой части работы.

На протяжении как полевых, так и камеральных исследований сотрудники хромитовой группы поддерживали тесный контакт с работниками других геологических отрядов и партий, изучавших геологию и полезные ископаемые Кемпирсайского массива: Актюбинской геолого-разведочной партии Южноуральского никелевого комбината, Геолого-поисковой партии Казахского геологического треста (первый, 1937, год наших исследований), Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит, отрядов группы коры выветривания и Кемпирсайской петрографической партии Института геологических наук АН СССР, а также с ранее работавшими здесь геологами —А. Л. Яншиным, А. А. Петренко, А. В. Хабаковым и др. Авторы весьма признательны работникам всех этих отрядов и партий за товарищеское содействие и дружеский обмен результатами работ и исследований.

Часть I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ПЕТРОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА

I. Стратиграфо-литологический очерк пород, вмещающих ультраосновной массив (с петрографическим описанием интрузивных членов вмещающих толщ), и пород мезо-кайнозойского плаща

В. П. Логинов

А. Вмещающие домезозойские толщи

Вмещающими породами для ультраосновного массива служат домезозойские отложения различного литологического состава. Нам удалось наблюдать их взаимоотношения лишь на ограниченных по площади участках приконтактовой зоны. Поэтому ограничимся здесь кратким рассмотрением отдельных наиболее интересных разрезов, которые в сумме могут дать представление как о стратиграфической колонке домезозойских отложений района, так и о взаимоотношениях их с рассматриваемым интрузивным комплексом.

Описание разрезов начинается с восточной границы массива, где лучшие обнажения встречаются по притокам р. Кизыл-Каин.

1. Разрез по р. Кизыл-су, левому притоку р. Кизыл-Каин, обнажает одну из наиболее древних толщ вмещающих пород массива. Это зеленые хлоритовые и актинолитовые сланцы, местами плотные, но большей частью резко сланцеватые зеленокаменные породы. Толща их появляется в ядре большой антиклинальной складки на левом берегу р. Кизыл-су, в 1.5 км выше устья этого ручья. Нижняя граница зеленокаменных пород здесь находится еще ниже уровня дневной поверхности, и мощность толщи поэтому определить нельзя.

К западу и востоку в крыльях антиклинальной складки выходят кремнистые сланцы светлосерых, темных и, реже, светлых тонов окраски. Падение их в западном крыле 320°∠45—50°, в восточном — 100—120°∠15—20°. К западу эти сланцы прослежива-

ются в единичных обнажениях до верховий р. Кизыл-су. Здесь в серпентинитах краевой части массива местами отмечаются небольшие ксенолиты кремнистых пород и зеленых сланцев с поперечником в плане от 10 до 20 м. При этом вмещающие отложения занимают вершины небольших холмиков, в склонах которых выходят серпентиниты.

К востоку от оси антиклинали, на расстоянии около 1000 м в разрезе р. Кизыл-су кремнистые породы сменяются налегающей на них туффито-спилитовой серией, содержащей прослои кремнистых сланцев. Следовательно, при среднем восточном наклоне пластов около 20° истинная мощность толщи кремнистых сланцев равна приблизительно 350 м. Вследствие синклинального изгиба в основании туффито-спилитовой серии с востока у границы ультраосновных пород выходит пачка кремнистых плитняков незначительной мощности. Они подстилаются здесь выходами ультрабазитов, которые относятся к апофизу интрузива, протягивающемуся к северу от главного интрузивного тела через сел. Кизыл-су. Приблизительно определенная мощность серии зеленокаменных пород здесь около 120 м.

Таким образом, в разрезе р. Кизыл-су вскрываются три члена стратиграфической колонки (снизу вверх):

1. Толща зеленых сланцев, мощность не известна.
2. Толща кремнистых сланцев, мощность около 350 м.
3. Пестрая свита эффузивных диабазов, порфиритов и туффитов, мощность $>$ 100—120 м.

II. Другой разрез, более полный за счет верхних членов колонки, вскрывается на правом берегу р. Тарновки между сел. Сусановским и Тарновкой, в 22 км к юго-востоку от устья р. Кизыл-су, т. е. к востоку от сел. Сусановского (фиг. 6). Ниже устья лога Джангыз-Агач из-под меловых и третичных отложений появляются сначала кремнистые сланцы темносерой и черной окраски с толщиной пластиков 0.5—3 см. К востоку, на левом (северном) берегу ручья, ниже по течению, можно заметить отчетливое восточное падение пластов с наклоном 50—60°.

Ширина зоны кремнистых сланцев вдоль правого берега ручья Тарновки около 350—400 м, т. е. видимая мощность их толщи около 300—320 м. Далее к востоку появляются налегающие на кремнистую толщу спилиты и туфогенные песчаники, полоса которых шириною в 150—200 м сменяется еще восточнее полосой полимиктовых конгломератов с граувакковым цементом. Средняя величина галек от 0.5 до 1 см. В составе галек различаются яшмы, кремнистые сланцы, спилиты, филлиты, порфириты, диабазы и др. Гальку серпентинитов, несмотря на тщательные поиски, найти не удалось.

А. А. Петренко обнаружил в основании конгломератов линзы известняка с фауной франского яруса верхнего девона. *Hypothyris cuboides* Sow., *Atrypa uralica* Nal., *Atrypa reticularis* L., *Atrypa magnitica* Nal., *Pentamerus brevirostris* Phill., *Productus sericeus* Buch., *Productus subaculeatus* Murch., *Camarotoechia* ex gr., *livonica* Buch., *Spirifer* ex gr. *bifidus* Roem., *Pugnax acuminata* Mart., *Stropheodonta latissima* Orb. и др. (по определению Д. В. Наливкина).

Падение слоистости в описываемых конгломератах также восточное с углом в 50—60°. Ширина полосы конгломератов—150 м, т. е. истинная мощность их около 120 м.

Восточнее и стратиграфически выше конгломератов залегают зеленовато-серые граувакковые песчаники, весьма сходные по общему облику с граувакками так называемой зилаирской свиты, распространенной в более северных районах Южного Урала.

Пласты граувакк нередко переслаиваются с мелкозернистыми конгломератами. Падение слоистости в граувакках крутое, восточное. Ширина полосы граувакк поперек простирания вдоль берега ручья около 250 м, т. е. истинная мощность их не менее 200 м.

Далее к востоку обнажения исчезают, и все пространство до сел. Тарновки (500—600 м) занято, по данным карты А. Н. Алешкова (рукопись), палеогеновыми отложениями.

Таким образом, стратиграфический разрез в районе сел. Сусановки и Тарновки состоит из 4 членов (снизу вверх), из которых нижние свиты указываются здесь впервые:

1. Толща кремнистых сланцев, мощность около 300 м.
2. Туффито-спилитовая свита, мощность около 150 м.
3. Толща конгломератов, мощность $>$ 200 м.

III. У юго-западной границы ультраосновного массива, в долине р. Уисыл-Кара и ее притоков, с ультраосновными породами непосредственно граничат актинолитовые и актинолито-альбитовые сланцы, чередующиеся

с редкими прослоями кремнистых и графитистых сланцев. В соответствии с общим направлением границы ультраосновных пород простирание слоистости здесь северо-западное, падение слоистости юго-западное, угол 60—70°.

Непосредственный контакт амфиболитов с ультраосновными породами здесь скрыт под меловыми отложениями. Однако на левом берегу р. Тассай, левого притока р. Уисыл-Кара, верховья которого пересекаются дорогой из пос. Степной на ферму Тас-Кудук, в 5—6 км к юго-западу от последней, вскрываются следующие отложения.

В 200 м к югу от выходов серпентинизированных перидотитов среди амфиболитовой толщи встречен дайкоподобный выход серпентинита шириною около 60—80 м, протягивающийся в северо-западном направлении. С юга серпентинит граничит с мезократовым габбро-амфиболитом, полосчатость которого имеет юго-западное падение 200°∠60°. Северный контакт серпентинитов не обнажен, и элювиальная щебенка серпентинита сменяется здесь щебенкой габбро-амфиболита.

К юго-западу от описанного пункта прослеживаются актинолитовые и альбито-актинолитовые сланцы на расстоянии около 2500 м вплоть до устья р. Сары-Мурза, сменяясь здесь выходами кремнистых сланцев и кварцитовидных песчаников. Приблизительно высчитанная мощность толщи актинолитовых сланцев здесь не менее 1000 м.

Далее по направлению к юго-западу, по данным маршрутов А. Н. Алешкова и А. Д. Зиновкина, [1] более юные отложения наблюдаются здесь в следующей последовательности:

1. Серые и темные кремнистые сланцы с прослоями графитовых сланцев, с шириною полосы, вытягивающейся в северо-западном направлении, около 0.5 км.
2. Диабазы и спилиты с редкими выходами альбитофиров и местами серпентинитов с шириной всей полосы около 4 км.
3. Глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников, светлых и темных кремнистых сланцев, [2] обнажающихся в виде полосы того же северо-западного простирания шириной около 2 км.
4. Светлосерые, розоватые или буроватые, плотные или мелкозернистые известняки с фауной гониатитов.

Повидимому, в этих известняках Л. Б. Рухин (1938) обнаружил следующую фауну климений: *Clymenia placida*, *Clymenia annulata*, *Prolobites delphinus*, *Sporadoceras* sp.

Более разнообразен список фауны, обнаруженной здесь Г. И. Водорезовым (рукопись), который, на основании определения А. К. Наливкиной, приводит, в частности, следующие формы: *Prolobites delphinus* Sandb., *Tornoceras Kochii* Wed., *Tornoceras dorsatum* Wed., *Pseudoclymenia drevemani* Born., *Cyrthoclimenia involuta* Wed., *Platiclymenia* sp., *Restoclymenia rotundum* Schind, *Sporadoceras* Muenst.

На основании этого списка фауны Г. И. Водорезов относит верхнюю часть разреза к нижним и частью средним горизонтам фаменского яруса.

Выше описанных отложений, по Водорезову, залегает толща буровато-зеленых слюдистых песчаников.

При сравнении с разрезами рек Кизыл-су и Тарновки мы наблюдаем здесь появление дополнительных как нижних (актинолитовые сланцы), так и верхних (известняки) членов стратиграфической колонки. Можно отметить также значительное увеличение видимой мощности диабазо-спилитовой серии и преимущественно сланцевый состав вышележащего горизонта, который можно параллелизовать с граувакками разреза р. Тарновки.

IV. В западной части планшета около границы с ультраосновными породами развита мощная, пестрая по литологическому составу толща переслаивающихся яшм, спилитов, туффитов, кремнистых сланцев (разрез на широте сел. Куагач).

К северо-востоку от сел. Куагач I в контакте с серпентинитами находятся то кремнистые сланцы одного из прослоев, подчиненных спилитовой серии, то туффиты или спилиты и порфириты. Крутое северо-восточное падение контакта можно наблюдать в слабо задернованном склоне оврага, пересекающего контакт в 1 км к северу от сел. Куагач. В западном направлении выходы спилитов сменяются выходами яшмовидных кремнистых сланцев. Далее к западу, согласно маршруту А. Д. Зиновкина,[3]

[1] Устное сообщение.

[2] По Г. И. Водорезову (1938), истинная мощность этой сланцевой толщи 350—450 м.

[3] Личное его сообщение.

падение пород становится западным (∠20—25°). В сложной синклинальной зоне здесь выходят на протяжении 400—500 м зеленовато-бурые и серые аркозовые песчаники и граувакки. Еще далее к западу, по тем же данным, появляются пестрые по окраске (серые, темные, зеленые, красные) яшмовидные кремнистые породы с подчиненными тонкими прослоями мраморов в их основании. Примерно в 3 км к западу от долины р. Куагач падение пород становится восточным, снова обнажаются граувакковые песчаники, которые сменяются к западу выходами актинолито-соссюритовых габбро. К западу от последних (повидимому, в лежачем боку габбрового тела) опять выходят спилиты и туффиты.

Следовательно, стратиграфическая колонка состоит здесь из следующих членов (снизу вверх):

1. Порфириты, спилиты с подчиненными прослоями красных яшм.
2. Зеленовато-серые граувакковые и аркозовые песчаники.
3. Пестроокрашенные яшмовидные кремнистые породы с тонкими прослоями мраморов.

Опорным горизонтом для установления стратиграфических взаимоотношений здесь является, повидимому, горизонт граувакковых песчаников, который можно параллелизовать с таковым р. Тарновки.

Выходы кремнистых сланцев более низко залегающего горизонта, описанного во всех предыдущих разрезах, встречаются к югу от пос. Куагач I, в районе притоков р. Шелекты III и на водоразделе рр. Кокпекты и Тагаша-сай. В последнем пункте кремнистые сланцы покрывают, на ряду с габбро-амфиболитами, ультраосновной массив, т. е. являются его кровлей (см. профиль, фиг. 26).

V. Далее к северу вдоль западной границы массива некоторые наблюдения над вмещающими породами массива были произведены Н. В. Павловым. Так, например, вдоль тракта от пос. Рождественского к пос. Преображенскому, к западу от границы ультраосновного массива, наблюдаются следующие отложения в выемках тракта в форме коренных выходов и россыпной щебенки.

На протяжении 4200 м от пос. Рождественского в восточном направлении мы наблюдаем верхнемеловые отложения, представленные светлосерыми мергелистыми опоками.

Меловые отложения сменяются толщей темносерых филлитизированных глинисто-кварцитовых сланцев, на которых первые залегают с резким угловым несогласием.

Филлитовые сланцы прослеживаются в указанном направлении на расстоянии около 1 км. Далее, после чередования на некотором расстоянии с прослоями кварцитовидных песчаников, сланцы сменяются последними. Кварцитовидные песчаники имеют светлосерую окраску и следы первичной слоистости; прослеживаются на протяжении около 1 км.

В непосредственной близости с контактом ультрабазитов по первичной слоистости было замерено падение песчаников по азимуту 280° ∠40°, т.е. в сторону, противоположную ультраосновному массиву (фиг. 29).

Непосредственный контакт песчаников с ультрабазитами не обнажается.

Далее к востоку в выемке тракта обнажаются серпентиниты.

В южном направлении отмеченные осадочные породы протягиваются в виде линзообразной в плане полосы длиной около 14 км, ограниченной как с востока, так и с запада серпентинизированными перидотитами. Осадочные породы (глинисто-филлитовые сланцы, кварцитовидные песчаники и др.) занимают здесь повышенные участки рельефа сравнительно с прилегающими серпентинитами.

Еще южнее, в районе Западно-Кемпирсайского никелевого месторождения (район хромитовых месторождений № 24 и 25, см. фиг. 6), по данным В. Ф. Попкова (рукопись), появляются уже типичные метаморфические породы (кремнистые, кварцево-актинолитовые, кварцево-гранатовые и актинолито-гранатовые сланцы). Здесь наблюдаются, повидимому, более нижние члены стратиграфической колонки, чем в предыдущих разрезах. Однако стратиграфические взаимоотношения в этом комплексе остались невыясненными.

VI. К сожалению, у восточных границ массива удается наблюдать контакты ультраосновных пород лишь с габбро-амфиболитами. В значительном удалении (20—22 км) к востоку от массива, в районе ключей Мандыба-сай и Ильчибек, Н. В. Павловым наблюдался следующий разрез.

В среднем течении ключа Ильчибек отмечается толща зеленых сланцев, чередующихся с серией основных эффузивов. Следуя далее к западу, мы попадаем в область широкого развития граувакковых песчаников и глинистых сланцев с прослоями конгломератов, сложенных в систему отчетливо наблюдаемых мелкоамплитудных складок с азимутом простирания осей складок СЗ 340°.

Возраст граувакк и сланцев, по данным А. А. Петренко, определяется как $D_2 — D_3$. В конгломератах найдены гальки диабазов, порфиритов и кислых эффузивов. Взаимоотношение между граувакками и серией зеленых сланцев наблюдать не удалось по причине плохой обнаженности.

Далее вверх по течению ключа, в 2—2.5 км западнее молочной фермы, в составе граувакк появляются прослои различной мощности (от 5 до 10 м) кремнистых сланцев серой и темносерой окраски. Еще далее к западу палеозойские отложения закрываются меловыми отложениями и четвертичными суглинками.

В 3 км западнее фермы наблюдаются отдельные выходы кремнистых сланцев различной окраски: светлосерых, красных, желто-серых и других тонов. В отдельных обнажениях можно видеть, что кремнистые сланцы так же сложены в складки меридионального простирания. Здесь же и севернее наблюдаются сильно мраморизованные известняки с фауной C_1^2, которые залегают в форме небольших выходов выше кремнистых сланцев. Эти известняки севернее отмеченного пункта, в районе пос. Анастасьевского (ключ Мандыба-сай), имеют широкое развитие. Известняки здесь сложены в складки того же направления, что и складки кремнистых и граувакковых пород. Наблюдаемая мощность известняков 50—60 м.

Непосредственного перехода известняков к нижележащим отложениям в районе ключа Мандыба-сай (пос. Анастасьевский) не наблюдается. Однако в 1 км западнее пос. Анастасьевского по правобережью ключа располагаются обширные выходы кремнистых сланцев, аналогичных вышеописанным.

Резюмируя изложенное, можно сказать следующее.

На фаунистически немых зеленых сланцах с прослоями эффузивных пород залегает толща граувакковых пород, относимых геологом А. А. Петренко к $D_2 — D_3$. Верхняя часть толщи граувакк содержит прослои кремнистых сланцев, которые выше, по всей вероятности, переходят в серию разноцветных яшмовидных кремнистых сланцев. Фауна в этих породах нами не обнаружена.

На кремнистые сланцы налегают мраморизованные известняки нижнего карбона с фауной *Pr. giganteus*, *Pr. striatus* Fisch. и др.

Как в кремнистых сланцах, так и в верхней части толщи граувакк нами наблюдались дайкоподобные тела гарцбургитовых серпентинитов. Мощность их незначительна (6—25 м). Простирание выходов серпентинитов северо-западное, согласное с осями складок. По простиранию серпентиниты прослеживаются на несколько сот метров.

Вероятно, что эти тела серпентинитов генетически связаны с Кемпирсайским массивом ультрабазитов, хотя и отстоят от последнего на расстоянии 20 км.

Таким образом, сравнительно с описанными разрезами I, II, III, IV, здесь появляется такой верхний член колонки палеозойских отложений, как визейские известняки. Залегающие ниже известняков кремнистые сланцы и еще ниже — граувакковые песчаники хорошо параллелизуются с аналогичными отложениями в разрезе IV.

VII. Наконец, опишем последовательность залегания пород около восточной границы самой северной части массива, т. е. в районе, расположенном непосредственно к западу от вышеописанного разреза VI. Здесь, по данным А. Д. Зиновкина, [1] на протяжении 17—18 км в направлении к северной оконечности ультраосновного массива можно различить такой разрез (снизу вверх):

1. Филлиты, кварцитовидные и зеленые сланцы.
2. Темные и сизые кремнистые сланцы.
3. Пироксеновые и плагиоклазовые порфириты.
4. Альбитофиры.
5. Среднезернистые полимиктовые туфогенные песчаники.

Перечисленные отложения отмечаются на карте в виде широких меридионально вытянутых полос, причем более юные из них располагаются ближе к ультраосновному массиву. По данным А. Д. Зиновкина, между горизонтом туфогенных песчаников и комплексом подстилающих эффузивов имеется резкое угловое несогласие. Падение эффузивов на контакте с песчаниками СВ 65° $\angle$ 55°, падение же песчаников ЗЮЗ 265° $\angle$ 25°. Возраст туфогенных песчаников А. Д. Зиновкин склонен относить к D_1—D_2, а возраст подстилающих эффузивов и кремнистых сланцев — к S_1 — S_2. Соображения о возрасте свит основаны на литологическом сходстве данного разреза с разрезами более северных районов.

Нижние свиты намеченного разреза граничат с известняками C_1^2 вышеописанного разреза VI. Характер контакта тектонический. Тектоническая линия проходит в меридиональном направлении западнее пос. Анастасьевского.

Обобщая все приведенные выше наблюдения, мы находим, что для вмещающих ультраосновной массив отложений характерен следующий сводный стратиграфический разрез (снизу вверх): [2]

M (?) 1. Метаморфическая толща серицито-кремнистых, кварцево-гранатовых, актинолито-гранатовых сланцев [V].
2. Светлосерые кварцитовидные песчаники [V, VII].
Pz (?) 3. Зеленовато-серые, до темносерых, филлитовые сланцы [V, VII].
S_1 (?) 4. Зеленые хлоритовые и актинолито-альбитовые и графитистые сланцы [II, III, VII].
S_2 (?) 5. Темносерые, светлые и черные плитчатые кремнистые сланцы, местами углистые или битуминозные [I, II, III, VII].
D_1—D_2. 6. Спилиты, диабазы, плагиоклазовые и пироксеновые порфириты, альбитофиры и переслаивающиеся с ними яшмы [I, II, III, IV VII].
D_2 — D_3^2 7. Полимиктовые конгломераты, сменяющиеся выше граувакками и, вероятно, замещающие их светлые плитчатые кремнистые сланцы (II, IV, VI, VII].
8. Известняки с фауной климений [III, IV].
D_3^2— C_1^1. 9. Пестроцветные кремнистые сланцы и яшмы [IV, VI].
C_1^2. 10. Известняки с фауной *Productus giganteus*, *Productus striatus* [VI].

Установленные мощности отдельных горизонтов были указаны выше при описании разрезов.

В этой колонке менее всего выяснена стратиграфическая последовательность нижних горизонтов 1, 2, 3, так как о ней приходится судить лишь на основании отрывочных данных единственного маршрута.

Начиная с горизонта 4 и выше, отмеченная стратиграфическая последовательность повторяется уже в нескольких разрезах и поэтому может считаться в достаточной степени установленной. Однако фаунистические остатки были обнаружены лишь в трех верхних ее горизонтах (подразделения 7, 8 и 10). Возраст горизонта пестроцветных кремнистых сланцев

[1] Личное сообщение.

[2] Цифры в квадратных скобках указывают номера вышеописанных разрезов, в которых наблюдались данные отложения.

(подразделение 9), появляющегося в разрезах IV_2 и VI_1, можно с некоторой долей вероятности отнести к $D_3 — C_1^1$ на основании залегания его ниже известняков C_1^2 в разрезе VI и выше граувакковых песчаников в разрезе IV.

О возрасте более древних отложений приходится судить лишь на основании литологических сопоставлений колонки с детально исследованными разрезами в смежных районах Урала и Мугоджар (Войнова и др., 1932; Петренко, 1932; Лермонтова и Разумовский, 1933; Хабаков, 1934; Дворцова, 1935; Рухин, 1938; Водорезов, 1938). Так, повидимому, горизонты 2, 3, 4 можно приблизительно параллелизовать с кидрясовской и губерлинской свитами нижнего силура более северных районов (Волкова и др., 1932; Хабаков, 1934). Залегающий выше характерный и хорошо выдерживающийся горизонт кремнистых сланцев, с подчиненными прослоями зеленокаменных пород, параллелизуется с сакмарской свитой —S_2 кремнистых сланцев с граптолитами.

В северо-западном углу планшета, в районе пос. Херсонского, К. И. Дворцова (1935) в аналогичных кремнистых сланцах обнаружила фауну верхнесилурийских граптолитов.

Горизонт 6 — спилитов, диабазов и порфиритов, переслаивающихся с яшмами, является, повидимому, эквивалентом выделяемой в более северных районах ирендыкской свиты (Хабаков, 1935; Кашин и Федоров, 1940) $D_1 — D_2$, что подтверждается залеганием этого горизонта в нашем районе ниже горизонта граувакковых песчаников и конгломератов $D_2—D_3$.

Девонским и, в особенности, верхнедевонским отложениям нашего района, которые в разрезах II, III, IV обладают меняющейся мощностью и не совсем сходным литологическим характером, свойственны, следовательно, резкие фациальные изменения.

Стратиграфические перерывы в отложениях осадков, вероятно, имели место в течение очерченного периода.

Так, например, Л. Б. Рухин (1938) устанавливает в лежащем непосредственно к западу районе (р. Кос-Истек) следы перерыва между граувакковой свитой $D_2 — D_3$ и нижезалегающими отложениями. Это заключение Л. Б. Рухина подтверждается резко колеблющейся в описанных нами разрезах (ср. разрезы I, II, III, IV) мощностью диабазо-спилитовой свиты, залегающей ниже граувакковых отложений, а также угловым несогласием между туфогенными песчаниками и подстилающими эффузивами в разрезе VII. [1]

Вероятно допустить также несогласное налегание нижних горизонтов палеозойской колонки и, в частности, горизонта 5 (кремнистых сланцев) на более древние метаморфизованные осадки, которые выходят на дневную поверхность около северо-западной и западной границ ультраосновного массива. Основанием для такого предположения являются: а) резко повышенная степень метаморфизма отложений горизонтов 1, 2, 3 и 4, б) различие в тектонических (складчатых) формах древних отложений, с одной стороны, и более юных палеозойских образований — с другой.

Здесь следует также подчеркнуть рассматриваемый ниже факт, что залегание ультраосновного массива в целом в меньшей степени согласно по отношению к образованиям древнее горизонта 5 (кремнистых сланцев), чем по отношению к этому последнему горизонту. Это обстоятельство наводит на мысль о м е ж ф о р м а ц и о н н о м залегании плутона вдоль поверхности стратиграфического несогласия.

Для определения возраста ультраосновных пород существенно важны активные контакты серпентинитов со следующими членами колонки:

а) со спилито-диабазовой и яшмовой серией $D_1 — D_2$ по Кизыл-Каин

---

[1] Возраст этих песчаников нам кажется более правильным отнести к $D_2 — D_3$, а возраст подстилающих эффузивов — к $D_1 — D_2$.

и Кизыл-су около восточной границы массива, по р. Уисыл-Кара около юго-западной границы массива, у пос. Куагач I около западной границы массива;

б) с верхнедевонскими (и, может быть, нижнекаменноугольными) отложениями в районе пос. Анастасьевского (см. разрез V).

Кроме того, для суждения о возрасте внедрения ультраосновной магмы надо принять во внимание активные контакты более древних, сравнительно с серпентинитами, габбровых пород с верхнедевонскими отложениями и залегающими ниже эффузивами в районе к западу от пос. Куагач I. Габбро в свою очередь подверглись здесь контактовому воздействию ультраосновной магмы и местами залегают в виде ксенолитов среди серпентинитов.

Следовательно, возраст ультраосновной интрузии в данном случае не может считаться более древним, чем по крайней мере D_3^2. В соответствии с этим заключением в полимиктовых девонских конгломератах по р. Тарновке (разрез II) у восточной окраины ультраосновного массива нам не удалось найти, несмотря на тщательные поиски летом 1938 г., ни одной гальки серпентинитов.[1] Л. Б. Рухин (1938, 210) также не упоминает о гальке серпентинитов в конгломератах грауваккової свиты.

Верхний возрастной предел ультраосновной интрузии не может быть выше главной фазы варисского тектогенеза ($C_3 — P_1$), которая со всей силой отразилась на серпентинитах, обусловив развитие в них кливажа, трещин и смещений и частью образование складок.

На основании указанных выше фактов возраст как основной, так и ультраосновной интрузии можно относить лишь к периоду варисского тектогенеза.

Возрастные и генетические взаимоотношения между основным (габбровым) и ультраосновным комплексами рассматриваются в главных чертах ниже.

Б. Габбро-амфиболиты как вмещающие породы ультраосновного массива

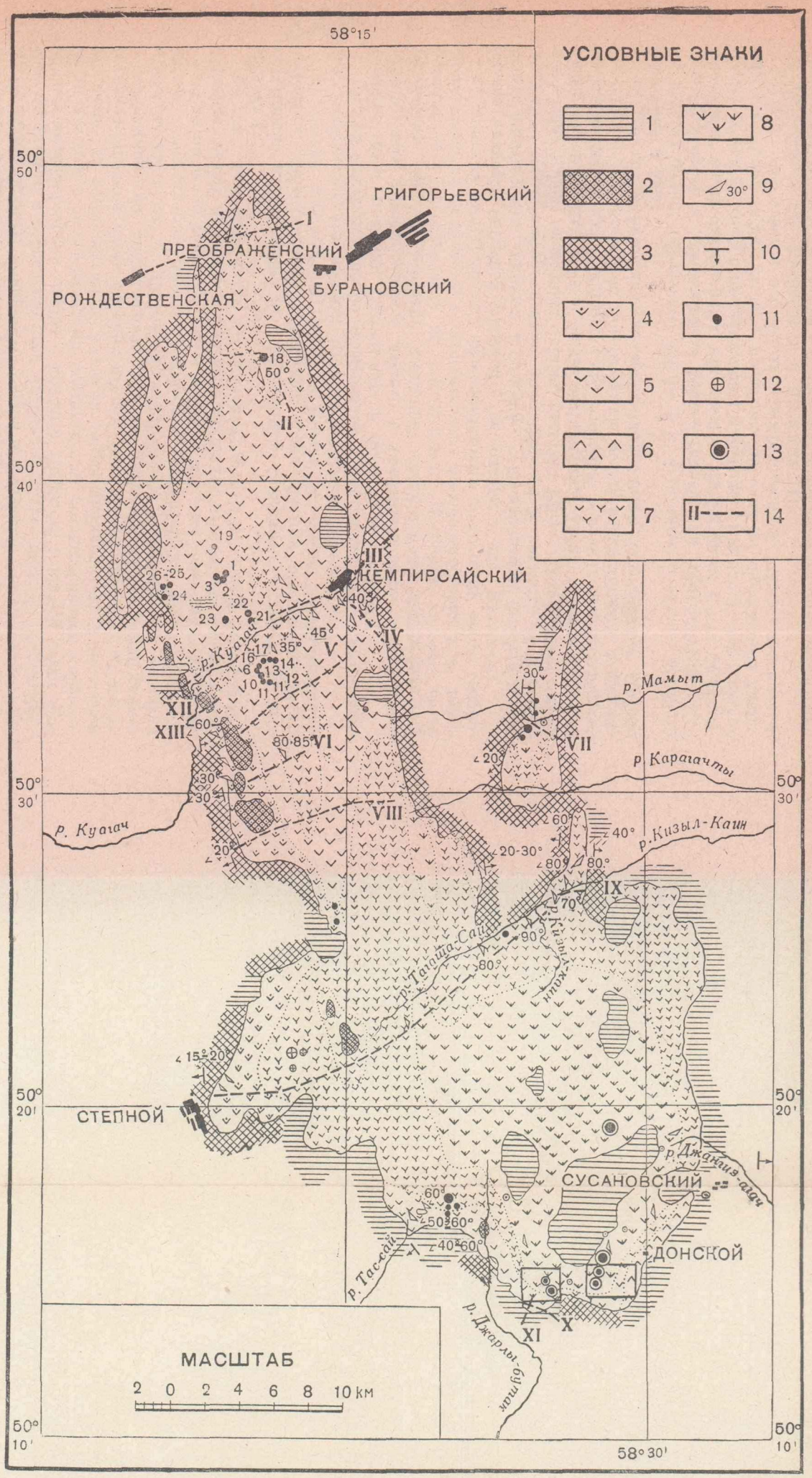
При исследовании возрастных отношений габбро-амфиболитов к ультраосновным породам приходится исходить из трех возможных решений вопроса: 1) более юного, 2) одновременного и 3) более древнего возраста габбро-амфиболитов сравнительно с ультрабазитами.

В результате исследования пришлось столкнуться с фактами, которые в значительной степени противоречат первым двум предположениям.

Против более юного возраста габбро-амфиболитов говорят такие факты:

а) Среди серпентинитов нередко встречаются изолированные друг от друга и часто полупогруженные в ультраосновную породу включения габбро-амфиболитов размером от 0.5 до нескольких десятков метров. Общие очертания подобных включений в плане — изометричные или слабо удлиненные. Граница габбро и прилегающего серпентинита — неровная, но резкая. Такие включения попадаются обычно среди сравнительно плотных, тектонически не нарушенных серпентинизированных перидотитов и поэтому не могут считаться частями разорванной дайки габбро или тектоническими глыбами, вмятыми в серпентиниты; степень метаморфизма породообразующих минералов в подобных включениях несравненно более велика, чем в обычных дайках габбро-диабазов, рассекающих ультраосновной массив: плагиоклаз включенного габбро-амфиболита на самом контакте обычно превращен либо в гранат, либо в пренит; зеленая роговая обманка обычно замещается пилитовыми псевдоморфозами постериорного

[1] Г. И. Водорезов (1938) указывает на присутствие в числе галек этого конгломерата окатанных обломков жильных пород ультраосновного массива, однако не приводит микроскопического и химического сравнения этих галек с соответствующими жильными породами.



Фиг. 6. Схематическая петрографическая карта Кемпирсайского ультраосновного массива

1 — мезо-кайнозойские отложения (опоки, мергели, песчаники); *2* — останцы пород кровли (габброиды и кремнистые породы); *3* — боковые вмещающие породы (габброиды, метаморфизованные палеозойские и частью допалеозойские образования и в том числе эффузивы и их туфы); *4* — серпентиниты, первичная порода которых не определяется; *5* — серпентинизированные массивные перидотиты, существенно гарцбургитовые; *6* — серпентинизированные массивные перидотиты, существенно лерцолитовые; *7* — серпентинизированный полосчатый дунито-гарцбургитовый комплекс; *8* — серпентинизированные дуниты с резко подчиненным развитием гарцбургитов; *9* — падение полосчатости в ультраосновных породах и рудах; *10* — падение вмещающих пород; *11* — месторождения низкохромистых руд с содержанием Cr_2O_3 в хромшпинелиде от 32 до 38%; *12* — месторождения руд с содержанием Cr_2O_3 в хромшпинелиде от 42 до 45%; *13* — месторождения высокохромистых руд с содержанием Cr_2O_3 в хромшпинелиде выше 55%; *14* — линии составленных профилей. Контуры массива взяты по карте А. Н. Алешкова и А. Д. Зиновкина. Расчленение ультрабазитов с некоторыми уточнениями контура массива произведено В. П. Логиновым и Н. В. Павловым, 1939 г.

Хромиты СССР к стр. 16—17.

тремолита; за счет ильменита развивается лейкоксен, титанит (включения на водоразделе рр. Шелекты I и Шелекты II).

б) Там, где удается наблюдать непосредственные контакты серпентинитов и габбро-амфиболитов, в последних породах не наблюдается уменьшения размеров зерен с приближением к контакту или каких-либо других признаков, очень характерных для краевых фаций более юных габброидных интрузивов в серпентинитах района (включения габбро-амфиболитов на берегах балки, впадающей справа в р. Куагачты, в пункте поворота этой реки к югу).

в) Хорошо выраженная в габбро-амфиболитах полосчатость обычно не согласна с контактовой поверхностью между серпентинитом и габбро-амфиболитом. Особенно наглядно это выражено в мелких выходах габбро-амфиболитов с округлыми в плане очертаниями, увенчивающих вершины небольших горок, сложенных серпентинитами. Круто поставленная полосчатость в габбро-амфиболитах с приближением к контакту не изменяет своего направления, упираясь в границу с серпентинитами, которая в этом случае является неровной («рваной») (включения у пос. Кизыл-су).

г) Никаких специфических экзоконтактовых проявлений около габбро-амфиболитовых включений в серпентинитах (слюдисто-хлоритовых, амфиболовых и т. п. оторочек) не наблюдалось. Наоборот, краевые части включений сами подверглись заметному контактовому изменению под воздействием ультраосновной магмы, в результате чего превратились в контактовые роговики (гранатовые и пренитовые породы).

Против отнесения габбро-амфиболитов к сингенетичным дифференциатам ультраосновного массива говорят следующие факты:

а) Выходы габбро-амфиболитов в районе не всегда сопровождаются выходами серпентинитов, а залегают среди древних вмещающих пород совершенно изолированно от серпентинитов (например, к западу от пос. Куагач I).

б) Там, где серпентиниты и габбро-амфиболиты находятся во взаимном контакте, между ними нет каких-либо типичных переходных пород. Среди перидотитов около контакта, как и вообще в массиве, совершенно не встречается плагиоклазсодержащих разностей; пироксениты около контакта также отсутствуют. С другой стороны, габбро-амфиболиты у контакта с серпентинитами представлены самыми различными разновидностями: в северо-западной части массива преобладают среднезернистые то лейкократовые, то меланократовые разности габбро-амфиболитов; в восточной части массива с серпентинитами контактируют среднезернистые порфировидные меланократовые габбро с красным гранатом; в южной части массива в контакте с серпентинитами находятся мелкозернистые резкополосчатые габбро-диориты; оливиновые габбро встречаются в контактах с серпентинитами главным образом у юго-западной границы массива (р. Шелекты III, пос. Степной).

в) Иногда наблюдаются случаи обратного гипсометрического положения габбро-амфиболитов по отношению к серпентинитам, в сравнении с тем, какое более соответствует разбираемой гипотезе. Так, на берегах рр. Кизыл-су, Карагачты, Мамыт габбро-амфиболиты залегают то в висячем, то в лежачем боку серпентинитов.

г) Наблюдаются многочисленные случаи несогласия полосчатости в габбро-амфиболитах и вмещающих перидотитах (фиг. 7), а также упоминавшиеся следы контактовых изменений во включениях (пренитизация и, реже, гранатизация плагиоклаза).

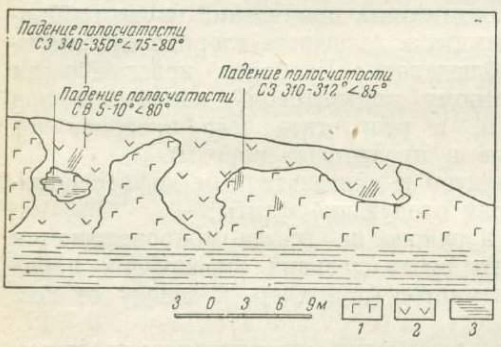
Все приведенное выше не противоречит третьему положению, согласно которому габбро-амфиболиты являются древними вмещающими породами для ультрабазитов, что не обычно для других ультраосновных массивов Урала.

Пространственные взаимоотношения выходов габбро-амфиболитов и ультраосновных пород приводят, с точки зрения этого вывода, к некоторым важным для изучения морфологии ультраосновного массива предпосылкам.

1. В большинстве случаев выходы габбро-амфиболитов среди серпентинитов занимают гипсометрически повышенные участки.

2. При увязке в профилях гипсометрического положения подобных изолированных «останцов» габбро-амфиболитов получается плавная, огибающая сверху серпентиниты поверхность кровли ультраосновного массива. Особенно наглядно пологое залегание крупных масс габбро на серпентинитах представляется у западного конца сел. Шелекты, где нижняя часть склона правого (северного) берега р. Шелекты III сложена серпентинитами, а в верхней части склона сплошь распространены габбро.

3. В огромном большинстве случаев в граничащих с габбро-амфиболитами серпентинитах содержатся реликтовые пироксены. Таким образом, исходная порода серпентинитов принадлежит к перидотитовой разновидности. При значительном вообще (см. гл. II) петрографическом разнообразии ультраосновных пород массива, подобное однообразие в составе приконтактовых ультрабазитов можно объяснить лишь более или менее одинаковыми условиями дифференциации и застывания ультраосновной магмы около контакта с габбро-амфиболитами. Эти условия определялись, повидимому, непосредственным соседством крупной массы уже затвердевших габбро, залегающей в потолке кристаллизующейся ультраосновной массы.



Фиг. 7. Схема залегания ксенолитов габбро в серпентинизированных перидотитах верхней зоны массива (берег сая, впадающего в р. Куагач у «колена»)

1 — габбро-амфиболиты; *2* — серпентинизированные перидотиты; *3* — след полосчатости.

Признавая более древний возраст габбро-амфиболитового массива и соглашаясь в этом отношении с А. Н. Алешковым, мы, тем не менее, не можем отрицать существования в районе таких интрузивных масс габбрового состава, которые имеют относительно более юный возраст. При этом имеются в виду не только многочисленные мелкие дайки габбро-диабазов, рассекающих ультраосновной массив, но и средне- и крупнозернистые тонкополосчатые оливиновые нориты, встреченные в районе Бурановского никелевого месторождения.

По данным геологической съемки Н. Д. Никитиной и К. Д. Субботина, а также по наблюдениям Н. В. Павлова, здесь среди серпентинитов имеется дайкообразное тело оливиновых норитов, прослеженное по простиранию (ССЗ) на расстояние около 5 км. Видимая ширина его около 70 м. Падение полосчатости в норитах вертикальное и местами крутое западное. Вертикальная скважина, заложенная в контуре всего тела, на глубине 47 м была остановлена в оливиновых норитах.

Большим макроскопическим сходством с меланократовыми габбро-амфиболитами обладают залегающие также в жилоподобных телах среди ультраосновных пород горнблендиты. Они пересекаются дайками габбро-диабазов и плагиогранитов и поэтому должны считаться более древними жильными породами ультраосновного массива, тогда как к более юным жильным породам принадлежат габбро-диабазы и плагиограниты.

При проведении развертывающейся сейчас детальной геологической съемки ультраосновного массива совершенно необходимо правильное

различение друг от друга этих макроскопически сходных, но различных в возрастном и генетическом отношениях габброидов. К сожалению, в условиях слабой обнаженности массива геологические отношения выхода габброидов к окружающим ультрабазитам не всегда могут быть выяснены с достаточной определенностью. Поэтому приведенные выше критерии для отнесения основной изверженной породы к той или иной генетической группе нуждаются в проверке микроскопическими методами. С этой целью ниже кратко описывается петрографический характер основных изверженных пород, вмещающих ультраосновной массив.

Петрографическая характеристика пород габбрового массива. Макроскопически эти породы легко отличаются от жильных габбро-диабазов. Они сложены чередующимися полосками лейкократового, мезократового и меланократового облика. Структура полнокристаллическая от средне- до крупнозернистой. В зависимости от минералогического состава и текстур выделяются следующие разновидности: 1) среднезернистые полосчатые габбро-амфиболиты; 2) средне- и крупнозернистые оливиновые габбро массивной текстуры; 3) среднезернистые гранатовые амфиболиты; 4) мелкозернистые полосчатые габбро-диориты.

1. Среди собственно габбро-амфиболитов, в зависимости от состава, можно различить мезократовые и меланократовые разновидности. В шлифе под микроскопом в составе их наблюдаются следующие минералы.

Соссюритизированный плагиоклаз-лабрадор № 50—55 и, реже, битовнит № 70 [по определению его угла угасания на разрезах $\perp$ (001) и (010)] в зависимости от разновидности слагает бо́льшую или меньшую часть породы. Образует простые двойники по карлсбадскому и полисинтетические по альбитовому и периклиновому законам. В меланократовых разностях встречается обычно в форме мелких эвгедральных включений в краевых частях зерен амфибола. Часто замещается цоизитом, эпидотом, иногда пренитом.

Пироксен-диопсид ($2V = +57, +56°$; $cNg = 38—40°$; $Ng—Np = 0.027 — 0.030$). Сохраняется редко; обычно почти нацело замещается амфиболом.

Амфибол. В лейкократовых разностях представлен актинолитом ($2V = 88°$; $cNg = 17—18°$; $Ng—Np = 0.025 — 0.027$; $Ng' = 1.656 \pm 0.002$: $Np' = 1.630 \pm 0.002$; плехроизм: Ng синевато-зеленый, Np — бесцветный).

В меланократовых разностях обычно встречается зеленая роговая обманка с густыми тонами плеохроизма ($2V = — 78°$; $cNg = 12—14°$, $Ng—Np = 0.025—0.026$; $Ng' = 1.683 \pm 0.003$; $Np' = 1.668 \pm 0.002$). По диаграмме Винчелла для системы роговая обманка — паргасит минерал отвечает составу $10CaFeSi_2O_6 \cdot 20NaFeSi_2O_6 \cdot 70Ca\ MgSi_2O_6$. Часто замещается хлоритом.

В форме мелких включений в амфиболах и пироксенах встречаются зерна апатита (размеры 0.05—0.2 мм), сфена (0.1—0.5 мм), циркона (0.01—0.05 мм) и магнетита (0.005 мм до 0.01 мм).

Структура мезократовых разновидностей габбро-офитовая, в меланократовых — пойкило-офитовая, а при малом содержании плагиоклаза — панидиоморфная, равнозернистая, иногда порфировидная.

Описанные разновидности габбро-амфиболитов широко распространены в северной части массива, в верховьях р. Куагач, между поселками Джусалы и Кемпирсай; в западной части массива, около пос. Куагач I; в восточной части массива на берегах р. Кизыл-су и в других пунктах. Характерно, что меланократовые разновидности чаще встречаются в юго-западной половине массива.

2. Гранатовые амфиболиты отличаются от описанных габбро лишь обильным развитием розоватого граната, замещающего плагиоклаз.

Размеры зерен граната достигают 0.5 см, показатель преломления граната колеблется от 1.705 до 1.747, что отвечает составу от чистого пиропа до пиропа с значительной примесью молекул андрадита и альмандина. Структура породы среднезернистая, порфировидная; текстура полосчатая, образованная сгущением зерен граната в виде субпараллельных полосок.

Амфиболиты с гранатом встречаются главным образом около восточных границ массива, обнажаясь в долинах ручьев Батамша, Карагачты и к востоку от пос. Кемпирсай, где они слагают обширные площади.

3. Оливиновые габбро. Макроскопически отличаются от описанных разностей большим размером зерен (2—3 мм) и характерной буровато-красной коркой выветривания. При внимательном рассмотрении в штуфе на ряду с плагиоклазами можно различить округлые зерна оливина и зеленоватого пироксена.

В шлифе различаются: плагиоклаз — обычно битовнит № 80 ($Ng' = 1.577 \pm 0.002$ и $Np' = 1.568 \pm 0.002$), оливин (2V) + (80—86°, Ng—Np = 0.037), моноклинный пироксен, сульфиды и различные постериорные минералы (серпентин, пренит, амфибол и гидроокислы железа).

Оливин рассекается беспорядочной сетью шнуров хризотила. Некоторые зерна его окружены келифитовой каймой, состоящей из лейст бесцветного амфибола (2V = =—79°, cNg = 13°, Ng—Np = 0.020 — 0.023).

Пренит встречается редко, вдоль трещин отдельности плагиоклаза.

В полированных шлифах в оливиновых габбро наблюдается вкрапленность сульфидов — пирротина и пентландита, иногда взаимно срастающихся. Размеры ангедральных зерен 0.1—0.5 мм. Сульфиды обычно приурочены к интерстициям силикатов. Местами окаймляют мелкие зерна оливина.

С возрастанием относительного количества плагиоклаза до 80—90% по объему наблюдается переход от оливиновых габбро к анортозитам, выходы которых местами чередуются с выходами оливиновых габбро.

Оливиновые габбро распространены главным образом в западной части района вдоль контакта с ультрабазитами (у пос. Шелекты, к северу от пос. Степного).

4. Габбро-диориты макроскопически плотные, мелкозернистые меланократовые и мезократовые породы тонкополосчатой текстуры, с буроватой коркой выветривания на поверхности.

В шлифе под микроскопом наблюдаются следующие минералы:

Плагиоклаз переменного состава от альбита ($Ng' = 1.534 \pm 0.003$, $Np' = 1.524 \pm 0{,}002$) до основного андезина № 45 ($Ng' = 1.558 \pm 0.003$; $Np' = 1.550 \pm \pm 0.002$). Плагиоклаз по объему преобладает в породе. Обычно зерна его слабо пелитизированы и несколько непрозрачны.

Амфибол в форме ксеноморфных зерен плеохроичных, и буровато-зеленых тонов, 2V = 70°, 72°—,74° — ; cNg = 13—15°, $Ng' = 1.670 \pm 0.004$; $Np' = 1.654 \pm \pm 0.002$.

По диаграмме Винчелла в системе роговая обманка — паргасит амфибол отвечает составу около $30NaFeSi_2O_3 + Fe_2O_3 \cdot 70CaMgSi_2O_3$, т. е. близок по составу к роговой обманке описанных выше габбро-амфиболитов.

В некоторых шлифах наблюдается бурая роговая обманка.

Кварц — ксеноморфные мелкие зерна в интерстициях зерен плагиоклазов и амфибола.

Акцессорный апатит довольно часто наблюдается в форме мелких идиоморфных включений в плагиоклазах, амфиболе и рудном минерале. Рудный минерал является акцессорным и представлен сульфидом, точное определение которого не производилось.

Из вторичных минералов довольно часто наблюдается пренит и реже цоизит.

Структура породы пойкило-офитовая.

Эти габбро-диориты распространены к югу от Джарлы-Бутакского хромитоносного участка, у контакта их с серпентинизированными перидотитами (фиг. 105).

Генетические взаимоотношения описанной более кислой разновидности габбро с предыдущими остаются пока невыясненными. Возможно, что появление кварца и более кислого плагиоклаза можно относить за счет контактовых воздействий на обычные основные габбро со стороны смежной интрузии плагиогранитов. В этих условиях в районе левого притока р. Джарлы-Бутак развивается переходная между плагиогранитами и габбро-амфиболитами зона габбро-диоритов и кварцевых диоритов (см. аплитовидные плагиограниты и гибридные породы на карточке, фиг. 105).

Контактовые изменения. Кратко остановимся на некоторых примерах контактовых изменений габбро-амфиболита под воздействием ультраосновной магмы, которые сначала охарактеризуем макроскопически.

а) К северу от пос. Куагач I, на западной границе интрузива, полосчатые габбро-амфиболиты слагают многочисленные останцы кровли. На контакте с серпентинитами габбро приобретают гнейсовидное сложение и светлосерую или зеленовато-серую окраску. Отчетливой зональности в экзоконтактовой кайме не заметно; мощность ее не превышает 1 м.

б) На левом берегу балки, впадающей в р. Куагач с северо-запада, в пункте крутого поворота долины последней на юг, у так называемого «колена»,[1] в серпентинитах, прикрываемых сверху габбро-амфиболитами, встречены 4—5 мелких ксенолитов последних (размерами 0.5 × 1.0 м до 2 × 3 м), вытянутых в горизонтальную цепочку. Расстояние между ними 3—4 м. Очертания их крайне прихотливы. Характерны различная ориентировка полосчатости в отдельных ксенолитах и резкое несовпадение ее с ориентировкой полосчатости в ультрабазитах (см. зарисовку, фиг. 7). Параллельнополосчатое сложение габбро-амфиболитов с приближением к контактам дает переходы к плойчатой и даже очково-линзовидной текстуре.

в) Наконец, чрезвычайно отчетливо контактовые изменения в габбро-амфиболитах висячего бока ультраосновного массива выступают на правом берегу р. Шелекты I, где экзоконтактовая кайма имеет мощность 1—1.5 м. Контактовая порода зеленовато-серой окраски, массивного сложения, с занозистым изломом. Наклон контактовой поверхности западный $< 20°$ (фиг. 24).

Под микроскопом контактовые породы показывают неравномернозернистое сложение из амфибола, хлорита и сфена, с редким участием граната и пренита.

Амфибол замещает первичные пироксены и амфиболы габбро и представлен главным образом двумя разновидностями — тремолитом ($Ng' = 1.642 \pm 0.002$, $Np' = 1.620 \pm 0.002$, $Ng—Np = 0.022$) и актинолитом ($Ng' = 1.650 \pm 0.003$, $Np' = 1.627 \pm 0.002$, $Ng — Np = 0.023—0.025$); 2V обоих колеблется от — 80 до—88°; $cNg = 14—20°$.

Тремолит обычно развивается ближе к контакту и в ассоциации с гранатом, тогда как актинолит преобладает в удалении от контакта. Кроме того, в непосредственно приконтактовых зонах встречаются иногда зерна амфигастингситовой группы (2V — малый и отрицательный, $cNg = 20°$, $Ng—Np = 0.015—0.017$, плеохроизм: Ng — синевато-зеленый, Nm — оливково-зеленый, Np — светложелтый). Гастингсит развивается по моноклинному пироксену.

Хлориты, встречающиеся здесь, как по своим морфологическим чертам, так и по оптическим свойствам различны. В различных сечениях они имеют форму чешуек, удлиненных лейст или изометричных зерен. Судя по оптическим свойствам, можно выделить бесцветный хлорит из группы прохлорит-клинохлора, с ржаво-бурыми тонами интерференционной окраски, низким двупреломлением (0.005—0.010), отрицательным удлинением, косым угасанием (3—5°), и второй хлорит — с индигово-синими тонами интерференционной окраски, с прямым угасанием и положительным удлинением ($Ng—Np = 0.004—0.009$), отвечающий составу пеннина, а также и третий — зеленоватый, почти изотропный хлорит промежуточного состава.

Хлориты обычно замещают тремолит и амфибол габбро-амфиболитов.

Гранат. Встречается лишь в узкой зоне контактового изменения габбро (шириной 1.5—2 см). В шлифах из контактовых пород, к югу от пос. Куагач I, гранат слагает участки в 1—3 мм шириною. Форма участков напоминает очертания плагиоклаза, реликты которого все же отсутствуют.

Гранат бесцветен, иногда буроват, оптических аномалий не наблюдается. Показатель преломления $= 1.768 \pm 0.003$, что, по таблицам Ларсена, отвечает составу альмандин-пироп с небольшой примесью молекул гроссуляра и андрадита. На расстоянии 2 см от поверхности контакта гранат исчезает и заменяется паркетовидными агрегатами пренита.

Пренит обычно группируется в жилках, пересекающих актинолит. Иногда мелкозернистые агрегаты его образуют псевдоморфозы по плагиоклазам. Оптические

[1] В 9 км ниже пос. Кемпирсай русло р. Куагач меняет юго-западное направление на южное, образуя резкий поворот, так называемое «колено».

свойства его: $2V = +65°$, удлинение отрицательное, двупреломление около 0.036—0.038. Между пренитовой и гранатовой зонами наблюдается промежуточная зона, в которой часть зерен плагиоклаза замещается пренитом, часть же — гранатом.

Так как в ассоциации с пренитом встречается больше реликтов первоначальных минералов (пироксена, роговой обманки), чем в ассоциации с гранатом, то можно предполагать, что порода претерпела здесь меньший контактовый метаморфизм по сравнению с более близкой к контакту зоной.

Химический состав пренитовой породы из контакта на р. Шелекты I приводится ниже параллельно с составом неизмененного контактовыми процессами габбро-амфиболита.

	Контактовая хлорито-пренитовая порода	Мезократовое габбро	Мезократовое габбро	
	Образец № 69 [1]	Образец № 6 [2]	Образец № 3372 [3]	
SiO_2	40.54	40.25	37.25	
TiO_2	следы	1.08	0.09	
Al_2O_3	27.85	12.30	20.89	
Fe_2O_3	0.04	5.07	4.30	
Cr_2O_3	не опр.	0.07	0.04	
FeO	1.56	6.18	2.18	
MnO	0.03	0.21	0.09	
CaO	14.34	8.07	14.60	
MgO	6.28	15.65	14.01	
NiO	не опр.	0.23	следы	
Na_2O	1.73	0.82	не опр.	
K_2O	0.09	0.68	0.58	определялось в другой пробе
H_2O^+	6.88	не опр.	0.16	
H_2O^-	0.60	»	1.45	
P_2O_5	0.10	0.44	не опр.	
S	0.10	не опр.	»	
CO_2	не опр.	0.17	»	
Сумма	100.14	—	—	

Данные по двум последним анализам заимствованы из отчета В. Ф. Попкова (1938).

Из таблицы можно вывести заключение, что, в результате контактовых воздействий ультраосновной магмы, в химическом составе габбро происходило значительное увеличение содержания Al_2O_3 и H_2O — в основном за счет резкого понижения содержания MgO и железа (выноса), что соответствует перестройке минералогического состава породы (образование пренита и хлорита). Вероятен также некоторый привнос CaO (ср. анализы образцов № 69 и 6).

В. Мезо-кайнозойские отложения

В то время как описанные выше вмещающие породы имеют большое значение для определения возраста интрузии, формы плутона и глубины его залегания, более юные, перекрывающие осадки и образования могут прежде всего дать указание на возраст его раскрытия денудационными процессами.

1. Юрские отложения на территории ультраосновного массива с достоверностью до сих пор не установлены. Однако широкая полоса

[1] Из коллекции Н. В. Павлова. Химик-аналитик К. Сокова.

[2] Образец № 6 из дудки № 329 на Западно-Кемпирсайском никелевом месторождении. Химик-аналитик М. М. Стукалова. Анализ производился по поручению М. А. Цибульчика.

[3] Образец № 3372 — ультраосновное габбро с Западно-Кемпирсайского никелевого месторождения. Химик-аналитик А. И. Пономарев. Анализ производился по поручению В. Ф. Попкова (1938).

континентальных юрских отложений располагается уже в 12 км к востоку от ультраосновного массива — восточнее сел. Бородиновского и сел. Кайрактысай. На основании многочисленных находок растительных остатков юрские отложения были недавно обнаружены в различных частях Орского Урала О. М. Смирновой (1931), А. А. Петренко (1932), Н. К. Разумовским (1931), А. Л. Яншиным (1932) и другими исследователями.

Позднее (в 1935 г.) М. Л. Безруков и А. Л. Яншин детально изучили петрографический состав юрских отложений. Нижняя из свит континентальной юры — Хайбуллинская, относящаяся в своей главной части к верхнему лейасу, перекрывает в ряде мест Южного Урала продукты древней коры выветривания. В районе пос. Аккермановского юрские конгломераты содержат гальку силифицированных серпентинитов. Таким образом, аналогичные продукты древнего выветривания, широко развитые в Кемпирсайском ультраосновном массиве, — охры, контроиты, силифицированные серпентиниты — могут принадлежать к раннемезозойским образованиям нижнеюрского и даже триасового возраста.

2. Верхнемеловые отложения широко распространены в южной части района и перекрывают здесь как контакты ультраосновных пород с вмещающими отложениями, так и отдельные участки ультраосновного массива.

В районе пос. Донского верхнемеловые отложения налегают непосредственно на размытую поверхность дунитовых серпентинитов и местами на выходы хромитов, подвергшихся древнему выветриванию. В верховьях левых притоков р. Джарлы-Бутак они ложатся на кремнистый горизонт коры выветривания и перекрывающие ее галечники и бобовники.

Сохранившаяся мощность меловых отложений до 5—7 м. Нижний горизонт, налегающий на неровную, карманообразную поверхность размытых серпентинитов, представлен зеленоватыми глауконитовыми песчанистыми глинами. Выше последних залегают желтые охристые песчаники с включениями фосфоритов. Верхний, более мощный горизонт сложен светлозеленоватыми плотными глауконитовыми песчаниками, опоками и мергелями. Довольно часто в отложениях попадается фауна белемнитов, спикулы губок.

Стратиграфически, судя по находкам Belemnitella mucronata, Belemnitella lanceolata, Ostrea, меловые отложения относятся к верхнему сенону.[1]

3. Третичные отложения представлены континентальными осадками (кварциты с отпечатками флоры, железистые песчаники) и морскими (глауконитовые пески, песчаники и опоки). Они также тяготеют в своем распространении к восточной и южной частям массива. Стратиграфически эти отложения принадлежат, по А. Н. Алешкову, к палеоцену (морские), эоцену и олигоцену (континентальные).

К нижнемиоценовым континентальным осадкам относятся, по А. Л. Яншину, пестрые каменистые глины с бобовником бурого железняка. Последние встречаются в некоторых пунктах на территории Кемпирсайского ультраосновного массива.

В хороших обнажениях третичные осадки нами не изучались, поэтому отсылаем за дополнительными фактами к отчетам А. Н. Алешкова (1936/37) и А. А. Петренко (1932).

4. Четвертичные отложения в зоне дунито-перидотитового массива представлены аллювием хорошо выраженных террас речных долин. Кроме 1-й современной пойменной террасы, обычно заросшей прекрасной луговой растительностью, наблюдается еще две террасы: 2-я тер-

[1] Частный разрез меловых отложений см. в описании рудоносного участка место рождения Гигант.

раса надпойменная (аккумулятивная) высотой 1.5—2 м, сложенная галечниками; 3-я терраса высотой 5—7 м с неясно выраженными уступами из коренных пород без сохранившегося аллювия.

Дно мертвых балок (саев), которыми в верховьях заканчиваются долины речек, заполнено мощной, ныне задернованной толщей аллювия (может быть, частью пролювия).

Делювиальные образования, в связи с мало рассеченным рельефом и небольшими относительными высотами, присутствуют лишь у подножья склонов долин рек и крупных саев. К четвертичным образованиям относятся также водораздельные суглинки, местами достигающие мощности нескольких метров.

II. Петрографическое описание ультраосновного массива и химическая характеристика слагающих его ультраосновных пород

Н. В. Павлов

Среди пород массива различаются следующие главные разновидности:

А. 1. Серпентиниты (разной генетической природы).

2. Перидотиты — лерцолиты, амфиболовые перидотиты, гарцбургиты порфировидного сложения, гарцбургиты полосчатого сложения (дунито-гарцбургиты), в различной степени серпентинизированные.

3. Дуниты и энстатитовые дуниты, в различной степени серпентинизированные.

4. Хромитовые дуниты и руды различного сложения (вкрапленные, массивные, нодулярные и др.).

Б. Жильные породы ультраосновной магмы — бронзититы, актинолититы.

В. Жильные (дайковые) породы габброидной магмы: габбро-диабазы (беербахиты), оливиновые нориты; условно относимые к габброидной магме горнблендиты и плагиограниты.

Серпентиниты

Серпентиниты, внешний облик которых почти ничего не говорит об исходной породе, прежде всего слагают довольно значительные зоны в самых краевых частях массива, у контактов с вмещающими породами, ксенолитами и останцами кровли. В тонких, выклинивающихся краевых частях массива наблюдается сплошная серпентинизация всей массы ультрабазитов; при более значительной мощности интрузии мы можем уже различать: серпентиниты, подстилающие кровлю интрузии, и серпентиниты, лежащие на постели интрузии, между которыми располагаются зоны менее серпентинизированных пород.

Почти все серпентиниты приконтактового типа являются перидотитовыми. Исключение составляют приконтактовые серпентиниты в районе северо-восточного окончания пос. Кемпирсай, а также так называемого «колена» р. Куагач, где серпентиниты, располагаясь близ кровли метаморфизованных вмещающих габброидных пород, быстро сменяются серпентинизированными дунитами.

Помимо краевых частей массива серпентинизация проявляется довольно отчетливо в зальбандах рудных хромитовых тел. Околорудные серпентиниты по характеру исходной породы являются преимущественно дунитовыми.

Наконец, позднейшая серпентинизация интенсивно выражена у контактов даек с перидотитами. Макроскопически эти серпентиниты отличаются от периферических более темной окраской, массивным сложением, иногда матовой поверхностью. Наибольшая ширина зоны серпентинизации

в контактах с жильными породами варирует в зависимости от петрографического характера дайки: в контактах с жильными габбро она достигает обычно 1—2 м, в контактах с жильными пироксенитами — 0.3—0.5 м.

Кроме описанной локальной серпентинизации, в массиве широко распространена региональная серпентинизация дунитов и перидотитов. Содержание серпентина при подобной серпентинизации ультраосновных пород достигает 80—90% по объему породы. Однако это не мешает различать макроскопически в штуфах дунитовые и перидотитовые разности, так как псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену сохраняются.

Другие гидротермальные изменения ультрабазитов — асбестизация, оталькование, хлоритизация — выражены менее резко, чем серпентинизация. Тонкие единичные жилы хризотил-асбеста встречаются в серпентинитах около контактов с вмещающими породами. Слабо развито также и оталькование ультрабазитов, отмечающееся макроскопически только в штуфах из участков сгущения даек. Более распространен процесс хлоритизации; хлорит равномерно рассеян главным образом в серпентинитах первого типа — около контактов с вмещающими породами и останцами кровли. Если учесть спорадическое появление в серпентинитах тремолита, то в серпентинитах верхней зоны плутона можно предполагать, на ряду с серпентинизацией и хлоритизацией, также и тремолитизацию.

Происхождение серпентинитов района М. А. Цибульчик (1932) связывает с поднятием габбровой магмы, совершенно игнорируя роль автометаморфических процессов. С другой стороны, А. Н. Алешков (1929) выдвигает гипотезу о вполне аллохтонном происхождении воды и рассматривает серпентинизацию как процесс чистой гидратации. На ряду с автометаморфической фазой серпентинизации он допускает «вадознотермальный» процесс серпентинизации, связанный с разломами альпийского эпейрогенеза.

После недавних прекрасных сводок по теории серпентинизации В. Н. Лодочникова (1936), H. H. Hess'a (1931) и др. едва ли имеется необходимость задерживаться здесь на разборе этих взглядов. Мы разделяем взгляды В. Н. Лодочникова по этому вопросу.

С чисто петрографической стороны серпентиниты района принадлежат в основном к хризотиловым разновидностям с типичной петельчатой микротекстурой. Антигоритовые разновидности характерны для контактов с жильными породами.

Наибольшее разнообразие в составе минералов имеется в серпентинитах, прилегающих к кровле массива.

Подсчет одного из шлифов (№ 29) при увеличении в 20 раз дал такие объемные отношения минералов:

Хризотил по оливину	63.73%
Тремолит	0.21
Хлорит	28.53
Хромшпинелид	0.33
Каймы изменения хромшпинелида . .	2.42
Магнетитоподобный минерал	4.78
Сумма	100.00%

Остановимся здесь более подробно на петрографическом описании серпентинитов около контактов интрузии с вмещающими породами.

Такие серпентиниты принадлежат обычно к типу хризотиловых, с характерной петельчатой микротекстурой. Диаметр петель около 0.1—0.15 мм. Петли иногда бывают вытянуты в субпараллельном направлении. Шнуры хризотила, окаймляющие ядро петель, имеют ширину до 0.04 мм и принадлежат большей частью к типу простых, симметрично сложенных, поперечноволокнистых шнуров. Удлинение вдоль волоконец отрицательное, угасание прямое. $Ng = 1.565$ (± 0.002), $Np = 1.554$ (± 0.004), $2V$ — малый и отрицательный. Пластинчатый серпентин центральных частей петель имеет более низкое двупреломление, чем хризотил шнурков.

На ряду с описанным хризотилом встречаются жилки серпофита позднейшей генерации, шириной до 0.3 мм. Удлинение волоконец, располагающихся поперек жилок, положительное. Угасание прямое, двупреломление 0.010—0,011, 2V — средний и положительный. Показатель преломления лишь немного выше, чем у канадского бальзама.

Изредка встречаются в шлифах зерна типичного бастита. 2V = от — 20 до — 70°, плоскость оптических осей ⊥ спайности по (010). Двупреломление 0.008—0.010.

Х л о р и т, в отличие от бастита, обладает слабозаметными аномальными ржаво-бурыми оттенками интерференционной окраски. Двупреломление — 0.008 — 0.010. Спайность по базису совершенная. Удлинение вдоль спайности всегда отрицательное. Угасание относительно спайности косое, до 8°. Nm = 1.596 (± 0.003). Для отдельных пластинок в порошке получаются несколько более высокие показатели (Nm около 1.600). По диаграмме Винчелла для нашего хлорита получается состав $6H_4Mg_2Al_2SiO_9$ (амезит), $2H_4Fe_2Al_2SiO_9$ (дафнит), $1.5H_4Mg_3Si_2O_9$(антигорит) и $0.5H_4Fe_3Si_2O_9$(феррантигорит). Подобный хлорит слагает в некоторых шлифах до 28% объемных. Идиобласты хлорита чаще всего наблюдаются около непрозрачных краев зерен хромшпинелида.

Шнуры хризотила обрастают вокруг зерен хлорита, повторяя все неровности их очертаний. Хризотил отлагается также вдоль расщеплений спайности хлорита. Следовательно, появление хлорита предшествовало появлению хризотила.

Чрезвычайно характерна для серпентинитов района ассоциация хлорита с остатками амфибола, который подвергался замещению со стороны хлорита. Оптические свойства амфибола: 2V изменяется по нескольким замерам в пределах от — 83 до + 84°; cNg = 14—27°; Ng—Np = 0.022 — 0.024; Ng — 1.632 (± 0.002); Np = 1.610 (± 0.003); минерал в шлифе бесцветен. К тремолиту его можно отнести лишь условно, так как углы угасания, 2V и двупреломление несколько отличаются от типичных для тремолита значений. Развитие по амфиболу хлорита, состав которого содержит значительное количество Al_2O_3, указывает на вероятное присутствие этого компонента и в составе амфибола.

Кроме перечисленных минералов в серпентинитах обычно присутствует магнетит. Эвгедральные зернышки его иногда включены в псевдоморфозах хлорита по тремолиту, располагаясь вдоль спайности. Мелкая рудная пыль содержится в шнурах хризотила и в трещинах спайности хлорита.

Из гипергенных минералов встречаются карбонаты, нонтроиты и др.

Перидотиты

По площади распространения в массиве перидотиты резко преобладают над другими разновидностями ультраосновных пород. Они в значительной мере подвержены серпентинизации и в большинстве своем представляют серпентиниты с реликтовой структурой перидотитов.

Среди перидотитов массива можно выделить следующие разновидности:

а) лерцолиты;

б) амфиболовые перидотиты;

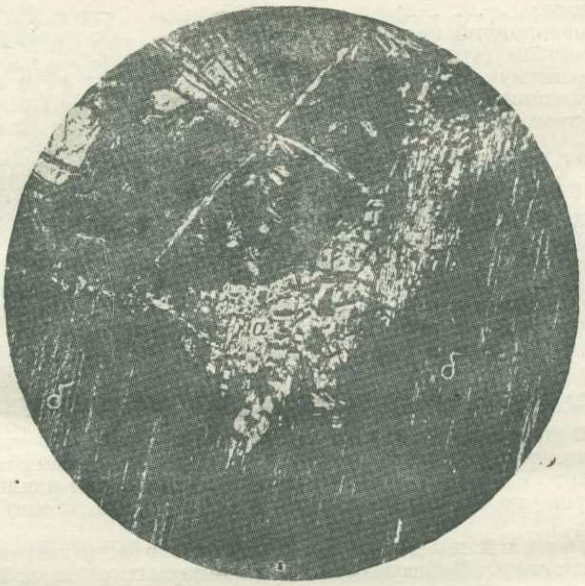
в) гарцбургиты порфировидного сложения;

г) гарцбургиты полосчатого сложения (дунито-гарцбургиты).

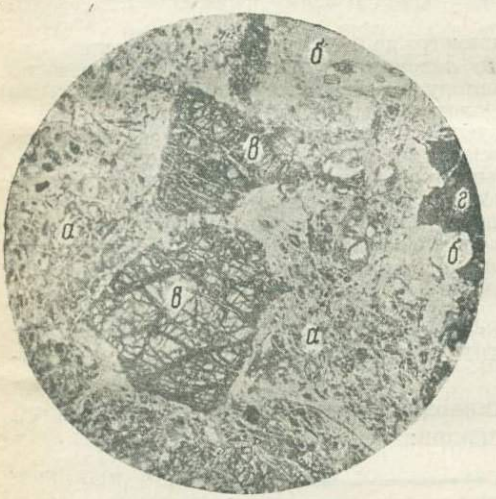
Л е р ц о л и т ы. Перидотиты лерцолитового состава имеют сравнительно весьма малое распространение на площади массива. При наших маршрутных пересечениях и при выборочном картировании рудоносных участков лерцолиты зарегистрированы в следующих местах массива: незначительные по площади выходы встречены в районе «колена» в среднем течении р. Куагач; здесь сильно серпентинизированные лерцолиты с незначительным содержанием моноклинного пироксена (5—6%) расположены в периферической западной части массива вблизи контакта с вмещающими метаморфизованными породами кровли.

Другой, более значительный по размерам, выход лерцолитов находится в районе юго-восточной оконечности массива в полутора километрах восточнее месторождений Спорное и Гигант. Здесь лерцолиты располагаются в периферической части массива в виде полосы шириной около 1000 м, простираясь в направлении, близком к меридиональному, на 2.5—3 км. Повидимому, эта полоса лерцолитов протягивается на север в район севернее пос. Сусановского, так как там также найдены выходы лерцолитов.

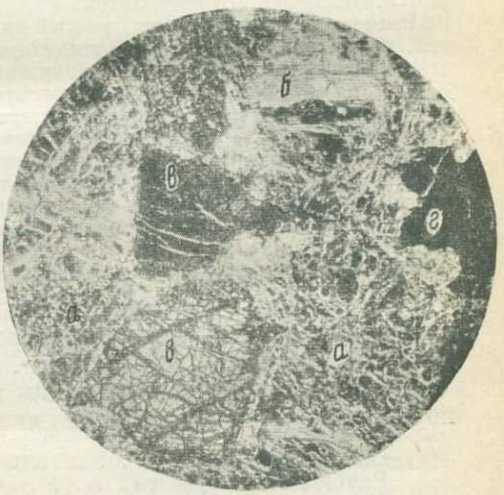
По внешнему виду лерцолиты трудно отличимы от гарцбургитов. Они характеризуются темнозеленой, иногда зелено-черной окраской, массивным сложением, отсутствием полосчатости, грубо шероховатым, неровным изло-



Фиг. 8. Шлиф 214. Серпентинизированный гарцбургит. Замещение баститизированного ромбического пироксена тремолитом. Николи +. Увелич. 55
а — тремолит; *б* — бастит.



Фиг. 9. Шлиф 273. Серпентинизированный лерцолит. Без анализатора. Увелич. 20
а — серпентин по оливину; *б* — бастит; *в* — моноклинный пироксен; *г* — хромшпинелид.



Фиг. 10. Шлиф 273. Серпентинизированный лерцолит. Тоже. Николи +. Увелич. 20

мом. Корка выветривания лерцолитов ржаво-бурая. Характерно относительно повышенное содержание пироксенов в сравнении с другими разновидностями перидотитов.

Минералогический состав лерцолитов следующий (по объему):

Оливин	от 0 до 15%
Серпентин по оливину (хризотил, реже антигорит)	» 70 » 55 »
Ромбический пироксен (бронзит)	» 0 » 5 »
Бастит	» 15 » 20 »
Моноклинный пироксен (диопсид)	» 7 » 10 »
Амфибол (тремолит) по моноклинному пироксену	» 0 » 3 »
Хромшпинелид	» 1.5 » 2 »
Рудная пыль	» 1 » 1.5 »

Кроме того в непостоянных (1—2%) количествах встречаются хлорит и тальк. Степень серпентинизации колеблется от 70 до 100%. Отвлекаясь от вторичных изменений, первичный состав лерцолитов можно выразить следующими цифрами объемных процентов:

Оливин	68 и больше
Ромбический пироксен	20 » меньше
Моноклинный пироксен	10 » »
Хромшпинелид	1.5—2.0

Первичные породообразующие минералы характеризуются следующим:

О л и в и н присутствует только в реликтовых зернах. По одновременному угасанию группы таких зерен устанавливается, что первичный размер зерен от 1 до 3 мм. Ng—Np = 0.030; 2V = + 88 — + 90° (замеры по двум осям в шлифах из различных мест); ориентировочно в состав оливина, по этим данным, входит 8—11%, фаялитовой молекулы.

Р о м б и ч е с к и й п и р о к с е н. Всегда сильно баститизирован. Размеры и форма зерен не постоянны. Наблюдаются два характерных размера: крупные в 1—6 мм и мелкие, измеряемые долями миллиметра.

Форма баститизированных зерен пироксена короткопризматическая с извилистыми неровными очертаниями: ксеноморфна по отношению к оливину. Ng — Np = 0.009; cNg = 0°, редко = 2—4°; 2V = + 84 —+ 86° (по двум осям). Константы побуждают отнести его к бронзиту с содержанием $FeSiO_3$ 10—12% молекулярных.

М о н о к л и н н ы й п и р о к с е н часто остается неизмененным; иногда наблюдается замещение его тремолитом.

Размеры зерен варируют от долей миллиметра до 2—3 мм, форма зерен неправильная, часто наблюдается интерстициальное положение моноклинного пироксена по отношению к оливину и ромбическому пироксену. Ng—Np = 0.022; cNg = 38—40°; 2V = = +59° (по двум осям). Эти константы определяют наш минерал как диопсид.

Х р о м ш п и н е л и д ы характеризуются непостоянством размера зерен; на ряду с зернами в 1—2 мм часто наблюдаются мелкие зерна, измеряемые долями миллиметра; отличаются своими очень неправильными очертаниями. Характерно ксеноморфное отношение к оливину, иногда к ромбическому и моноклинному пироксену, но наблюдались случаи включения хромшпинелидов в пироксены. По окраске хромшпинелиды также сильно отличаются от хромшпинелидов других разновидностей ультраосновных пород: хорошо просвечивают бледнорозовато-коричневатой окраской или, в отдельных случаях, зеленовато-коричневой.

Характеристику вторичных минералов мы опускаем, так как по морфологическим и оптическим особенностям они ничем не отличаются от описанных в разделе «Серпентиниты».

По структурным соотношениям минералов устанавливается следующий порядок выделения первичных минералов:



А м ф и б о л о в ы е п е р и д о т и т ы. Названные нами так породы спорадически встречаются в верхних зонах массива и обычно подстилают останцы кровли вмещающих пород; с удалением от останцов кровли быстро сменяются обычными перидотитами гарцбургитового состава массивного сложения.

Амфиболовые серпентинизированные перидотиты встречены нами в районе ключей 1-го, 2-го и 3-го р. Шелекты, в районах Западно-Кемпирсайского и Шелектинского никелевых месторождений и в ряде других мест.

По минералогическому составу эти перидотиты отличаются от лерцолитов только тем, что в них отсутствует моноклинный пироксен, что как бы компенсируется присутствием амфибола, количество которого достигает 8% объемных.

Зерна амфибола рассеяны в породе более или менее равномерно, не образуют ни радиальнолучистых аггрегатов, ни аггрегатов с субпараллельным расположением амфиболов и, в отличие от обычных эпимагматических амфиболов (тремолита, актинолита), имеют короткопризматический габитус. По оптическим свойствам, совпадающим с приведенными в разделе «Серпентиниты» (стр. 24), он условно может быть отнесен к тремолиту, хотя по 2V и двупреломлению несколько отличается от последнего. Указанные морфологические и структурные особенности амфибола могут ставить под сомнение эпигенетический характер его образования. Нам представляется, что амфибол является здесь промежуточным минералом, соединяющим два ряда минералообразования: 1) ряд магматических минералов: оливин, хромшпинелид, энстатит-бронзит и 2) ряд эпимагматических, автометаморфических минералов: хлорит, бастит-хризотил-антигорит.

Учитывая, что в состав нашего амфибола входят те же компоненты, что и в состав моноклинного пироксена (CaO, MgO, FeO и Al_2O_3), можно считать его интегральным членом ряда последовательно развивающихся минералов при охлаждении ультраосновной магмы. В этом вопросе мы не согласны с H. Hess'ом (1931, 637), который считает амфибол и хлорит всюду результатом особого процесса «стеатитизации», отрывая эти минералы по времени и факторам образования от процессов, заканчивающих естественное формирование ультраосновных пород.

Наши амфиболовые перидотиты не могут быть отнесены к кортландитам, так как морфологические особенности и состав амфибола в них резко отличаются от амфибола типичных кортландитов.

Гарцбургиты. Гарцбургиты по площади господствуют над другими разновидностями ультраосновных пород. В основном, при современной степени эрозии, массив сложен различными текстурными разновидностями гарцбургитов, среди которых наиболее резко выражены: 1) массивные, с порфировидным обликом гарцбургиты и 2) полосчатые гарцбургиты (дунито-гарцбургиты).

Изучение взаимоотношений этих двух главных разновидностей показало, что массивные порфировидные гарцбургиты располагаются в массиве над полосчатыми, причем переходы между ними постепенные.

Массивные гарцбургиты иногда переходят в разности, содержащие моноклинный пироксен до 1—3% по объему, или в разности, содержащие амфибол до 1—5% по объему.

Приурочены массивные гарцбургиты главным образом к менее эродированным периферическим частям массива с сохранившимися останцами кровли, а также слагают и центральные части массива там, где еще сохранилось значительное число останцов кровли.

Полосчатые гарцбургиты, как правило, образуют различной формы и масштаба «окна» в поле массивных гарцбургитов и приурочены к местам максимального размыва массива.

Относительно широким распространением полосчатые гарцбургиты пользуются, как показывает схематическая карта, в южной части массива. Наиболее значительные по размерам площади они занимают в районе верховьев ключей Степного и Тагаша-сай.

По внешнему виду менее измененные гарцбургиты представляют собой крепкую породу темнозеленого (до зелено-черного) цвета с грубошероховатым изломом.

Массивные порфировидные гарцбургиты характеризуются наличием, на ряду с мелкими, крупных (3—8 мм) зерен ромбического пироксена (или бастита), неравномерно распределенных в оливиновой массе.

В полосчатых гарцбургитах наблюдаются вытянутые в определенном направлении зоны сгущения и разрежения зерен ромбического пироксена или баститовых псевдоморфоз по нему, или же зерна пироксена образуют как бы линейные (в плане) цепочки в массе оливиновых (серпентиновых) зерен.

Собственно линейно-параллельной ориентировки пироксенов не наблюдается.

В состав гарцбургитов входят:

а) Первичные минералы: оливин, ромбический пироксен, акцессорный хромшпинелид. Спорадически в верхних частях зоны порфировидных гарцбургитов последние содержат моноклинный пироксен.

б) Вторичные минералы: серпентины — хризотил, реже антигорит, часто бастит, серпофит; в незначительных количествах присутствуют амфибол, хлорит, пылевидные зерна магнетита и тальк.

Количественный минералогический состав гарцбургитов не постоянен и обусловлен, с одной стороны, непостоянством содержания первичных минералов, с другой — разной степенью серпентинизации.

Так, количественно минералогический подсчет шлифа полосчатого серпентинизированного гарбцургита из района среднего течения р. Куагач дал такие цифры: оливин — 14.72% (объемные), серпентин по оливину — 68.04%, ромбический пироксен — 2.49%, бастит — 7.33%, тремолит — 3.63%, тальк — 0.93%, хлорит — 0.27%, хромшпинелид — 1.48% и магнетитоподобный минерал в шнурах хризотила — 1.11%.

Полагая, что бастит, тремолит, тальк и хлорит образованы за счет ромбического пироксена, мы, суммируя соответствующие цифры, найдем, что до гидротермальных изменений соотношения первичных магматических минералов были таковы:

Оливин	82.76% объемных
Ромбический пироксен . . .	14.65
Хромшпинелид	1.59

Аналогичный подсчет и вычисления для массивного порфировидного гарцбургита из района нижнего течения р. Шелекты I дал такие цифры первичного состава породы:

Оливин	79.5% объемных
Ромбический пироксен	19.0
Хромшпинелид	1.5

Морфология и оптические свойства отдельных минералов характеризуются следующим:

О л и в и н. Размеры зерен, замеренные по группе реликтов с одновременным угасанием, колеблются от 0.5 до 4.0 мм. Мысленно реставрированные зерна оливина обладают прямолинейными очертаниями и короткопризматическим габитусом. В шлифе бесцветен; иногда наблюдается ясно выраженная спайность. Ng—Np = 0.028—0.032; Ng′ = 1.687 (± 0.003); Np′ = 1.655 (± 0.003); 2V по двум осям по большому числу зерен равен + 87 — + 88°. По этим данным оливин содержит до 8% молекулы Fe_2SiO_4.

Р о м б и ч е с к и й п и р о к с е н часто нацело баститизирован. Зерна имеют 2—5 мм в поперечнике; в значительно меньшем количестве присутствуют зерна размером от 0.01 до 0.1 мм; зерна пироксена характеризуются извилистыми, бухтообразными очертаниями. Наблюдаются пойкилитовые включения оливина в ромбическом пироксене. Нередко зерна ромбического пироксена содержат по спайности вростки моноклинного пироксена. В шлифе ромбический пироксен бесцветен; Ng—Np = 0.010 —

0.009; 2V = + 82 — + 86° (по многим замерам выходов двух осей); cNg = 0°, иногда до 3—5°. Эти константы определяют наш пироксен как бронзит ($FeSiO_3$ — 13%).

Акцессорный хромшпинелид обладает неправильной формой зерен размерами от долей миллиметра до 2 мм. Часто хромшпинелид по периферии и по трещинам зерен не просвечивает; около таких зерен наблюдается скопление хлорита. Неизмененные зерна просвечивают оранжево бурым цветом. N = 1.900 (± 0.003), определен посредством иммерсионных сплавов. Химический состав акцессорных хромшпинелидов приведен в табл. 7, стр. 70.

Моноклинный пироксен встречается спорадически, преимущественно в порфировидных гарцбургитах. Поперечники зерен его измеряются долями миллиметра; ксеноморфен по отношению к оливину и ромбическому пироксену, иногда образует вростки по спайности последнего. Бесцветен; Ng—Np = 0.022; 2V = + 56— + 59°; cNg = 32—39°. По своим константам минерал относится к группе моноклинных пироксенов, ближе всего к диопсиду.

Как отмечалось выше, гарцбургиты обычно показывают сильную степень серпентинизации; часто породу правильнее называть «серпентинит по гарцбургиту». Степень серпентинизации полосчатых гарцбургитов выше, чем порфировидных.

Главную массу вторичных минералов составляют минералы группы серпентина, причем среди последних преобладает хризотил, в значительном количестве присутствует бастит, в подчиненном количестве антигорит и серпофит. Актинолит, хлорит и тальк встречаются в малых количествах и не всегда.

Так как вторичные минералы в гарцбургитах ничем существенным в оптическом и морфологическом отношениях не отличаются от вторичных минералов серпентинитов, описанных выше, то мы их характеристику здесь опускаем. Обратимся к структурным взаимоотношениям минералов.

Если мысленно восстановить контуры зерен до серпентинизации, то оказывается, что оливин всегда имеет более правильные очертания, чем другие первичные породообразующие минералы. Часто наблюдаются пойкилитовые включения оливина в ромбический пироксен. Обратных взаимоотношений не наблюдалось; зерна ромбического пироксена своими бухтообразными и неправильными контурами захватывают кристаллы оливина.

Малые размеры моноклинного пироксена и спорадический характер его нахождения в породе не позволяют отчетливо уловить взаимоотношения его с другими минералами. Часто зерна моноклинного пироксена имеют ксеноморфные очертания по отношению к оливину, заполняя промежутки между зернами; установлено также, что моноклинный пироксен образует тонкопластинчатые вростки по спайности в ромбическом пироксене, что является, повидимому, структурой распада.

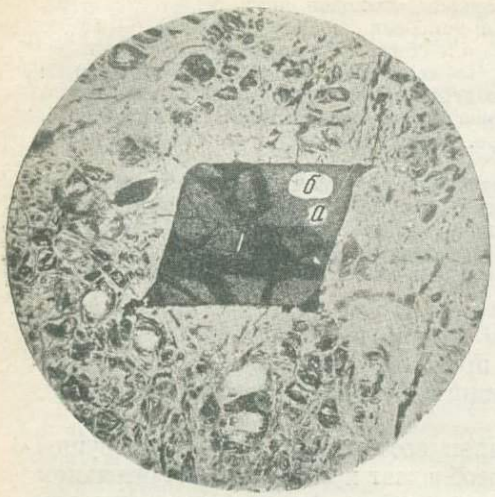
Хромшпинелид только в единичных случаях был найден включенным в оливин, обычно же он располагается в швах между его зернами; также обычны включения зерен хромшпинелида в зернах ромбического пироксена; включения хромшпинелидов в оливинах очень редки. Характерны взаимные срастания ксеноморфных зерен хромшпинелида с ксеноморфными же зернами ромбического пироксена.

Наконец, наблюдались случаи вполне интерстициального положения ксеноморфных выделений хромшпинелида среди зерен ромбического пироксена и оливина.

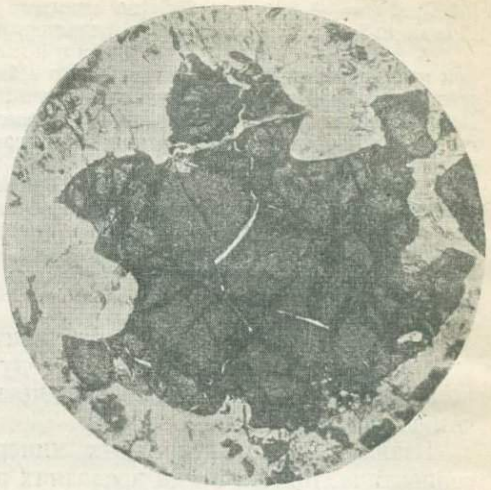
Изложенное позволяет предположить следующий порядок выделения первичных минералов:



Присутствующий иногда тремолит развивается или по моноклинному пироксену, или по ромбическому; в последнем случае непосредственно к тремолиту всегда прилегает узкая кайма бастита, что несколько противо-



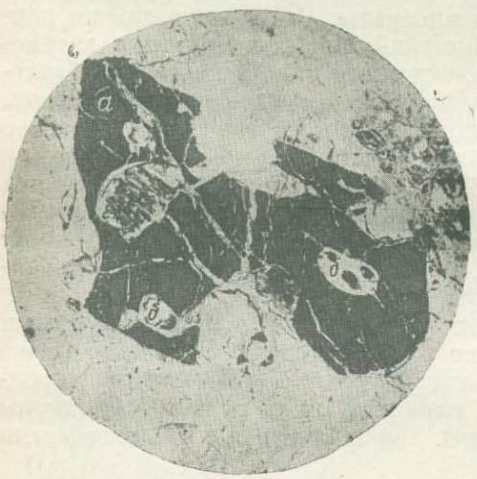
Фиг. 11. Шлиф 273. Идиоморфный хромшпинелид (*а*) с включением зерна оливина (*б*). Без анализатора. Увелич. 45



Фиг. 12. Шлиф 273. Ксеноморфное зерно хромшпинелида в лерцолите. Без анализатора. Увелич. 45

речит утверждению, что тремолит образуется ранее бастита. После тремолита выделяются минералы группы серпентина, среди которых бастит образуется в более ранние этапы, чем хризотил, антигорит и серпофит, так как в бастите наблюдаются шнуры хризотила и серпофита, а также вростки игольчатого антигорита.

Хлорит развивается по тремолиту, а также около зерен хромшпинелидов. Тальк развивается по тремолиту и хлориту.



Фиг. 13. Шлиф 275. Лерцолит. Ксеноморфное зерно хромшпинелида (*а*) с включением баститизированного ромбического пироксена (*б*) и серпентинизированного оливина (*в*). Без анализатора. Увелич. 45

Дуниты

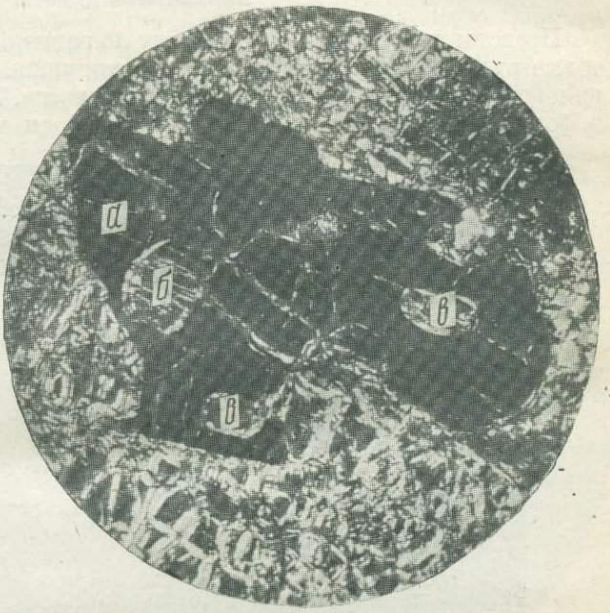
Дуниты беспироксеновые и дуниты с незначительным содержанием ромбического пироксена широким развитием пользуются в юго-восточной окопечности массива. Здесь они распространены на площади более 150 км^2, со всех сторон окаймленные перидотитами. Менее значительные по размерам «окна» известны в среднем течении р. Куагач, балки Кемпирсай и в ряде других мест (см. карту фиг. 6); преимущественно дунитами сложен восточный отпрыск массива в районе среднего течения р. Мамыт.

Дуниты указанных площадей не являются вполне однородными, так как нередко здесь наблюдаются шлиры с незначительным (до 5%) содержанием ромбического пироксена (бастита) и иногда шлиры, более обогащенные баститом, которые правильнее отнести уже к гарцбургитам.

Помимо самостоятельных полей, дуниты встречаются среди гарцбургитов

в виде маломощных дунитовых полос и удлиненных шлироподобных тел, различных по масштабу. Наибольшая наблюдавшаяся дунитовая полоса среди гарцбургитов, в районе Бурановского месторождения, имеет мощность 50 м при длине около 1 км.

По внешнему виду наиболее свежие дуниты представляют очень плотную породу темнозеленого цвета с ровным изломом. При выветривании они окрашиваются в характерный светлый серо-зеленоватый и желтовато-зеленоватый цвет и становятся непрочными. Щебенка дунитов в высыпках, в противоположность породам перидотитового состава, отличается приблизительно одинаковой величиной обломков и относительно плоскими поверхностями ограничений; ее окраска всегда значительно светлее, чем щебенки перидотитов.



Фиг. 14. Шлиф 275. Тоже. Николи +

Довольно широким распространением пользуются энстатитовые дуниты, т. е. такие, в которых наблюдаются редкие зерна ромбического пироксена (или бастита).

Микроскопическое изучение дунитов показало, что последние всегда сильно серпентинизированы и что часто правильнее называть их дунитовыми серпентинитами.

Минералогический состав сильно серпентинизированных дунитов следующий:

Оливин	реликты не свыше 25 %
Хромшпинелид	до 1.5 »
Серпентин (хризотил и реже антигорит)	» 74 »
Рудная пыль в шнурах хризотила	» 1 »

Среди других вторичных минералов спорадически встречаются тремолит, хлорит и тальк.

В сильно измененных специфическими гипергенными процессами дунитах и серпентинитах по ним наблюдается большая группа минералов коры выветривания, описание которых опускаем, поскольку они являются предметом специальных исследований.

Главные минералы породы характеризуются следующим.

О л и в и н — бесцветный, обладает слабо выраженной спайностью; первичные размеры зерен — 3—5 мм; $Ng—Np = 0.032$; 2V варьирует от + 86 до + 90° (по данным более чем 50 замеров, часть которых по двум выходам оптических осей).

Светопреломление, измеренное иммерсионными жидкостями в зерне, срезанном параллельно плоскости оптических осей (из раскрытого и отпрепарированного шлифа), равно: $Ng = 1.688$; $Np = 1.656$ (± 0.003); по диаграмме Винчелла эти константы указывают на слабожелезистый оливин.

А к ц е с с о р н ы й х р о м ш п и н е л и д представлен мелкими идиоморфными кристаллами размерами 1—2 мм, располагающимися в большинстве случаев между двух индивидов оливина, как бы вдавливаясь в них своими гранями.

Хромшпинелид очень часто вторично изменен и не просвечивает с периферии зерен по трещинкам внутри их. Окраска хромшпинелида в просвечивающих участках от оранжево-красной до красно-бурой.

Главная масса серпентина принадлежит хризотилу: он образует сетку шнуров, ориентированных в самых различных направлениях. В центрах петель, образованных шнурами, наблюдается более низко поляризующий серпентин, чем хризотил шнуров.

Двупреломление хризотила (Ng—Np) колеблется в пределах 0.009—0.011; светопреломление ниже, чем у канадского бальзама; оптически двуосен, чаще положителен; встречено несколько случаев отрицательного значения углов 2V.

Хромитовые дуниты

Представляют собой по существу вкрапленные мелкозернистые хромитовые руды, у которых мелкие зерна хромшпинелида расположены в оливиновой или серпентиновой (по оливину) массе. Такие породы обособляются в форме маломощных шлиров (от 1 до 5 см мощностью) среди дунитов;



Фиг. 15. Шлиф 148. Бронзитит. *a* — бронзит. Николи +. Увелич. 25

они хорошо наблюдаются, например, в нижнем течении балки Кемпирсай. Вообще же хромитовые дуниты в таких формах, по нашим наблюдениям, имеют в описываемом массиве весьма ограниченное распространение.

Чтобы исчерпать перечисление первичных магматических пород Кемпирсайского массива, необходимо упомянуть хромитовые руды, которые являются, по существу, горной породой, состоящей из хромшпинелида и соответствующих силикатов в тех или иных количественных отношениях. Подробная характеристика рудных пород будет дана в главе о хромитовых месторождениях.

Жильные породы

На площади массива различаются две серии жильных пород: а) жильные породы, генетически связанные с ультраосновной магмой; б) жильные породы габброидной магмы.

К первой серии жильных пород относятся: бронзититы и актинолититы; ко второй — оливиновые нориты, габбро-диабазы, горнблендиты.

В небольшом развитии известны плагиограниты. Горнблендиты и плагиограниты отнесены к габброидной магме предположительно.

Бронзититы

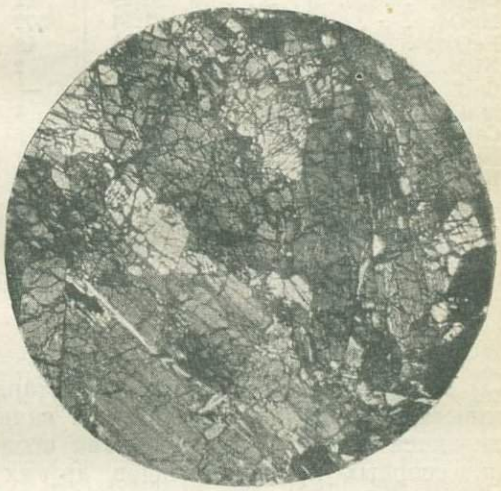
Наблюдаются в массиве не часто; бронзититы были встречены в районе балки Кемпирсай (хромитовое месторождение № 7), затем в районе правобережья среднего течения р. Куагач (месторождение № 21—22) и в некоторых других местах. Мощность жил от 1.5 до 3.5 м. По простиранию прослеживаются на несколько сот метров. Экзоконтакт пироксенитов с вмещающими породами представлен незначительной по мощности оторочкой (10 см) черного серпентинита.

Макроскопически бронзититы представляют серо-зеленую с бронзовым отливом породу, крепкую на излом, средне- и крупнозернистого сложения. Размер зерен пироксена от 3 до 30 мм.

Микроскопическое изучение показало, что порода состоит из бронзита и незначительного количества акцессорного хромшпинелида.

Зерна ромбического пироксена имеют идиоморфные очертания. Минерал слабо плеохроичен. Ng — Np = 0.018; 2V = +84° (по двум осям); cNg=0. Согласно диаграмме Винчелла относится к бронзиту.

Хромшпинелид в мелких (доли миллиметра) зернах, просвечивает красно-бурым цветом, образует включения в пироксене или располагается между зернами последнего. Структура породы панидиоморфно-зернистая.



Фиг. 16. Шлиф 114. Актинолитит (жильная актинолитовая порода). Николи+. Увелич. 40

Жильные актинолитовые породы

Эти породы пользуются большим развитием в районе хромитовых месторождений, но нередко встречаются и за пределами месторождений. Мощность жил и жилок этой породы обычно не велика — от 1 до 50 см, редко до 1—2 м; по простиранию прослеживаются на несколько метров. Экзоконтактовое воздействие на вмещающие ультрабазиты проявляется слабо и обычно выражается маломощной (от 0.5 до 5 см) каймой хлоритизации.

Порода таких жил обладает серо-зеленым цветом, средне- и крупнозернистым сложением, с призматической формой кристаллов. Под микроскопом обнаруживается амфибол и акцессорный хромшпинелид.

Амфибол в шлифе бесцветен. Совершенная призматическая спайность под углом 124°; Ng—Np = 0.022; 2V = — 86 — + 88° (по многим замерам); cNg = 14—19°; Ng = 1.645 (± 0.002); Np = 1.623 (± 0.003). От актинолита наш амфибол отличается положительным в большинстве случаев значением угла 2V, от эденита — величиной угла оптических осей и случаями отрицательных значений его.

Химические анализы амфибола из жилок, секущих хромитовые руды, приводим в табл. 1.

Формулы:

$$1.\ 0.125\,(Na,K)_2O \cdot Ca(Mg, Fe, Ni, Co, Mn)_3 \cdot (SiO_3)_4 \cdot 0.8H_2O.$$
$$2.\ 0.17(Na, K)_2O \cdot Ca(Mg, Fe, Ni)_3 \cdot (SiO_3)_4 \cdot 0.55H_2O \cdot$$

По химическому составу наш минерал может быть отнесен к актинолиту, но по заметному содержанию Al_2O_3 он приближается к эденит у.

Таблица 1

Химический состав амфибола из актинолитовых жил [1]

Окислы	1			2		
	Актинолит из жилы, секущей хромитовые руды в северной группе месторождений			Актинолит из жилы, секущей руды месторождения Спорное		
	вес. %	молек. колич.	суммы молек. колич.	вес. %	молек. колич.	суммы молек. колич.
SiO_2	49.02	816	820	47.32	788	792
TiO_2	0.35	4		0.29	4	
Al_2O_3	7.18	71	79	10.68	105	133
Fe_2O_3	0.91	6		2.75	18	
Cr_2O_3	0.29	2		1.58	10	
MgO	22.91	572	626	19.96	499	525
FeO	3.45	48		1.77	25	
NiO	0.15	2		0.08	1	
CoO	0.01	—		—	—	
MnO	0.26	4		—	—	
CaO	10.98	196	196	9.92	177	177
Na_2O	1.28	21	25	1.76	28	30
K_2O	0.42	4		0.20	2	
$+H_2O$	2.78	155	155	1.76	97	97
$-H_2O$	0.30	—	—	1.60	—	—
S	0.05	—	—	0.25	—	—
Сумма	100.33	—	—	99.96	—	—

Хромшпинелиды представлены часто вполне идиоморфными кристаллами до 0.5 мм. Образуют включения в актинолите или же располагаются в швах между зернами последнего. По окраске отличаются от акцессорных хромшпинелидов других пород красновато-бурым цветом и хорошей просвечиваемостью в тонких шлифах.

Актинолит таких жилок и жил, а также актинолит в составе руд часто замещается бледнофиолетовым хлоритом. Хлорит образует псевдогексагональные таблитчатые призмы, иногда размером до 2 см. Под микроскопом бесцветный; $Ng - Np = 0.004—0.006$; $2V = +40 - +42°$ (по двум осям); $cNg = 0$; $Ng' = 1.580 (\pm 0.002)$; $Np' = 1.579 (\pm 0.003)$.

Химический анализ чисто отобранного хлорита с Бурановского месторождения см. табл. 2.

Оливиновые нориты

Эти породы констатированы нами только в одном месте — в районе Бурановского месторождения никеля, где они образуют дайкообразное тело шириной 50—70 м, длиной по простиранию около 5 км. Простирание этого тела СЗ 335°, падение вертикальное. Вмещающими породами являются серпентиниты, образовавшиеся главным образом за счет перидотитов и интенсивно измененные древним выветриванием.

В составе породы принимают участие: плагиоклаз, оливин, ромбический пироксен, амфибол, шпинель, сфен, эпидот.

---

[1] Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР:
1 — ст. научн. сотрудником П. А. Волковым,
2 — химиком-аналитиком К. Соковой.

Таблица 2

Химический состав хлорита из актинолитовых жил [1]

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Суммы молек. колич.	Амезитов. молек.	Остаток	Серпент. молек.	Остаток вес. %
SiO_2	29.76	496	497	193	304	304	—
TiO_2	0.12	1					
Al_2O_3	18.14	177					
Fe_2O_3	1.30	8	193	193	—	—	—
Cr_2O_3	1.26	8					
MgO	32.81	820					
FeO	1.59	22	845	386	459	457	0.10
NiO	0.20	3					
CoO	нет	—	—	—	—	—	—
CaO	0.02	—	—	—	—	—	0.02
MnO	нет	—	—	—	—	—	—
Na_2O	0.24	4	—	—	—	—	0.24
K_2O	0.08	1	—	—	—	—	0.08
$+H_2O$	13.61	756	756	386	370	304	1.20
$-H_2O$	0.80	—	—	—	—	—	—
S	0.04	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.97	—	—	—	—	—	1.64

Формула минерала:

Sp — 47.89 At — 52.11

Оптические константы и химический состав отвечают минеральному виду — хромитовый хлорит (по Ларсену).

Плагиоклаз вариирует по составу от № 70 до № 84 (по определению федоровским методом), встречается в виде короткопризматических зерен от 0.1 до 1—2 мм в поперечнике, часто неправильных очертаний. Плагиоклазы нередко серицитизированы и каолинизированы.

Оливин представлен зернами различной величины (от долей миллиметра до 2—4 мм). Нередко правильных идиоморфных очертаний. Его оптические константы: Ng—Np = 0.034 — 0.036; 2V = + 84 — + 86 (замеры по двум осям), что соответствует почти чистому форстериту с содержанием до 2—3% фаялитовой молекулы.

Ромбический пироксен встречается в виде довольно хорошо ограниченных неправильных зерен размером до 1 мм. Его оптические константы: Ng—Np = 0.010 — 0.012; cNg = 0°; 2V = + 77 — + 86° (замеры по двум осям), указывают на содержание $FeSiO_3$ от 12 до 24% или FeO от 8 до 16% и позволяют отнести наш пироксен к бронзиту.

Роговая обманка встречается в незначительном количестве, но иногда образует в породе почти мономинеральные полосы, состоящие из роговой обманки и небольших количеств шпинели. Размер зерен роговой обманки обычно до 2—4 мм, но иногда встречаются до 10—15 мм. Роговая обманка обладает ясно выраженным плеохроизмом от беднобурого до темнобурого тона. Ng—Np = 0.022 — 0.024; cNg = от 22 до 25°; 2V = + 84 — + 85° (замеры по двум осям); наш минерал относится к виду обыкновенной обманки.

Шпинель образует часто хорошо ограненные, иногда округлые зерна, размером до 1 мм. В проходящем свете хорошо просвечивает и окрашена в зеленоватые тона (от светло- до густозеленого).

Сфен встречается в виде правильных зерен размером до 0.5 мм.

Габбро-диабазы

На территории массива широким развитием пользуются дайки габбро-диабазов. Большое число даек сосредоточено в районе р. Куагач, в среднем и нижнем течении р. Тагаша-сай, в верховьях р. Кизыл-Каин, на террито-

[1] Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР ст. научн. сотрудником П. А. Волковым.

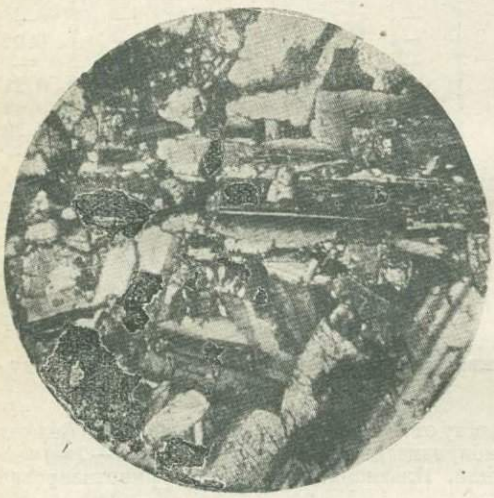
рии Батамшинского и Шелектинского никелевых месторождений и в ряде других мест.

Большинство даек имеет направление простирания близкое к широтному (70—100°), с крутым падением на юг (∠ 50—80°) и, реже, на север. Мощность даек измеряется от 5 до 50 м, по простиранию прослеживаются на расстояние от нескольких десятков метров до одного километра.

Вмещающие ультраосновные породы на контакте с дайками превращены в темнозеленые и черные серпентиниты, причем реликтовой текстуры в них не сохраняется. В мощных дайках отчетливо наблюдается увеличение размеров зерен в направлении от периферических частей даек к центральным; эндоконтактным частям свойственно афанитовое сложение.

В шлифе в составе габбро-диабазов различаются: плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, апатит, ильменит, магнетит, хлорит, серицит.

Структура породы офитовая.



Фиг. 17. Шлиф 127. Габбро-диабаз. Николи +. Увелич. 40

Плагиоклаз занимает до 50% породы по объему и имеет состав лабрадора № 50—60, иногда более кислый, до андезина № 44. Представлен удлиненнопризматическими зернами размером до 2 мм. Идиоморфен по отношению к пироксену. Плагиоклазы подвержены значительной серицитизации.

Моноклинный пироксен представлен короткопризматическими зернами размерами от долей миллиметра до 2—3 мм и составляет до 30—40% объема породы. Очертания его подчинены формам выделения и расположения плагиоклазов, слабо плеохроирует в буровато-зеленоватых тонах; Ng—Np = 0.023 0.025; 2V = + 59 — + 60° (замеры по двум осям); cNg = 46 — 48°; по этим данным является авгитом.

Нередко можно наблюдать развитие по пироксену роговой обманки с отчетливым плеохроизмом в зеленых тонах. По своим оптическим константам: Ng—Np = 0.024—0.028; 2V = — 82 — — 84°; cNg = 14—17°, относится к группе обыкновенных роговых обманок.

Хлорит развивается также по пироксену и представлен мелкими листочками и чешуйками зеленого цвета с индигово-синей интерференционной окраской.

Биотит образует листочки размером в десятые доли миллиметра. Угасание прямое, удлинение положительное; плеохроизм: Ng — грязнобурый, Np — светло-желтый, Ng — Np = 0.036 — 0.040; оптический характер отрицательный.

Присутствуют также апатит, ильменит и магнетит, образующие в большинстве случаев включения идиоморфных зерен в плагиоклазе.

Горнблендиты

Дайки горнблендитов встречены в следующих местах Кемпирсайского массива: 1) в районе Западно-Кемпирсайского участка хромитовых месторождений; 2) в 2—3 км к югу от Южно-Кемпирсайского участка хромитовых месторождений; 3) в 1.5 км в северу от пос. Степного; 4) в районе р. Джарлы-Бутак; 5) в районе сел. Кизыл-су.

Дайки имеют два характерных направления простирания: 1) близкое к широтному (СВ 65—80°) с крутым северным падением; 2) близкое к меридиональному (СЗ 340°) с западным падением. Мощность даек обычно от 0.5 до 4 м, но иногда достигает десятков метров, при длине по простиранию до 100—300 м.

Макроскопически это среднезернистая порода, черного цвета, обладает шероховато-занозистым изломом (напоминает массивный хромит, но отли-

чается от него значительно меньшим удельным весом). Известны случаи из прошлого, когда горнблендиты принимались за хромитовые руды и даже разведывались первичными выработками.

В шлифе горнблендиты состоят из коричневой роговой обманки, магнетитового рудного минерала, апатита и хлорита.

Роговая обманка составляет 90—95% к объему породы, представлена зернами размером от долей миллиметра до 2—4 мм по длинной оси; обладает резко выраженным плеохроизмом от бледно- до темнокоричневого тона. $2V = -86° - +90°$; $Ng = 1.682 (\pm 0.003)$; $Np = 1.652 (\pm 0.003)$; $Ng—Np = 0.026$; $cNg = 18—20°$. По оптическим константам относится к обыкновенной роговой обманке.

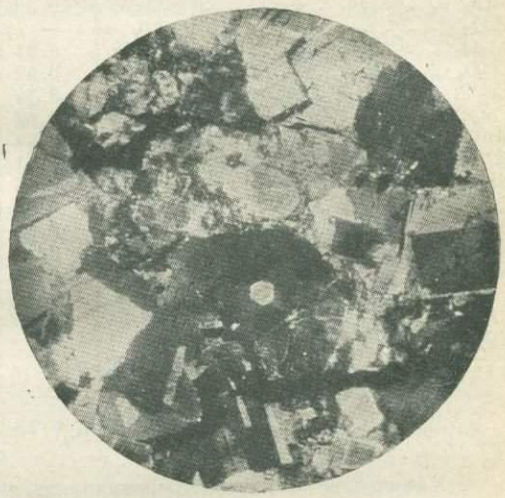
По трещинам и между зерен роговая обманка нередко хлоритизируется. Иногда встречается слабоокрашенная роговая обманка, обладающая более низкой интерференционной окраской ($Ng—Np = 0.018 — 0.020$).

Рудный минерал большей частью включен в зерна роговой обманки или располагается в швах между зернами последней. Зерна обычно округлые, небольших размеров (десятые доли миллиметра).

Апатит встречается в виде правильных мелких кристаллов (сотые доли миллиметра), включенных в роговой обманке.

Аплитовидные плагиограниты

На площади массива плагиограниты встречаются редко; они известны в районе юго-восточной оконечности массива близ Донской группы месторождений, в районе Таиткеновского и Западно-Кемпирсайского месторождений никеля и в ряде других мест. Плагиограниты образуют дайкообразные тела от 3 до 10 м шириной в плане, по простиранию прослеживаются на несколько десятков метров. Простирание даек плагиогранитов для указанных площадей совпадает с простиранием даек габбро-диабазов. Плагиограниты представляют собой плотную полнокристаллическую светлую породу, почти лишенную темноцветных минералов. Наблюдаются отдельные участки, обогащенные полевым шпатом и почти лишенные кварца, и, наоборот, в отдельных местах сосредоточивается почти исключительно кварц.



Фиг. 18. Шлиф 288. Аплитовидный плагиогранит. Николи +. Увелич. 10

Под микроскопом устанавливается, что плагиограниты состоят из плагиоклаза, кварца, биотита, сфена и хлорита.

Плагиоклаз встречается в виде крупных, хорошо ограненных кристаллических зерен размером до 4—6 мм, идиоморфных по отношению к кварцу и биотиту. Определения на федоровском столике показали, что плагиоклаз относится к олигоклаз-андезину (№ 30—32). Иногда наблюдается зонарность: периферические части зерен по составу кислее внутренних.

Кварц представлен зернами от долей миллиметра до 2—4 мм в поперечнике; зерна имеют неправильные лапчатые очертания, выполняя промежутки между зернами плагиоклаза.

Биотит встречается в незначительном количестве, в виде мелких листочков (доли миллиметра), располагающихся между зернами плагиоклаза и кварца.

Сфен встречен в виде мелких зерен (десятые доли миллиметра), обладает характерным высоким рельефом и высокой интерференционной окраской.

Хлорит развивается по биотиту и представлен мелкими чешуйчатыми аггрегатами, окрашен в зеленовато-бурые цвета, слабо плеохроирует, обладает низким двупреломлением.

Химический состав ультраоснов

Окислы	1				2			
	Сильно серпентинизированный дунит				Сильно серпентинизированный дунит			
	вес. %	вес. % привед. к 100% после исключения H_2O, TiO_2 и S	молек. колич.	молек. % (Fe_2O_3 пересчитано на FeO)	вес. %	вес. % привед. к 100%, после исключения H_2O, TiO_2 и S	молек. колич.	молек. % (Fe_2O_3 пересчитано на FeO)
SiO_2	33.76	40.58	676	33.57	33.90	42.12	701	34.36
TiO_2	сл.	—	—	—	0.00	—	—	—
Al_2O_3	0.76	0.91	9	0.45	0.36	0.45	5	0.25
Cr_2O_3	0.35	0.42	3	0.15	0.26	0.31	2	0.10
Fe_2O_3	7.27	8.74	54		5.19	6.46	40	
FeO	0.69	0.83	11	5.97	0.71	0.88	12	4.56
MnO	0.05	0.06	1		0.06	0.07	1	
MgO	39.52	47.51	1187	59.30	39.62	49.36	1233	60.73
NiO	0.29	0.35	5		0.28	0.34	5	
CoO	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01	—	—
CaO	0.21	0.25	5	0.25	2.25	— [1]	—	—
Na_2O	0.20	0.24	4	0.20	0.00	—	—	—
K_2O	0.08	0.10	1	0.05	0.00	—	—	—
$+N_2O$	15.04	—	—	—	15.72	—	—	—
$-H_2O$	2.00	—	—	—	1.44	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	0.00	—	—	—
S	0.05	—	—	—	0.14	—	—	—
Сумма	100.28	100.00	1956	100.00	99.94	100.00	2000	100.00

Химические анализы производились в химической лаборатории ГИН АН СССР ст.

Химическая характеристика ультраосновных пород Кемпирсайского (Актюбинского) массива

Породы массива в химическом отношении изучались рядом исследователей. Однако химические анализы, приводимые в предыдущих работах (М. А. Цибульчик, И. И. Гинзбург, И. И. Савельев и др.), имеют узкое назначение. Большее число этих анализов характеризует только «серпентиниты», подверженные различным стадиям гипергенеза.

Нами проанализированы следующие породы (см. табл. 3, 4, 5):

1. Серпентинизированный дунит из полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса северной части массива (балка Кемпирсай).
2. Серпентинизированный дунит из главного дунитового рудоносного поля Донских месторождений хромовых руд. Месторождение Спорное, скв. № 75, с глубины 45.7 м.
3. Серпентинизированный гарцбургит из шлира среди дунитов юго-восточного рудоносного дунитового поля. Месторождение Спорное, скв. № 67, с глубины 57.0 м.
4. Серпентинизированный гарцбургит из полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса в северной части массива (балка Кемпирсай).
5. Серпентинизированный лерцолит из периферической восточной оконечности массива.

Пробы на анализ брались из наименее измененных пород; однако, как

[1] В анализе 2 исключен также и CaO, исходя из предположения, что этот окисел привнесен в результате древнего выветривания.

Таблица 3

ных пород Кемпирсайского массива

3				4				5			
Сильно серпентинизированный гарцбургит				Сильно серпентинизированный гарцбургит				Сильно серпентинизированный лерцолит			
вес. %	вес. % привед. к 100% после исключения H_2O, TiO_2 и S	молек. колич.	молек. % (Fe_2O_3 пересчитано на FeO)	вес. %	вес. % привед. к 100% после исключения H_2O, TiO_2 и S	молек. колич.	молек. % (Fe_2O_3 пересчитано на FeO)	вес. %	вес. % привед. к 100% после исключения H_2O, TiO_2 и S	молек. колич.	молек. % (Fe_2O_3 пересчитано на FeO)
35.86	43.07	717	35.75	37.94	43.62	726	36.30	38.56	45.12	751	37.95
0.02	—	—	—	сл.	—	—	—	0.04	—	—	—
1.20	1.44	14	0.70	0.77	0.88	9	0.45	1.34	1.57	16	0.81
0.25	0.30	2	0.10	0.37	0.42	3	0.15	0.15	0.18	1	0.05
5.93	7.12	44	} 5.49	5.63	6.47	41	} 5.65	6.80	7.96	50	} 6.11
1.28	1.54	22		1.86	2.14	30		1.28	1.50	21	
—	—	—		0.04	0.04	1		—	—	—	
38.65	46.42	1160	} 57.96	39.38	45.26	1131	} 56.75	36.20	42.35	1059	} 53.97
0.08	0.10	1		0.27	0.31	4		0.06	0.07	9	
0.01	0.01	—	—	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01	—	—
0.00	—	—	—	0.40	0.46	8	0.40	1.06	1.24	22	1.11
0.00	—	—	—	0.26	0.30	5	0.25	0.00	—	—	—
0.00	—	—	—	0.08	0.09	1	0.05	0.00	—	—	—
15.22	—	—	—	12.24	—	—	—	13.34	—	—	—
1.28	—	—	—	0.92	—	—	—	1.26	—	—	—
0.00	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—
0.13	—	—	—	0.05	—	—	—	0.09	—	—	—
99.90	100.00	1960	100.00	100.22	100.00	1959	100.00	100.18	100.00	1929	100.00

научн. сотрудником П. А. Волковым и химиком К. П. Соковой.

Таблица 4

Пересчет анализов по методу А. Н. Заварицкого

	1	2	3	4	5
s	33.6	34.1	35.5	36.5	38.2
a	0.5	—	—	0.6	—
b	65.8	65.9	64.5	62.6	60.9
c	0.1	—	—	0.3	0.9
r′	9.9	7.0	8.4	9.0	10.1
φ	8.1	6.0	6.8	6.5	8.4
m′	90.1	92.0	89.1	90.8	89.4
c′	0.2	—	—	0.1	0.4
a′	—	2.1	4.9	—	—
q	—33.9	—34.8	—29.0	—28.4	—24.5

показало и микроскопическое изучение и данные химических анализов ($+H_2O$), все породы претерпели интенсивную серпентинизацию.

Различная степень серпентинизации как наших пород, так и пород других массивов часто лишает возможности сопоставлять данные анализов этих пород. Мы попытались пересчитать химический состав пород, поступив следующим образом: 1) H_2O, а также TiO_2 и S отброшены, полученные цифры анализа пересчитаны на 100%; 2) при вычислении молекулярных количеств Fe_2O_3 пересчитано на FeO и присоединено к цифре FeO из анализа. Таким путем мы элиминировали явные изменения химического со-

Таблица 5

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	1	2	3
$\frac{m}{n}\overline{RO}:R_2O_3:\frac{p}{n}SiO_2$	$190\overline{RO}:R_2O_3:100SiO_2$	$110\overline{RO}:R_2O_3:56SiO_2$	$79\overline{RO}:R_2O_3:45SiO_2$
a	1.00	1.04	1.09
β	197.5	191.0	179.6
$\overline{RO}:SiO_2$	1.96:1	1.90:1	1.77:1

	4	5
$\frac{m}{n}\overline{RO}:R_2O_3:\frac{p}{n}SiO_2$	$105\overline{RO}:R_2O_3:60SiO_2$	$72\overline{RO}:R_2O_3:44SiO_2$
a	1.12	1.19
β	175.3	171.7
$\overline{RO}:SiO_2$	1.73:1	1.62:1

става породы, происшедшие при серпентинизации. Возможными другими изменениями, в частности миграцией SiO_2, мы пренебрегаем, поскольку не можем их учесть. Из некоторых данных можно предположить, что для серпентинизированных ультрабазитов, в которых еще сохранились реликты первичных минералов, привнос или вынос SiO_2 соответственно MgO не имеет существенного значения. Так, А. Г. Бетехтин (3) приводит анализ серпентинизированного дунита, который после исключения $+H_2O$ и Al_2O_3, Cr_2O_3, связанных с известными количествами FeO и MgO в формулу хромшпинелида, пересчитывается на оливин, по составу отвечающий установленному по оптическим данным оливину из этих же пород.

Мы применяли этот способ пересчета для ряда анализов серпентинизированных дунитов и также получили аналогичные результаты. Поэтому нам представляется, что изложенным выше путем пересчета мы можем близко подойти к первичному составу дунитов. Для неполностью серпентинизированных перидотитов наш способ также, повидимому, не приводит к существенным погрешностям.

В этом нас убеждают наши пересчеты составов ромбического пироксена и оливина гарцбургитов; приблизительно оценивая, на основании подсчетов под микроскопом, относительные количества обоих минералов и рассчитывая затем исправленный на воду и Fe_2O_3 валовой анализ породы, мы получали составы оливина и ромбического пироксена, совпадающие с характеристикой по оптическим данным. По исправленным на воду и Fe_2O_3 анализам пород мы построили вариационную диаграмму, исходя из молекулярных процентов (фиг. 19). Для сравнения на диаграмму нанесли такой же ряд пород из массива Южный Крака.

Последние мы нанесли потому, что из числа изученных уральских хромитоносных массивов только в строении массивов Крака указываются некоторые аналогичные рассматриваемому массиву черты: зонарное распределение пород, участие в составе массива тех же разновидностей ультраосновных пород (в частности — лерцолитов).

Вариационные кривые пород Кемпирсайского массива показывают, что, параллельно возрастанию содержания SiO_2, содержание MgO закономерно уменьшается от дунитов к лерцолитам, что находится в прямой связи с ми-

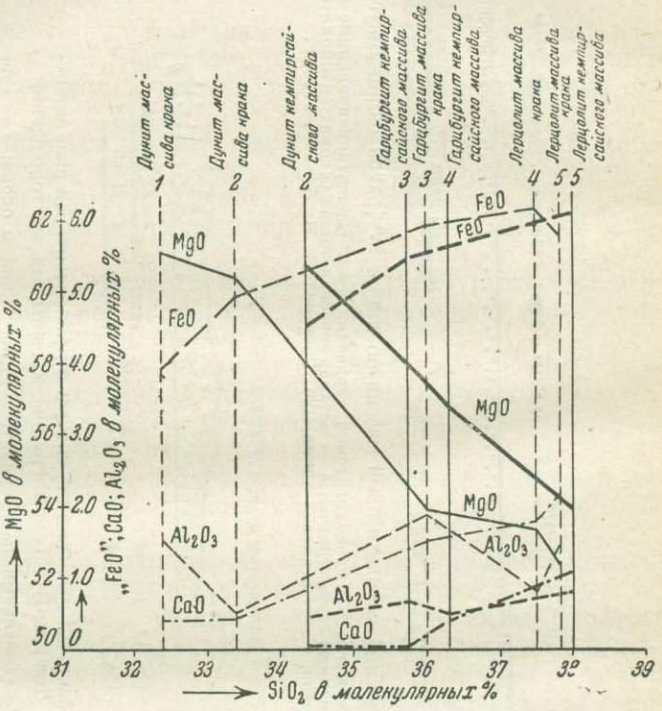
нералогическим составом, так как, например, в лерцолитах возрастает роль кальцийсодержащих пироксенов. Некоторое исключение представляет анализ № 1, очевидно, потому, что эта порода испытала значительные гипергенные изменения, как показывает содержание FeO и CaO (карбонатной); этот анализ в диаграмму фиг. 19 не помещен.

Содержание FeO, а также CaO и Al_2O_3 закономерно повышается от дунитов к лерцолитам.

По степени кислотности (SiO_2) наши породы мало отличаются от пород массива Крака; только дуниты, по сравнению с таковыми массива Крака, содержат несколько больше SiO_2.

Некоторое существенное отличие подмечается в содержании MgO, которой в наших гарцбургитах и лерцолитах на 3—4% мол. больше, чем в тех же породах массива Крака.

По содержанию Al_2O_3 и CaO имеются также отличия: породы нашего массива содержат этих окислов значительно меньше, чем породы Крака. Так, например, лерцолиты нашего массива содержат CaO — 1.11, Al_2O_3 — 0.81% мол.; те же породы Крака; CaO—2.14, Al_2O_3—1.48% мол. Что же касается второстепенных (акцессорных) окислов TiO_2, Cr_2O_3, MnO, NiO, CoO и др., то существенных отличий наши породы не обнаруживают; по этим окислам они аналогичны ультраосновным породам Урала вообще.

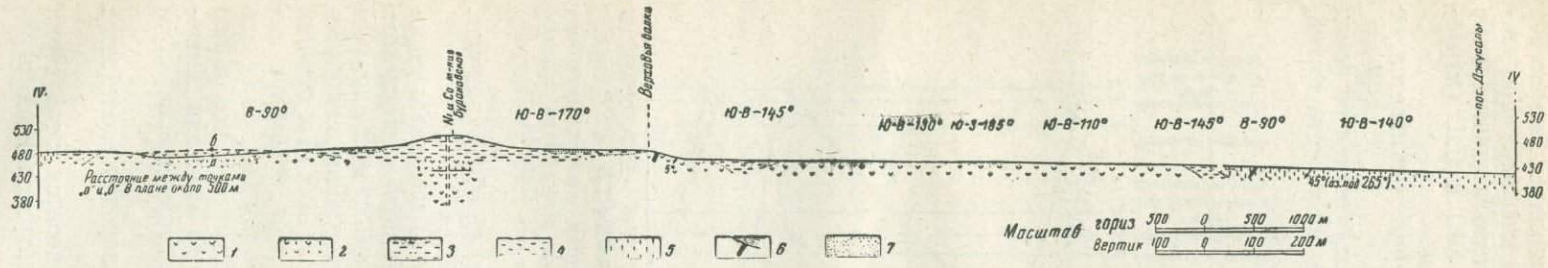


Фиг. 19. Сравнительная вариационная диаграмма пород Кемпирсайского (Актюбинского) и Южно-Кракинского массивов. Составил Н. В. Павлов

В итоге сравнение химического состава пород нашего массива с породами Ю. Крака посредством вариационной диаграммы позволяет сделать заключение, что хотя для магмы, образовавшей ультраосновные породы Кемпирсайского массива, и характерно некоторое содержание глинозема и окиси кальция, однако относительные количества последних существенно ниже, чем в магме пород Кракинского массива. Это дает основание высказать предположение, что породы нашего массива не должны заключать в себе значительного количества кальцийсодержащих пироксенов и что в породах массива нельзя ожидать большого удельного значения лерцолитов. Геолого-петрографическое профилирование и выборочное картирование подтверждают это заключение.

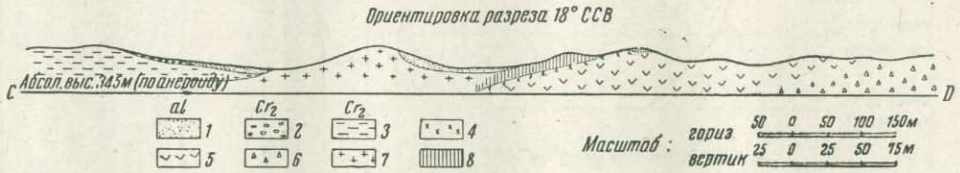
Отношение MgO : FeO (молекулярное) в наших породах колеблется от 8.8 до 13.3.

Согласно работам H. Hess'a (1938), наши породы относятся к той серии пород, которая является производной от собственно ультраосновной (перидотитовой) магмы.



Фиг. 20. Профиль через Кемпирсайский перидотитовый массив по линии IV (район балки Джусалы)

1 — дунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты; *2* — гарцбургитовые серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты; *3* — опализованные выщелоченные серпентиниты; *4* — контронизированные серпентиниты; *5* — метаморфическая толща (хлорит-актинолитовые сланцы); *6* — дайки габбро и габбро-диабазов; *7* — глинистые опоки (Cr). Составил Н. В. Павлов, 1938 г.



Фиг. 21. Продольный профиль XI сводовой структуры в приконтактовой зоне интрузива к югу от Джарлы-Бутакской группы хромитовых месторождений

1 — аллювий 2-й террасы; *2* — базальный конгломерат; *3* — песчаники и опоки; *4* — серпентиниты; *5* — перидотиты; *6* — дуниты; *7* — аплитовидные плагиограниты и гибридные породы; *8* — габбро-амфиболиты. Составил В. П. Логинов, 1938/39 г.



Фиг. 22. Поперечный профиль X сводовой структуры в приконтактовой зоне интрузива к югу от Джарлы-Бутакской группы хромитовых месторождений

1 — базальный конгломерат; *2* — песчаники и опоки; *3* — серпентиниты; *4* — перидотиты; *5* — дуниты; *6* — аплитовидные плагиограниты и гибридные породы; *7* — габбро-амфиболиты. Составил В. П. Логинов, 1938/39 г.

Приводимые нами числовые характеристики пород массива, рассчитанные по методам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и А. Н. Заварицкого, также наглядно показывают все вышеотмеченные особенности пород массива.

III. Главнейшие особенности петрографического строения Кемпирсайского плутона и его прототектоники

В. П. Логинов

Приводившиеся выше некоторые данные показывают уже, что распределение различных петрографических разновидностей ультрабазитов внутри интрузива подчиняется правилу определенной вертикальной зональности.

Для значительной площади массива можно принять следующий типический вертикальный разрез, сверху вниз, начиная от кровли:

1. Спорадически отмечаемые среднезернистые амфиболовые перидотиты, в значительной степени серпентинизированные; вертикальная мощность 3—15 м.

2. Более крупнозернистые серпентинизированные гарцбургиты с псевдопорфировидной структурой, массивные, без ясно выраженной полосчатой текстуры; вертикальная мощность 20—50 м.

3. Серпентинизированный дунито-гарцбургитовый полосчатый комплекс; наблюдавшаяся вертикальная мощность местами до 100 м.

4. Серпентинизированные дуниты, без видимых признаков ориентированной текстуры; вертикальная мощность не известна.

Недостаточная расчлененность рельефа района эрозионной сетью и малые относительные высоты его не позволяют проследить дальнейшее продолжение разреза вглубь.

Существование нижнего из выделенных горизонтов — дунитового предполагается нами на основании появления крупных площадей дунитов в долине р. Куагач (фиг. 6), а также данных глубокого бурения на Бурановском никелевом месторождении, где скважина вошла в дуниты на глубине около 60 м и остановлена в них на глубине 200 м (фиг. 20).

Соображения в пользу существования дунитового горизонта под горизонтом псевдослоистых ультрабазитов опираются также и на данные о строении юго-восточной части массива, где дуниты образуют широкое сплошное поле площадью около 150 км^2. В вертикальном разрезе они располагаются ниже псевдослоистого дунито-перидотитового комплекса. Однако следует заметить, что как мощность, так и строение последнего в периферической юго-восточной части массива отличаются от приведенных в первом разрезе, так что здесь можно установить уже отличный от описанного тип разреза. Главные черты строения этого второго типа показаны в двух геологических профилях южной приконтактовой части массивов (фиг. 21 и 22).

Здесь в 1 км к югу от рудоносного участка Джарлы-Бутакских месторождений, непосредственно под габбро-диоритами кровли, располагаются сверху вниз такие горизонты:

1. Серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты), содержащие местами полоски серпентинизированного дунита; вертикальная мощность 30—40 м.

2. Серпентинизированные дуниты с редко рассеянным баститом (переходный горизонт) и шлирами гарцбургитов; вертикальная мощность 20—30 м.

3. Серпентинизированные дуниты, более глубокая часть которых хромитоносна; вертикальная мощность более 70 м.

Продолжение нижнего горизонта на глубину остается неизвестным в виду малой расчлененности здесь рельефа массива. Мощности двух верх-

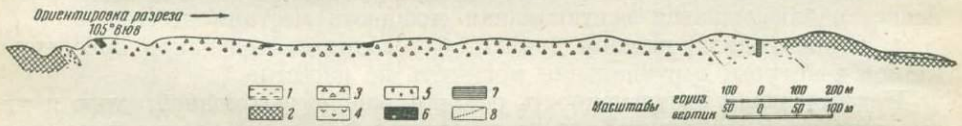
них горизонтов рассчитаны на основании данных меридионального профиля (фиг. 22).

Мощность горизонта дунитов (более чем 70 м) указана ориентировочно; именно такой глубины достигают отдельные буровые скважины на месторождении Алмаз, не выходя из пределов дунитового горизонта.

Приведенный разрез второго типа характеризуется отсутствием типичного полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса и, следовательно, неглубоким по отношению к кровле массива залеганием горизонта дунитов. Этот тип разреза имеет распространение преимущественно около южных границ массива. К северу, где вдоль восточных границ массива видимая ширина перидотитовой полосы увеличивается, происходит, по всей вероятности, постепенный переход к северному типу разреза.

Уже около пос. Сусановского в долине р. Кулаша можно на довольно широкой площади наблюдать выходы типичных псевдослоистых ультраосновных пород, т. е. перемежающихся полос дунитов и перидотитов.

Укажем еще на одно существенное изменение разреза в северном направлении. Между породами полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса и восточной границей массива с прилегающими мезозойскими отложениями здесь, на широте месторождения Спорного и пос. Донского, обособляется краевая полоса серпентинизированных перидотитов, в составе которых существенную роль играют лерцолиты, содержащие, на ряду



Фиг. 23. Профиль VII (по правому берегу р. Мамыт)

1 — меловые отложения; *2* — гранатизированные габбро-амфиболиты; *3* — сильно серпентинизированные дуниты; *4* — сильно серпентинизированные перидотиты; *5* — серпентиниты; *6* — выходы хромитов; *7* — жильные породы; *8* — границы постепенных переходов. Составил В. П. Логинов, 1939 г.

с ромбическим пироксеном, также моноклинический пироксен и амфибол (см. стр. 26). Следовательно, здесь строение вертикального разреза усложняется, несколько напоминая, в связи с участием лерцолитов, вертикальный разрез массивов Крака на Южном Урале.

Сходный с строением южной краевой части массива тип разреза наблюдается в изолированном восточном массиве ультраосновных пород на водоразделе рр. Карагачты и Мамыт. На разрезе, проведенном в широтном направлении поперек ультраосновного массива (фиг. 23), можно видеть, что перидотиты располагаются здесь в виде узкой полосы только около восточного контакта с вмещающими амфиболитами. На всей остальной площади ультраосновные породы представлены сильно серпентинизированными дунитами с весьма совершенной пластовой отдельностью, имеющей восточное падение (< 30—$35°$), и с крупными выходами сплошного хромита.

Полосчатость прилегающих с запада к дунитам вмещающих габбро-амфиболитов здесь также обладает восточным наклоном (< 30—$35°$), вполне согласным с наклоном пластовой отдельности дунитов. Кроме того, в долине р. Мамыт можно непосредственно наблюдать и ориентировку контактовой поверхности между дунитами и габбро-амфиболитами, которая оказывается согласной с ориентировкой полосчатости и отдельности контактирующих пород.

Следовательно, здесь серпентинизированные дуниты приурочены к лежачему боку интрузивной массы, т. е. составляют более глубокий ее горизонт.

Ширина всей полосы ультраосновных пород здесь около 2 км. Поэтому, если считать, что наблюдаемый угол (30—35°) наклона западной контактовой поверхности остается неизменным и на глубине, можно определить истинную мощность всей интрузивной массы в 950—1100 м; в том числе перидотиты, горизонтальная мощность которых равна 200—250 м, будут слагать верхний наклонный «слой» с истинной мощностью 80—100 м. Однако нельзя упускать из виду, что падение восточной контактовой поверхности данного интрузивного тела наблюдать не удавалось, так что приведенный подсчет имеет условное значение. Тем не менее рассмотренный разрез (фиг. 23) позволяет судить о следующих возможных особенностях внутреннего строения ультраосновного массива р. Мамыт:

1) дуниты могут распространяться в массиве вниз до вмещающих пород лежачего бока, не сменяясь горизонтами ультраосновных пород существенно иного петрографического состава;

2) при вычисленной выше мощности дунитов около 950—1100 м вычисленная мощность перидотитов в 80—100 м является в 10 раз меньшей, что указывает на преимущественно дунитовый состав интрузива;

3) хромитовые тела располагаются на различных уровнях дифференциации интрузива.

Подчеркнутые особенности строения восточного массива могут повториться с теми или иными вариациями и в юго-восточной части главного массива, где доступны наблюдению лишь верхние горизонты разреза; среди них поверхности раздела дифференциации плутона ориентированы, по нашим наблюдениям, приблизительно параллельно кровле массива.

В обоих приведенных разрезах наблюдаются обычные признаки гравитационной дифференциации, т. е. расположение более тяжелых по весу и одновременно более «основных» по составу пород в нижней части разреза и, наоборот, более легких и «кислых» в верхней его части. Однако расположение хромитов, как увидим ниже, не подчиняется этому принципу.

По сравнению с единственным известным нам вертикальным разрезом сходных ультраосновных массивов — в районе хребтов Крака, здесь поражает очень небольшая абсолютная мощность верхних установленных горизонтов. Так, в массивах Северный Крака и Южный Крака, недавно исследованных нами, средняя мощность верхнего лерцолитового горизонта составляет около 200 м, т. е. резко превышает мощность верхнего эквивалентного горизонта перидотитов в Кемпирсайском массиве. Наоборот, мощность гарцбургитового горизонта в массивах Крака (около 30—40 м) очень близка к мощности второго из выделенных в первом разрезе горизонтов. Подобные соотношения мощностей горизонтов отражаются и на химизме пород (см. стр. 43).

Дальнейшее количественное сравнение разреза обоих сопоставляемых массивов ограничено отсутствием необходимых фактических данных.

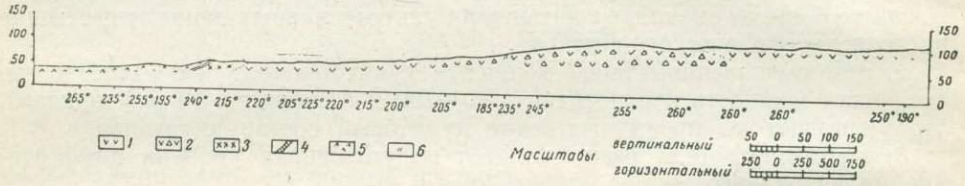
Существенно, что верхний горизонт плутонической массы, сложенный в обоих типах разреза массивными перидотитами, сохраняет для смежных участков массива более или менее одинаковую вертикальную мощность. Следовательно, если допускать некоторую экстраполяцию, то форма поверхности раздела, по крайней мере между двумя верхними горизонтами плутона, должна в значительной степени отражать форму его потолка. Это обстоятельство позволяет исследователю судить о форме массива и в таких участках его, где останцы кровли полностью уничтожены денудацией, но доступны наблюдению границы между двумя верхними горизонтами. И наоборот, опираясь на выясненный в данном участке тип строения вертикального разреза, можно судить на основании геологической карты об относительной степени денудации смежных участков массива.

Принцип подобного «стратиграфического» изучения ультраосновных массивов, проверенный при исследованиях массивов Крака на Южном

Урале, а затем Кемпирсайского, можно в той или иной степени приложить при разборе анатомии и других ультраосновных массивов.

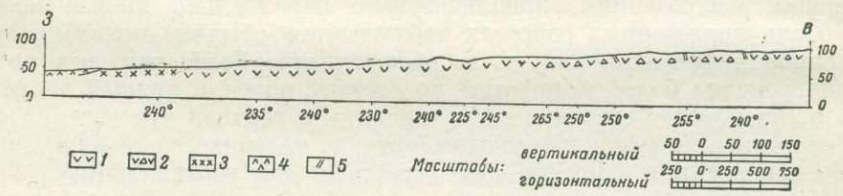
Соображения о форме Кемпирсайского дунито-перидотитового массива

Таким образом, опираясь на изложенный выше фактический материал, мы можем судить о форме залегания описываемой плутонической массы по следующим трем признакам: а) ориентировка вмещающих пород в краевых частях массива и морфология самых контактов, б) увязка распространения и гипсометрического уровня отдельных останцов кровли на ультраосновных породах массива, в) форма поверхностей раздела между различными петрографическими горизонтами массива, отражаемая на петрографической карте и профилях.



Фиг. 24. Профиль V (по р. Шелекты I)

1 — порфировидные гарцбургиты, сильно серпентинизированные; *2* — полосчатые гарцбургиты сильно серпентинизированные; *3* — серпентиниты краевой зоны; *4* — пренитовая контактовая порода; *5* — габбро-амфиболиты; *6* — дайки габбро-диабазов. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.



Фиг. 25. Профиль VI (по р. Шелекты II)

1 — порфировидные гарцбургиты, сильно серпентинизированные; *2* — полосчатые гарцбургиты, сильно серпентинизированные; *3* — серпентиниты краевой зоны; *4* — габбро-амфиболиты; *5* — дайки габбро-диабазов. Составил Н. В. Павлов, 1939 г.

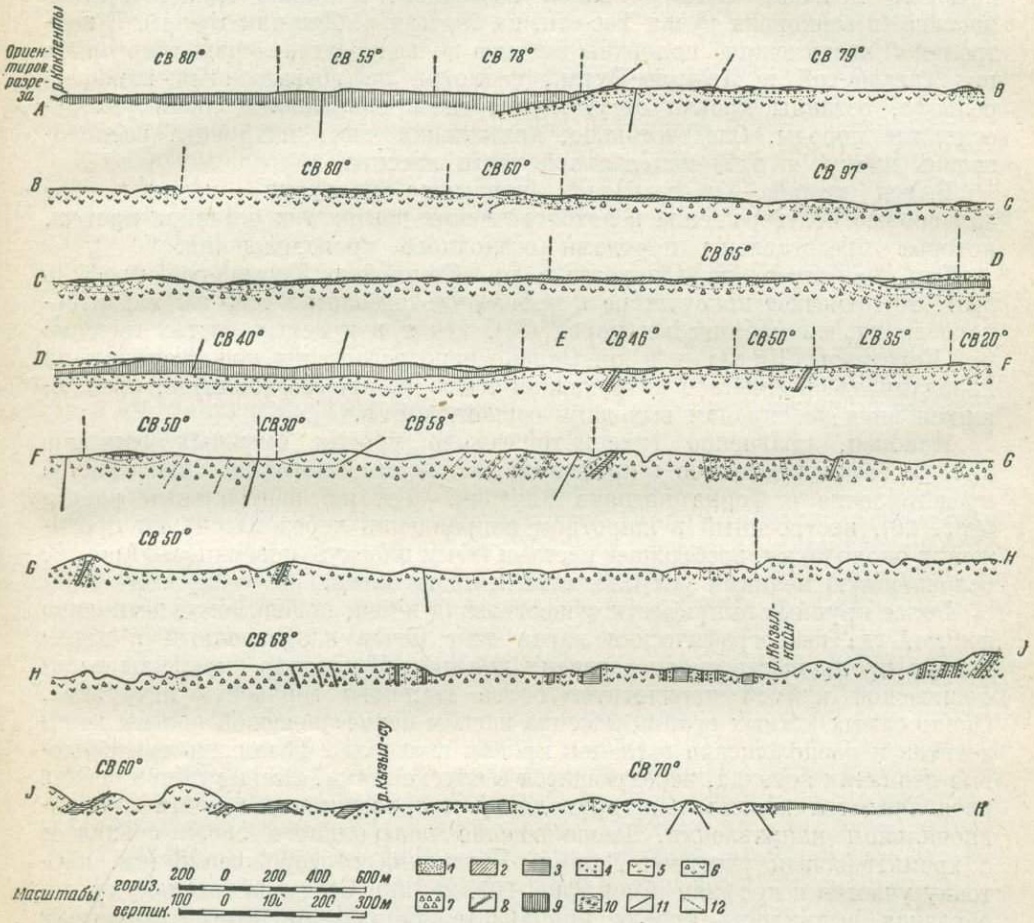
Пользуясь этими критериями, рассмотрим главнейшие особенности морфологии Кемпирсайского ультраосновного плутона. В связи с некоторыми существенными различиями в условиях залегания северной и южной частей массива и различной степенью изученности вмещающих отложений, остановимся на характеристике формы каждой из них в отдельности. Условной границей, разделяющей массив на две части, мы будем считать линию, отвечающую широте р. Карагачты.

А. Форма южной половины массива. Для всей южной половины массива характерны довольно однообразные взаимоотношения ультраосновных пород и краевых вмещающих отложений.

1. На востоке, юге, юго-западе и западе падение вмещающих пород около контакта с ультраосновным массивом направлено в сторону, противоположную последнему; углы наклона в различных пунктах изменяются — от 9 до 60° (см. петрографическую карту и профили — фиг. 6, 21, 22, 24, 25, 26). При этом древние отложения располагаются ближе к массиву, а с удалением от него до некоторого предела последовательно появляются более юные вмещающие отложения.[1]

[1] На востоке непосредственный контакт ультраосновных пород с вмещающими толщами прикрыт мезо-кайнозойскими отложениями. Здесь не исключено существование крупных тектонических нарушений, которые отмечаются А. Н. Алешковым (рукопись) и А. Л. Яншиным (Яншин и Безруков, 1935) в более северной части района.

2. Вмещающие породы, непосредственно примыкающие к серпентинитам массива, представлены или габброидами (разрезы по рр. Кизыл-су, Джарлы-Бутак, Шелекты I и II), или осадочными породами примерно одного и того же стратиграфического горизонта (кремнистые породы и подстилающие их метаморфизованные зеленокаменные ортосланцы силура в разрезах по рр. Кизыл-су, Тарновке, Тас-сай).



Фиг. 26. Профиль IX по линии: пос. Степной — р. Иагаша, в южной половине Кемпирсайского интрузива

1 — элювий и пролювий; *2* — кора выветривания; *3* — жильные породы; *4* — серпентиниты; *5* — серпентинизированные перидотиты; *6* — серпентинизированный дунито-гарцбургитовый комплекс; *7* — серпентинизированные дуниты; *8* — хромитовые ленты; *9* — габбро-амфиболиты; *10* —кремнистые сланцы S_2; — *11* падение полосчатости; *12* — контакты с постепенными переходами. Составили В. П. Логинов и А. А. Филимонова, 1937/38 г.

3. Простирание вмещающих пород, определяемое как по элементам ориентировки их пластов, так и по увязке единичных выходов их в вытянутые полосы, близко соответствует направлению смежных границ массива (см. петрографическую карту и описание разрезов, гл. I).

Из перечисленных данных можно вывести два заключения относительно формы залегания южной половины массива.

Первое — что все примыкающие боковые породы являются здесь породами кровли плутонической массы, которая периклинально погружается под вмещающие породы (согласно пункту 1).

Второе — что интрузия ультраосновной магмы относилась в общем

к типу согласных внедрений, приуроченных к более или менее постоянному стратиграфическому горизонту в пределах толщи предположительно силурийского возраста (согласно пп. 2 и 3).

Действительно, останцы кровли в своем распространении неизменно тяготеют к краевым частям массива. Главная масса их встречается около западной границы массива на пространстве к востоку от р. Кокпекты и значительно меньшая часть — вблизи восточной, а также южной границ массива (в верховьях ручья Тас-сай, на берегах р. Джарлы-Бутак). В центральной части южной половины массива на водоразделе правых притоков рр. Тагаша-сай и Джарлы-Бутак, несмотря на возвышенный характер рельефа, останцы кровли отсутствуют; здесь обнажаются лишь ультраосновные породы. Следовательно, апикальная часть интрузива располагалась именно в этой центральной части массива.

Вывод второй — о согласном характере интрузии — находит свое дальнейшее подтверждение в литологических чертах тех останцов кровли, которые представлены породами осадочного происхождения.

Так, например, на водоразделе рр. Степной и Тагаша-сай профиль (фиг. 26) отмечает присутствие в кровле ультрабазитов того же характерного горизонта кремнистых пород (S_2), что и в краевых частях массива рр. Карагачты, Кизыл-су и др. Однако непосредственно под кремнистыми породами здесь залегает интрузивная масса габбро-амфиболитов, сменяющихся вниз по склонам выходами серпентинитов.

Наконец, сравнение гипсометрического уровня смежных останцов кровли, зафиксированное в профилях, дает местами довольно определенное представление о форме потолка плутона. Тот же центральный разрез (фиг. 26), построенный в широтном направлении через массив на протяжении около 30 км, изображает местами почти плоскую поверхность кровли, осложненную мелкими углублениями и поднятиями.

Более крупные выпуклости существовали в ней, повидимому, несколько южнее, где петрографическая карта дает почти изометричный в плане контур преимущественного развития дунитов. Последние окружены периферической каймой перидотитов более высокого горизонта интрузива. Около самых южных границ массива изгибы периферической полосы перидотитов и расположение останцов кровли позволяют различать три сводовые поднятия потолка, чередующиеся с опусканиями. Осевые линии сводов располагаются параллельно друг другу и ориентированы почти в меридиональном направлении. Расположение центрального свода совпадает с хромитоносным участком Джарлы-Бутакских месторождений (см. карточку участка и профили к ней, фиг. 105, 21, 22). Соседняя к западу сводообразная выпуклость кровли приблизительно соответствует водоразделу рр. Джарлы-Бутак и Тас-сай. Восточный свод располагается в участке Донских месторождений (Гигант, Спорное и др.), ограничиваясь с востока, повидимому, уже вмещающими породами кровли, скрытыми здесь под плащом мезо-кайнозойских отложений.

Схематическая петрографическая карта (фиг. 6) суммарно отражает главнейшие из перечисленных особенностей формы и внутреннего строения южной половины массива, указывая одновременно на степень денудации различных его участков.

Кроме того, карта отмечает существование согласного апофиза интрузивной массы, вытянутого в меридиональном направлении к северу от пос. Кизыл-су. В поперечном разрезе (фиг. 26) этому апофизу соответствует местное увеличение мощности интрузива.

Б. Форма северной половины массива. Взаимоотношения вмещающих пород с ультраосновными в северной половине массива более сложные.

Вдоль всей восточной границы здесь прослеживаются редкие останцы

полого залегающей кровли, представленные габбро-амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Прилегающие к последним с востока вмещающие породы принадлежат к нижним горизонтам колонки района. Они слабо обнажены, и элементы залегания их остаются невыясненными.

Вдоль меридиональной границы массива от р. Шелекты I до северного конца его ультраосновные породы граничат с вмещающими отложениями различных стратиграфических горизонтов. Около пос. Куагач в лежачем боку массива располагается девонская толща эффузивов и их туфов и яшм, круто падающая к востоку под серпентиниты.

Непосредственно к востоку от контакта на вершинах горок, склоны которых сложены серпентинитами, встречаются крупные площади габбро-амфиболитов кровли. Видимая мощность интрузива между висячим и лежачим боком измеряется здесь несколькими десятками метров (см. профили, фиг. 27), повидимому, резко возрастая в направлении к центру массива. Поверхность потолка в описываемом участке имеет до некоторой степени депрессивную форму.

К северу взаимоотношения вмещающих пород и ультрабазитов остались недостаточно выясненными. Известно лишь, что на широте пос. Преображенского ультраосновные породы граничат с прилегающими с запада мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками и филлитами нижних горизонтов колонки (см. профиль, фиг. 29). Полоса этих пород шириной 1—2 км протягивается к югу на расстоянии около 15 км, вклиниваясь в контур массива.

Следовательно, для западной границы северной половины массива горизонт интрузии не кажется постоянным. Тем не менее, при наблюдениях в ограниченных отрезках контактовой линии создается представление о согласном характере контактов. Этот факт заставляет допускать существование здесь нескольких апофизов от массива, которые, проникая несогласно в различные смежные горизонты вмещающих отложений, распространились среди них все же вдоль плоскостей напластования.

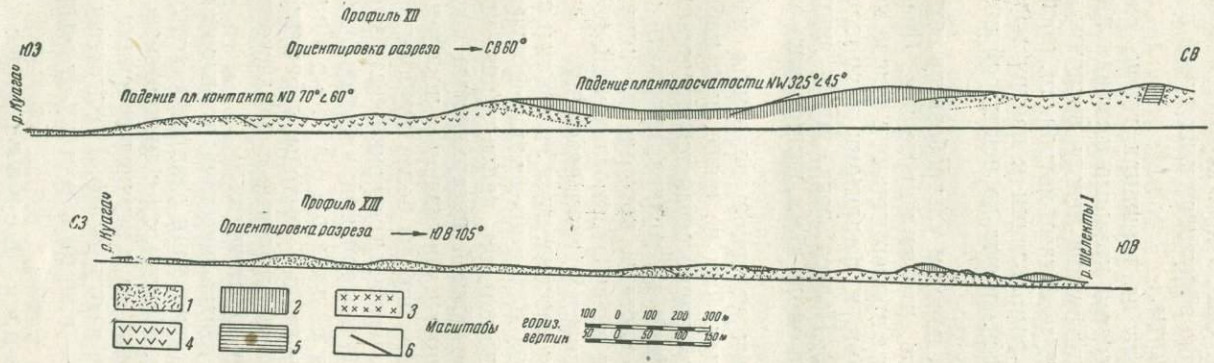
Центральная часть северной половины массива, судя по данным петрографической карты и профилей (фиг. 6, 28 и 30), представляет сочетание трех параллельных, вытянутых в меридиональном направлении сводов. При пересечении их слабо холмистой эрозионной поверхностью последовательно обнажаются сначала примыкающие к вмещающим породам массивные перидотиты и далее ультраосновные породы более глубоких горизонтов — полосчатые перидотиты и дуниты. Крайняя северная часть массива представлена в разрезе одной центральной сводной выпуклостью (фиг. 29).

В. Форма самостоятельных выходов серпентинитов, окружающих массив. Изолированные выходы серпентинитов в окрестностях массива представляют собою согласные с напластованием линзовидные тела различной мощности и протяжения.

Они приурочены к различным стратиграфическим горизонтам палеозойской колонки, контактируя то с силурийскими сланцами (восточный серпентинитовый массив у рр. Карагачты, Мамыт), то с нижнедевонскими спилитами (на правобережье р. Сары-Мурза), то с верхнедевонскими граувакками (массив, располагающийся в 3 км к югу от пос. Рождественского, и выходы серпентинитов у сая Ильчибек — в 20 км к востоку от северного конца Кемпирсайского массива).

Г. Выводы о вероятной форме Кемпирсайского массива. Сопоставляя данные по морфологии отдельных частей массива с изложенным выше материалом о его петрографическом строении, резюмируем главнейшие морфологические особенности Кемпирсайского массива в целом.

1. Степень конкордантности интрузива с вмещающими породами определяется следующими положениями:



Фиг. 27. Профили западного контакта интрузива в 1 км к северу от пос. Куагач I

1 — кремнистые породы и диабазы; *2* — габбро-амфиболиты кровли; *3* — серпентиниты; *4* — перидотиты; *5* — жильные габбро; *6* — падение полосчатости. Составили В. П. Логинов и А. А. Филимонова, 1937 г.

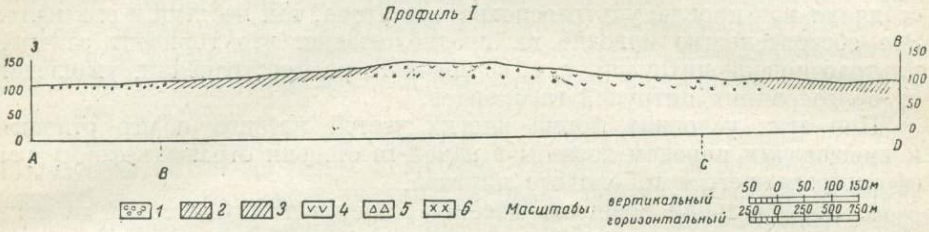


Фиг. 28. Профиль III по р. Куагач (азимут линии 50° СВ)

1 — выщелоченные серпентинизированные дуниты, пироксеновые дуниты и дунитовые серпентиниты; *2* — выщелоченные серпентинизированные гарцбургиты и гарцбургитовые серпентиниты; *3* — серпентиниты краевой зоны массива; *4* — дайки габбро и габбро-диабазов; *5* — вмещающие метаморфизованные габбро; *6* — вмещающие кремнистые сланцы и породы диабазо-спилитовой серии; *7* — кварцевые альбитофиры; *8* — падение план-полосчатости.

Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

а) на преобладающем протяжении боковых границ массива и, в частности, во всех обнаженных разрезах южной его части наблюдается согласное отношение ультраосновных пород к вмещающим отложениям; это согласие констатируется главным образом по отношению к породам кровли; что касается пока недоступных наблюдению вмещающих пород постели плутона, то при вероятном межформационном залегании последнего кон-



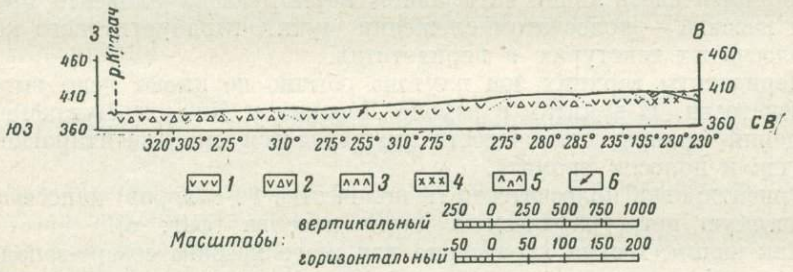
Фиг. 29. Профиль I в районе пос. Рождественский-Преображенский

1 — опоки; *2* — филлиты; *3* — кремнистые сланцы; *4* — порфировидные серпентинизированные гарцбургиты; *5* — дуниты и дунитовые серпентиниты; *6* — серпентиниты краевой зоны. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

такт с ними, естественно, будет казаться менее согласным, чем с отложениями трансгрессирующего горизонта кровли;

б) массив обладает апофизами, которые, ответвляясь в различные стратиграфические горизонты вмещающих отложений, распространяются в последних преимущественно согласно с плоскостями напластования; в случае межформационного залегания плутона вдоль поверхности стратиграфического несогласия количество апофизов во вмещающих породах постели может быть значительным;

в) мелкие (вероятно, сателлитовые) выходы серпентинитов являются согласными пластовыми жилами, хотя и располагаются на различных стратиграфических горизонтах.



Фиг. 30. Профиль IV в районе пос. Кемпирсай

1 — порфировидные гарцбургиты, сильно серпентинизированные; *2* — полосчатые гарцбургиты, сильно серпентинизированные; *3* — дуниты и дунитовые серпентиниты; *4* — серпентиниты краевой зоны; *5* — габбро-амфиболиты; *6* — падение первичной полосчатости. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

2. Являясь послойно дифференцированным в вертикальном направлении, массив имеет симметричное в плане расположение отдельных дифференциатов, что говорит скорее о центральном, чем о боковом расположении питающих каналов.

3. В соответствии с указанной выше особенностью, боковые вмещающие породы кровли отмечаются как у западной, так и у восточной границы массива. Останцы кровли широко распространены в краевых частях массива и отсутствуют лишь в его центральной части, указывая на существование здесь максимальной выпуклости.

4. В тех участках, где останцы кровли сохранились, потолок массива представляет пологоволнистую, а местами почти плоскую поверхность. Более крупные выпуклости потолка в виде сводов вытянуты в почти меридиональном направлении.

5. Распространение ультраосновных пород в районе показывает тесную пространственную связь с более древними габброидами. Последние составляют как кровлю ультраосновного плутона, так местами и его постель. Это обстоятельство наводит на предположение, что горизонт залегания ультраосновной интрузии, т. е. ее бокового распространения, унаследован от более ранних интрузий габброидов.

При этих условиях форма многих частей массива и его отношение к вмещающим породам должны в какой-то степени отражать форму ранее сформировавшегося габбрового плутона.

6. Вертикальная мощность массива остается неопределенной за исключением тонких выклинивающихся краевых частей его, которые, однако, могут представлять собой лишь небольшие согласные апофизы от главной плутонической массы. Произведенный нами подсчет мощности дифференцированной массы ультраосновных пород, расположенной на водоразделе рр. Мамыт и Карагачты, дает цифры порядка 950—1100 м.

Перечисленные в пп. 1, 2, 3 особенности заставляют относить массив к типу лакколитоподобных плутонов в широком смысле этого слова. От классических лакколитов массив отличается удлиненными очертаниями и незначительной в целом выпуклостью первичного потолка.

Учитывая значительный удельный вес ультраосновных пород, можно предполагать также прогиб вниз основания массива.

Главные черты прототектоники массива

Наблюдения над трещинной тектоникой, явлениями тектонического кливажа и складкообразованиями в серпентинитах являются очередной задачей будущих детальных геологических съемок массива. Мы кратко остановимся здесь лишь на главном маркирующем элементе прототектоники массива — полосчатом сложении дунито-гарцбургитового комплекса и полосчатых текстурах в перидотитах.

Перидотиты верхних зон плутона обычно не имеют ясно выраженной полосчатости. В дунитах в районе Донских и Джарлы-Бутакских месторождений замеры полосчатости производятся по ориентировке тонких цепочек и полосок хромита.

Ориентировка полосчатости (в количестве 30 замеров) нанесена на схематическую петрографическую карту массива (фиг. 6).

Как видим, весьма характерно для всего массива северо-западное простирание полосчатости (от 340 до 315°) при варирующих углах наклона ее в обе стороны. Вблизи меридиональных границ интрузива полосчатость параллельна контактовым поверхностям, как это удалось заметить на контакте с габбро-амфиболитами к востоку от пос. Кизыл-су, около пос. Куагач и в других пунктах.

Вблизи широтных границ массива (в нижнем течении р. Тагаша-сай и в районе Джарлы-Бутакских месторождений) простирание полосчатости сохраняет неизменное северо-западное направление, т. е. дискордантно к внешнему контуру массива.

Наклон полосчатости менее постоянен, чем ее простирание. Так, на протяжении 20 км вдоль профиля по долинам рр. Кизыл-Каин, Тагаша-сай, полосчатость периодически изменяет свое падение с восточного на западное (см. отмеченные на фиг. 26 линии наклона полосчатости); направление простирания полосчатости при этом остается, за немногими исключениями, северо-западным (350—340°). Следует заметить, что периодическое изменение знака

падения полосчатости происходит лишь при крутых ее наклонах, причем между двумя смежными участками с падением полосчатости в противоположные стороны угол наклона ее приближается к вертикальному, т. е. имеет нейтральный знак. В этом отношении поведение ориентировки полосчатости напоминает колебание наклона кливажа в сланцах, если прибегать к сравнению из области тектоники вмещающих пород.

Только местами при составлении разрезов было обнаружено одновременное изменение и простирания и падения полосчатости. Обычно же постепенное изменение простирания полосчатости не сопровождается изменением угла и знака наклона (см. северную часть петрографической карты, фиг. 6).

На участках массива, относящихся к более глубоким зонам плутона, полосчатость выражена более отчетливо. Наоборот, в перидотитах, непосредственно подстилающих останцы кровли, полосчатость почти отсутствует. Следовательно, по этому признаку можно приблизительно судить о степени денудации плутона на данном участке. В этом заключается, повидимому, пока первая сторона методического использования полосчатости при исследовании ультраосновных массивов. В этом смысле размещение на петрографической карте тех пунктов, где получены замеры полосчатости, отражает не только степень исследованности массива, но и относительное положение обнажающихся пород во внутренней структуре массива.

С другой стороны, господствующая на каком-либо участке ориентировка полосчатости, как правило, определяет элементы ориентировки хромитовых тел, залегающих обычно согласно с полосчатостью окружающих ультраосновных пород. Поэтому последняя должна приниматься во внимание при прослеживании хромитовых выходов и россыпей по простиранию (а при разведках — и по падению).

Наконец, для Актюбинского плутона, обладающего мощной древней корой выветривания, полосчатое сложение может играть некоторую роль в распределении богатых или бедных никеленосных участков в пределах какого-либо отдельного никелевого месторождения. Полосчатое чередование дунитов и перидотитов, в различной степени серпентинизированных, определяло здесь пространственно меняющийся исходный субстрат древней коры выветривания.

Сравнение Кемпирсайского плутона с другими ультраосновными интрузивами Урала

За последние годы в литературе, посвященной ультраосновным породам Урала, были описаны и выделены два типа плутонов:

1. Тип платиноносных массивов Северного Урала (Заварицкий, 1928; Кузнецов, 1936).

2. Тип полярно-уральских дунито-перидотитовых массивов (Алешков, 1929; Заварицкий, 1932; Падалка, 1936).

Мелкие ультраосновные интрузии восточного склона Урала еще не получили в опубликованных работах достаточно глубокой петрологической классификации и расчленения. Кемпирсайский дунито-перидотитовый массив по своим особенностям более близко стоит к тому типу плутонов, который на Полярном Урале представлен массивами Рай Из, Пай-Эр и Войкар-Сын, а на Южном Урале — массивами Крака.

В отличие от платиноносных массивов Северного Урала, описываемый массив сложен в своей главной массе перидотитами и дунитами. Совершенно отсутствуют в нем сколько-нибудь значительные пироксенитовые скопления, характерные для платиноносных массивов.

Габбро-амфиболитовая оторочка вокруг перидотитов здесь не является нормальным дифференциатом общей с дунитами и перидотитами интрузии,

как предполагается для Тагильского массива, а представляет более раннее самостоятельное внедрение.

Наконец, среди перидотитов в Кемпирсайском массиве не известны верлитовые разновидности, которыми преобладающе представлены перидотиты платиноносных массивов, а доминируют гарцбургиты.

Все эти признаки, равно как полосчатое строение пород, сближают Кемпирсайский массив с массивами Крака, Рай-Из и др.

По аналогии с историей плутонов Крака можно выделить такие явления в ходе формирования ультрабазитов района:

1. Интрузия происходила при активном участии горообразовательных движений, которые продолжались и в течение всего периода застывания плутона, формируя полосчатые текстуры.

2. Если относить к одному и тому же глубинному очагу основную и ультраосновную интрузии района, то дифференциация родоначальной магмы среднего (промежуточного) состава произошла еще в магматическом очаге, но не в камере плутона. Благодаря этому обстоятельству состав кристаллизующейся в камере плутона ультраосновной магмы в среднем отвечал перидотиту, хотя местами, повидимому, происходили инъекции и чисто дунитовой магмы (краевые части плутона вдоль р. Кизыл-су, дуниты около вмещающих пород у р. Батамша).

3. Относительный недостаток извести в поднимавшейся магме, отщепленной в период дифференциации в глубинном очаге, отразился на составе породообразующих минералов. Этим можно было бы объяснить недостаток моноклинических пироксенов (диопсид-диаллагов) в породах массива, слабое развитие лерцолитов, а также пироксенитовых (диаллагитовых) и верлитовых фаций.

Возраст кемпирсайской ультраосновной интрузии не отличался существенно от возраста интрузий Крака, хотя стратиграфический горизонт распространения первой располагается значительно ниже, чем для последних.

Подобно интрузивам Крака, рассматриваемый плутон при застывании оказывал контактовые воздействия на вмещающие породы. Однако значительное боковое распространение магмы на огромных площадях ограничило интенсивность термических контактовых воздействий плутона на более древние прилегающие породы (малое распространение гранатопироксеновых и гранатовых контактовых роговиков).

Своеобразно на истории плутона, повидимому, отразилась более ранняя огромная интрузия основной (габбровой) магмы, а именно: боковое распространение ультраосновной магмы, т. е. площадные размеры Актюбинского плутона, повидимому, существенно контролировались огромной площадью предшествовавшей интрузии габброидов. В этом смысле мы можем с известным правом говорить об индуцированной форме ультраосновного плутона, приспособившейся к форме более раннего габбрового плутона.

Для понимания же особенностей химизма рассматриваемой ультраосновной интрузии, и в первую очередь бедности ее кальцием, на ряду с ранее приведенными соображениями, следует не упускать из виду особенности литологического состава вмещающих пород.

Среди них отсутствуют толщи известняков, мощность которых в районе массивов Крака, например, достигает 2 км. Следовательно, возможные источники извести здесь отсутствовали.

Поскольку все перечисленные обобщения в значительной степени гипотетичны, их нужно строго отличать от изложенного фактического материала. Мы выдвигаем их здесь в качестве возможных подходов к пониманию действительных природных процессов, с которыми тесно связана жизнь ультраосновной магмы.

Тектоника прилегающих толщ еще не изучена настолько, чтобы решить — является ли плутон претектоническим по отношению к ранним фазам варисцийского тектогенеза. Каледонские движения несомненно предшествовали акту интрузии, что привело к отмеченному выше частичному несогласию в залегании плутона.

Степень денудации массива

Денудация, произведя огромную работу смыва мощных толщ кровли массива, захватила самое тело ультраосновного интрузива в сравнительно слабой степени. Так, начиная от пос. Степного на западе до среднего течения р. Тагаша-сай, на протяжении почти 20 км вдоль линии основного профиля, мы наблюдаем еще не полностью отпрепарированную от облекавшей сверху кровли изначальную поверхность интрузива. Более глубокие зоны массива вскрываются: 1) к востоку по р. Тагаша-сай, 2) к северу, в восточной половине описываемой части интрузии, и 3) главным образом к югу от этой реки — на водоразделе р. Тагаша-сай и р. Джарлы-Бутак. Вблизи южных и восточных границ Актюбинского массива наблюдается более глубокий размыв массива, обязанный двум факторам: во-первых, как было указано выше, в этих именно участках наблюдаются наибольшие выпуклости изначальной поверхности интрузии, что способствовало эрозии; во-вторых, плутон размывался здесь меловой и третичной трансгрессиями.

Довольно узкая зона более глубокого размыва намечается также к северу от верховьев ручья Степного в направлении к Шиндашинским никелевым месторождениям. Останцы кровли здесь исчезают, и местами выходят дуниты.

Поскольку выше достигнута некоторая ясность в понимании геологического плана массива, определение степени денудации массива в ряде случаев не представляет особых затруднений. Однако для площадей развития покровных мезо-кайнозойских отложений задача выяснения степени размыва отдельных участков массива может быть удовлетворительно решена лишь с помощью искусственных обнажений. Практическая значимость решения этой задачи заключается прежде всего в возможном обнаружении площадей, допускающих поиски хромитовых и никелевых месторождений под меловыми и третичными отложениями.

Часть II

ХРОМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПОЛОЖЕНИЯ

IV. Краткая характеристика хромитовых месторождений Кемпирсайского массива

На территории Кемпирсайского массива ультрабазитов в настоящее время известно свыше 70 отдельных хромитовых рудных тел различного масштаба и качества руд. Месторождения располагаются в массиве неравномерно, образуя в большинстве случаев группы рудных тел, занимающие сравнительно ограниченные площади. Такие группы месторождений разобщены между собой значительными площадями, на которых признаки оруденения не известны. Значительно реже здесь находятся одиночные месторождения хромита.

Следуя с севера на юг, можно выделить на территории массива следующие обособленные месторождения и группы их:

1. Одиночное месторождение в районе Бурановского никелевого месторождения, в 14—16 км на С от пос. Кемпирсай.

2. Группа месторождений Западно-Кемпирсайского участка, в 4—6 км на З от южного конца пос. Кемпирсай.

3. Группа месторождений Южно-Кемпирсайского участка, в 4—5 км на ЮЮЗ от южного конца пос. Кемпирсай.

4. Группа месторождений в районе Таиткенского и Западно-Кемпирсайского никелевых месторождений, в 10—12 км на З от пос. Кемпирсай.

5. Незначительные рудные проявления в районе Батамшинского никелевого месторождения, в 8—9 км на Ю от пос. Кемпирсай.

6. Группа месторождений в районе Шелектинского никелевого месторождения, в 9—10 км на ЮВ от пос. Шелекты.

7. Группа месторождений района верховьев ключа Степного, в 7—8 км на СВ от пос. Степного.

8. Группа месторождений водораздела рек Тас-сай и Джарлы-Бутак, в 14—16 км на З от пос. Донского.

9. Группа месторождений района левых притоков р. Джарлы-Бутак (Алмаз, Жемчужина и др.), в 6—7 км на ЮЗ от пос. Донского.

10. Группа Донских месторождений (Гигант, Спорное, Геофизическое, Спутник и др.), в 2.5—3.5 км на З от пос. Донского.

11. Группа месторождений верховьев р. Джангиз-агач, в 9—10 км на СЗ от пос. Донского.

12. Рудные проявления в районе нижнего течения р. Тагаша-сай, в 21—22 км на СЗ от пос. Донского и в 10 км на ЮЗ от аула Кизыл-су.

13. Группа месторождений в небольшом массиве в районе р. Мамыт, в 16—18 км на ЮВ от пос. Кемпирсай.

В дальнейшем приводятся краткие описания названных групп, причем для месторождений северной части массива (пп. 1—4), обладающих многими чертами взаимного сходства, дается общее описание, для остальных же — по каждой группе в отдельности. Кроме того, в отдельную главу выделено подробное описание специально изучавшихся нами двух крупнейших месторождений высокосортных руд — Гигант и Спорное.

А. Месторождения северной половины массива

Н. В. Павлов

В северной половине Кемпирсайского массива ультрабазитов нами изучены 33 рудных тела, отличающихся в большинстве случаев общностью многих черт морфологии, условий залегания, химико-минералогического состава и вторичных изменений руд.

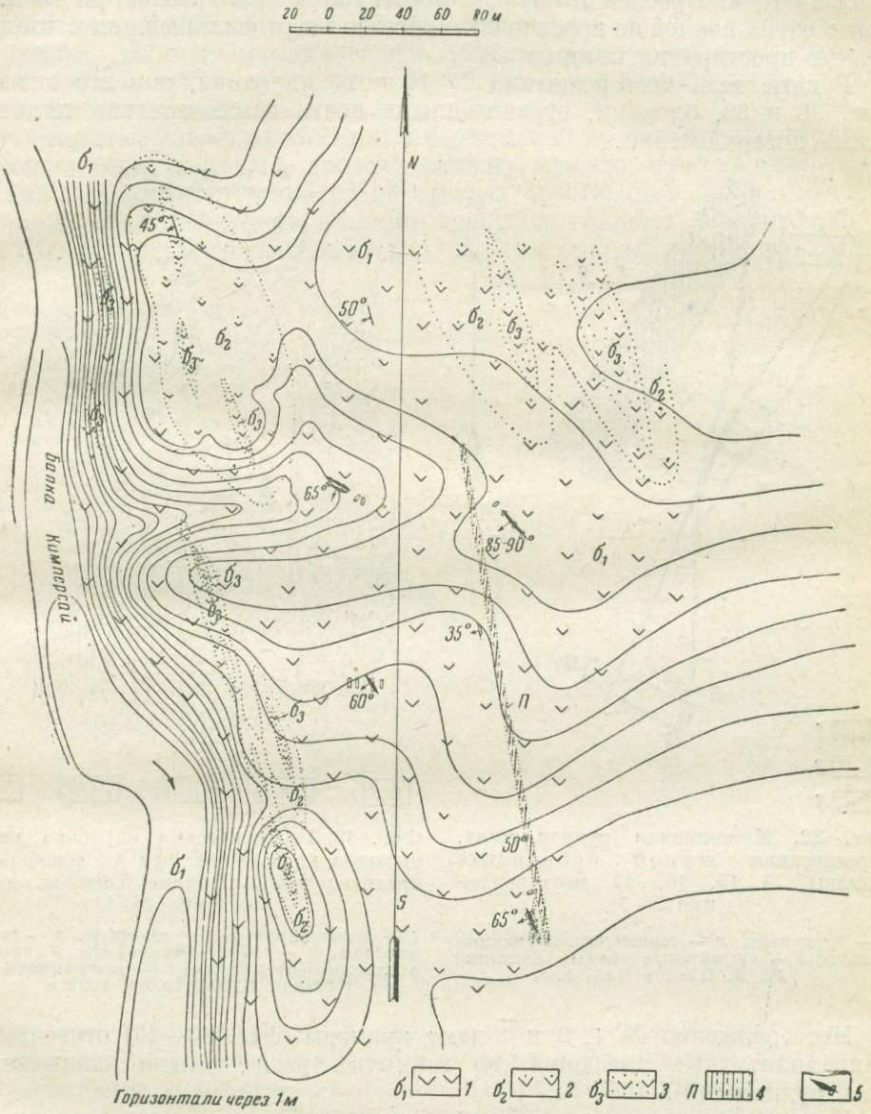
1. Условия залегания и морфология рудных тел

Подавляющее число месторождений хромитов располагается в зонах развития тех или иных разновидностей гарцбургитов (точнее—серпентинитов по гарцбургитам), и только месторождения 7 (фиг. 31 и 32), 8 и 5 расположены в поле дунитов. Однако и те рудные тела, которые находятся в полях гарцбургитов, непосредственно залегают всегда в линзах дунитов, обособляющихся среди гарцбургитов. Мощность таких дунитовых линз варьирует от 1 до 15—25 м.

Весьма интересно по условиям залегания месторождение № 27 (фиг. 33), расположенное по правобережью балки Таиткен, в 1.5 км от ее устья. Здесь, в ближайшем соседстве (4—6 м) с вмещающими хлорито-актинолитовыми и габбро-амфиболитовыми породами среди серпентинитов краевой зоны наблюдаются три выхода массивных хромитовых руд, наиболее крупный из которых занимает площадь около 100 м^2. Руды непосредственно вмещаются в узкую полосу серпентинизированных дунитов, протягивающихся на 90 м в меридиональном направлении. Таким образом, здесь мы имеем пример, когда рудные тела почти непосредственно примыкают к кровле с вмещающими породами.

Рядом с хромитовыми телами обнажаются плагиоаплиты, относительное возрастное положение которых установить не удалось.

Большинство рудных тел имеют жилоподобную форму, часто нарушенную тектоническими смещениями. Примерами ненарушенных (во вскрытой



Фиг. 31. Геологическая карта района нижнего течения балки Кемпирсай. Месторождение № 7

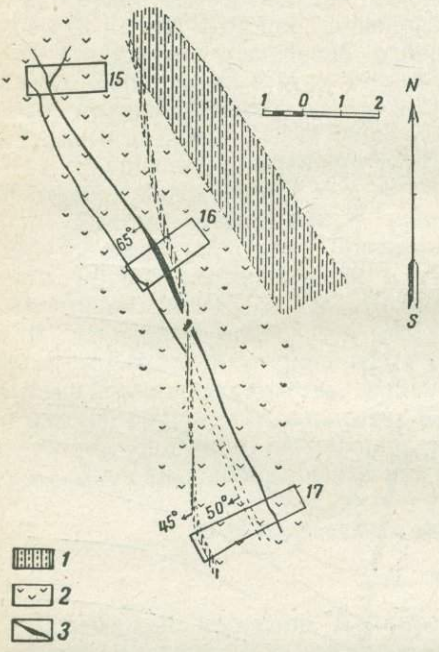
1 — серпентинизированные дуниты; *2* — серпентинизированные пироксеновые дуниты; *3* — серпентинизированные гарцбургиты; *4* — жильные пироксениты; *5* — хромитовые руды. Составил Н. В. Павлов, 1939 г.

канавами части) рудных тел могут служить месторождения № 18 (в районе Бурановского никелевого месторождения), 6, 23 (фиг. 34, 35, 36). Они представляют собой жилообразные тела, простирающиеся на 10—150 м, при мощностях от 0.5 до 7—10 м. Простирание и падение их согласное с ориентировкой первичной полосчатости в окружающих гарцбургитовых серпентинитах. Контакты рудных тел с непосредственно вмещающими дунитовыми серпентинитами резкие.

Приведем несколько примеров жилоподобных рудных тел, нарушенных последующими тектоническими смещениями.

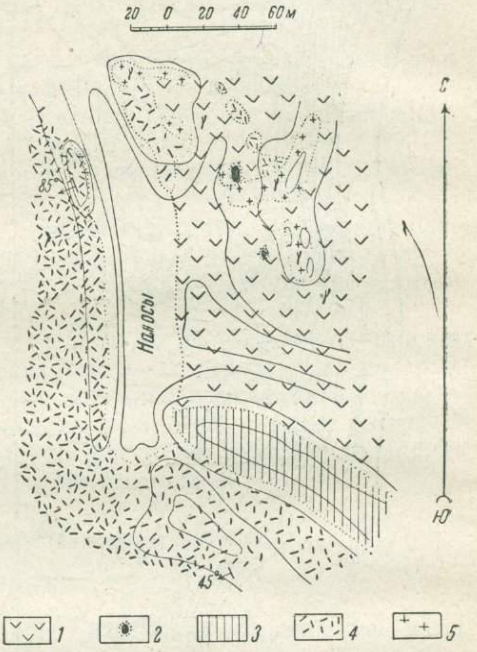
Месторождение № 8 находится на левом берегу балки Истай-Кезе в 600 м от ее устья (фиг. 37). Рудное тело имеет видимую мощность в плане 10 м. Прослеживается по простиранию всего только на 15 м, так как с обоих концов по простиранию обрезано вертикальными сместителями, азимут простирания которых 265°.

Рудные тела месторождений № 16 и 17 являются, как это видно из фиг. 38 и 39, блоками, ограниченными почти исключительно тектоническими поверхностями.



Фиг. 32. Маломощная рудная жила, пересеченная жилой бронзитита (канавы № 15, 16, 17 месторождения № 7)

1 — бронзитит; *2* — серпентинизированные дуниты; *3* — хромитовые руды. Составил Н. В. Павлов, 1937 г.



Фиг. 33. Геологическая карточка района выходов хромитовых руд по левобережью среднего течения балки Таиткен. Месторождение № 27

1 — серпентиниты; *2* — хромиты; *3* — габбро-диабазы, *4* — габбро-амфиболиты и хлорито-актинолитовые породы; *5* — плагиаплиты. Составил Н.В. Павлов, 1939 г.

Месторождения № 1, 2 и 3 дают примеры (фиг. 40—45) относительно малоамплитудных смещений (во вскрытых разведочными канавами частях рудных тел).

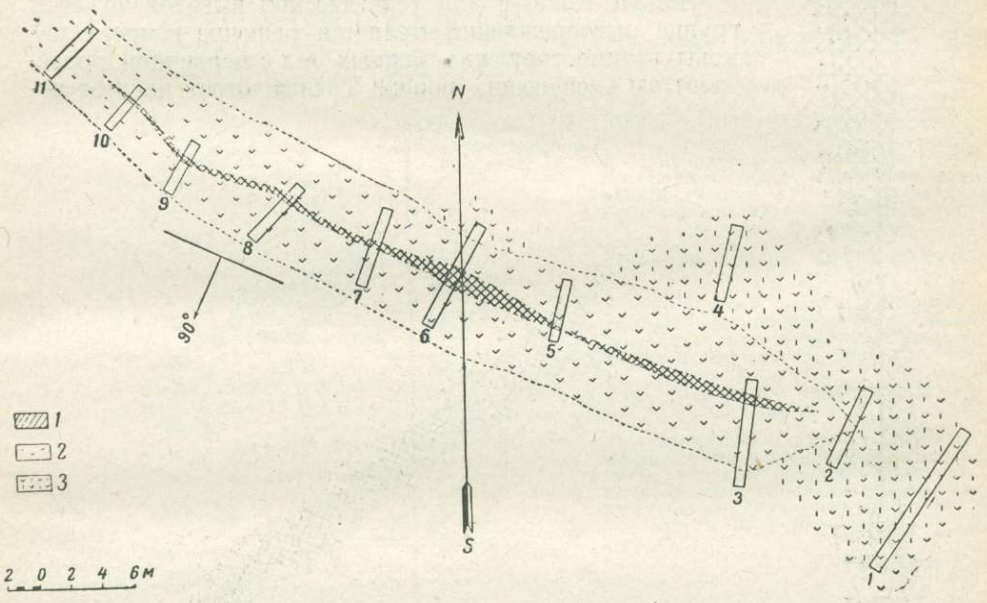
Месторождение № 13 (фиг. 46). В юго-восточной части рудного тела наблюдаются первичные контакты; в средней части и в северо-западном конце рудное тело имеет большое число узких зон перетирания, плоскостей скольжения, сбросов разного направления, в результате чего нормальное северо-западное простирание рудного тела переходит в широтное, как бы скручиваясь.

Наблюдались нарушения рудных тел вследствие смещений при пересечении их дайками габбро-диабазов (месторождение № 5, фиг. 47).

Определить характер тектонических смещений по наблюдениям в неглубоких разведочных канавах и шурфах, часто имеющих более чем четырехлетнюю давность, с уверенностью не удается. Можно лишь сказать, что преобладают среди них крутопаклонные смещения типа сбросо-сдвигов,

с небольшими амплитудами (1—4 м). Сравнительно редко встречаются (месторождение № 14) смещения типа надвигов вдоль пологолежащих плоскостей с наклонами к горизонту всего до 10°. Существуют смещения и с более крупными амплитудами, вызывающие разрывы рудных тел на изолированные блоки. Но так как проводившиеся в 1934 г. небольшие разведочные работы ограничивались только оконтуриванием видимых рудных блоков, судить о величине амплитуд более значительных смещений сейчас невозможно.

Простирание наблюдавшихся и замеренных нами сместителей образует достаточно закономерную и простую систему, как это видно на диаграмме-розе (фиг. 104), построенной на 25 замерах простирания. Здесь имеются, во-первых, сместители двух взаимно перпендикулярных направлений — СЗ и СВ, из которых последние, между прочим, совпадают с направлением



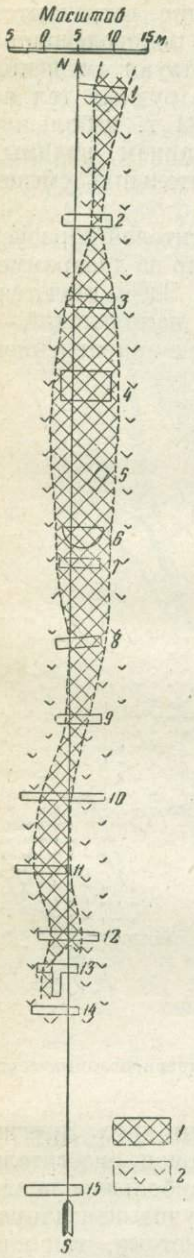
Фиг. 34. План месторождения № 6

1 — хромитовые руды; *2* — серпентинизированные дуниты; *3* — серпентинизированные гарцбургиты. Составил Н. В. Павлов, 1939 г.

простирания габбро-диабазовых даек; затем — сместители двух других диагональных по отношению к первым направлений и, наконец, сместители меридиональные запад-северо-западные. Относительно наибольшее число замеров падает на два последних направления. Однако, учитывая направление и углы падения, мы получаем более сложную систему, так как среди меридиональных и северо-восточных сместителей есть падающие и на запад, и на восток (СЗ, ЮВ).

Несмотря на сравнительно небольшое число наблюдавшихся направлений сместителей, в совокупном действии они могли, однако, вызвать достаточно сложное изменение первоначальной формы рудного тела, примером чего может служить рудное тело месторождения № 13, являющееся как бы округленным благодаря малоамплитудным ступенчатым смещениям по целой серии плоскостей различных направлений.

В связи с малыми амплитудами смещений, явления брекчирования не характерны для описываемых месторождений. Зеркала скольжения и борозды проявлены, повидимому, широко и в момент проходки разведочных



Фиг. 35. План Бурановского месторождения хромита (№ 18)

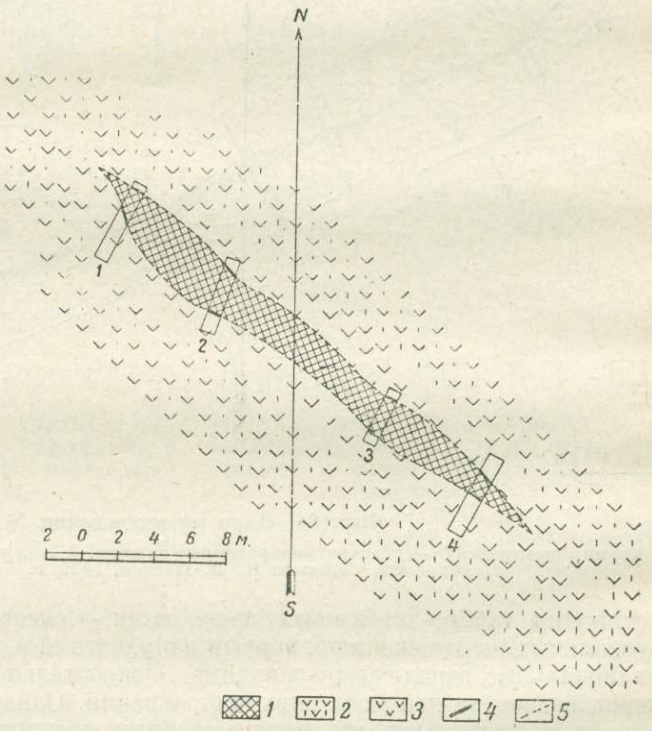
1 — хромитовые руды; *2* — серпентинизированные дуниты. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

выработок могут быть использованы для распознавания направлений перемещений.

Для плоскостей смещения характерны жилки хлорито-актинолитовой породы, часто сильно перетертые. Главная фаза смещений совпадает по времени с образованием разломов и трещин, по которым внедрялись дайки габбро-диабазов (см. главу VI, 1).

Элементы первичного залегания рудных тел месторождений северной части Кемпирсайского массива сведены нами в таблицу и диаграмму-розу (табл. 6 и фиг. 48). Как показывает диаграмма, преимущественным направлением простирания являются азимуты СЗ 330—335°. Другие простирания (СВ 10° и ЮВ 110°) играют подчиненную роль.

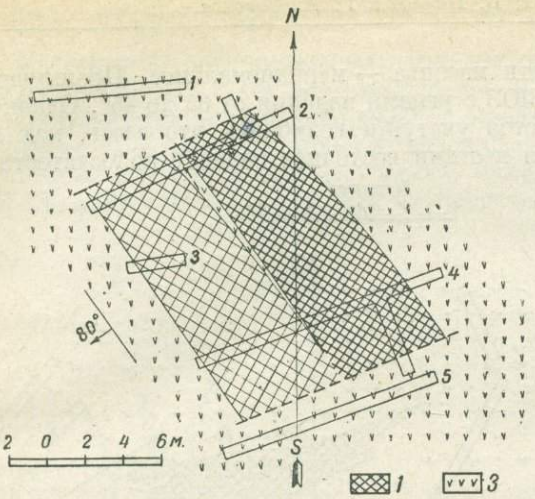
Весьма важным для генетических выводов по этой группе месторождений является решение вопроса: каковы взаимоотношения рудных тел с первичной полосчатостью вмещающих пород? Точный ответ на этот вопрос затруднен тем, что в ближайшем соседстве с рудными телами вмещающие породы плохо обнажены и получить достаточное для статистической обработки число замеров первичной полосчатости не удается.



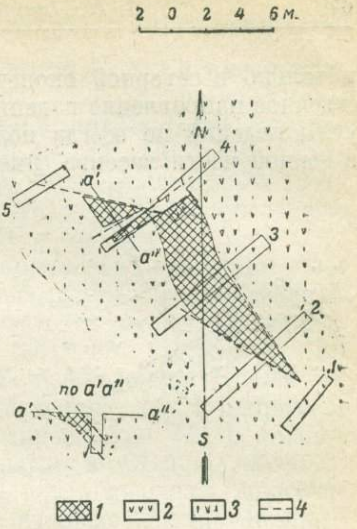
Фиг. 36. План месторождения № 23

1 — хромитовые руды; *2* — гарцбургитовые серпентиниты; *3* — дунитовые серпентиниты; *4* — наблюдаемый первичный контакт рудного тела с вмещающими породами; *5* — первичный контакт, скрытый от наблюдений. Составил Н. В. Павлов, 1939 г.

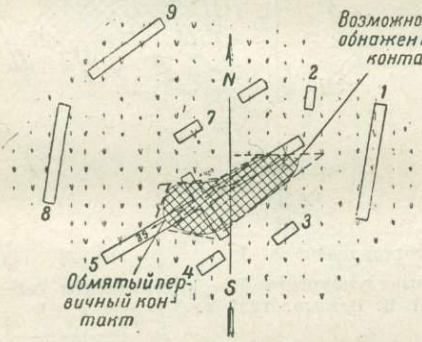
Собранные немногочисленные замеры первичной полосчатости в северной части массива показывают, что простирание ее здесь СЗ от 325 до 355°,



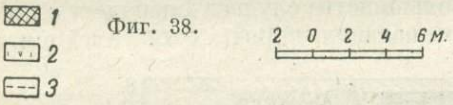
Фиг. 37.



Фиг. 39.



Фиг. 38.



Фиг. 37. План месторождения № 8

1 — массивные хромитовые руды; *2* — вкрапленные хромитовые руды; *3* — выщелоченные серпентинизированные дуниты; *4* — линии тектонических смещений. Составил Н.В.Павлов, 1938 г.

Фиг. 38. План месторождения № 16

1 — хромитовое тело; *2* — гарцбургитовые серпентиниты; *3* — линии тектонических смещений. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

Фиг. 39. План месторождения № 17

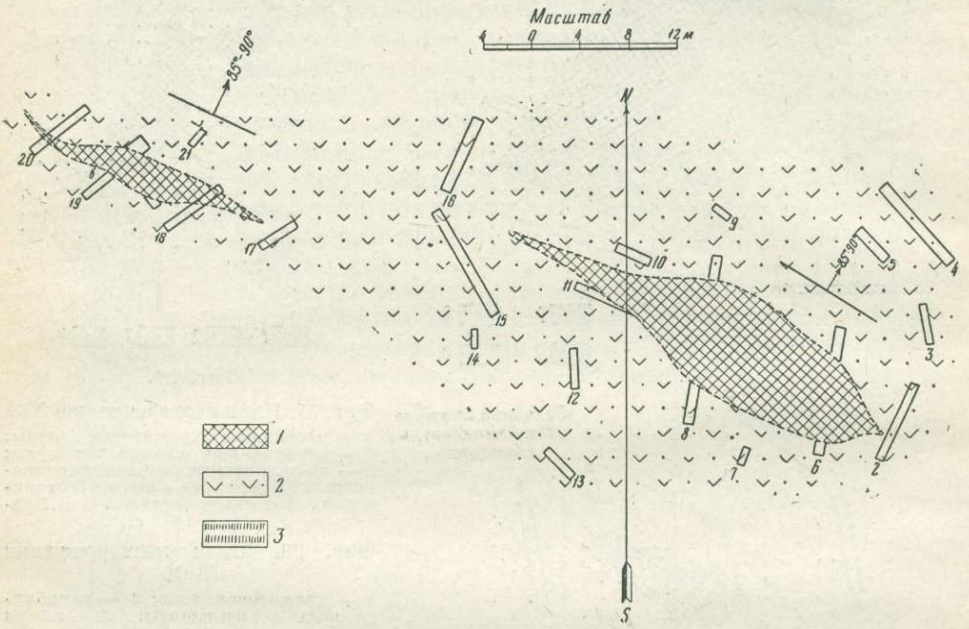
1 — хромитовые руды; *2* — выщелоченные серпентинизированные дуниты; *3* — выщелоченные серпентинизированные гарцбургиты; *4* — линии тектонических смещений. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

Таблица 6

Элементы залегания первичных контактов хромитовых месторождений северной части Кемпирсайского массива

Месторождение	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Месторождение	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения
1	110°	20°	85—90°	13	335°	245°	75—80°
1а	110	20	85—90	14	65	335	50
2	330	240	85—90	15	15	285	70
3	50	320	85—90	16	335	245	35
3а	65	335	40	17	320	—	—
5	115	25	45	18	5	—	—
6	115	25	85—90	19	320	—	—
7а	335	245	65	20	305	215	45
7b	325	235	60	21	325	235	80
7с	335	245	65	22	310	220	45
8	345	255	80	23	320	230	85—90
9	350	260	80	24	330	—	—
10	325	235	—	25	10	—	—
11	340	250	80—90	26	335	—	—
11а	340	250	80—90	27	20	—	—
12	45	315	65				

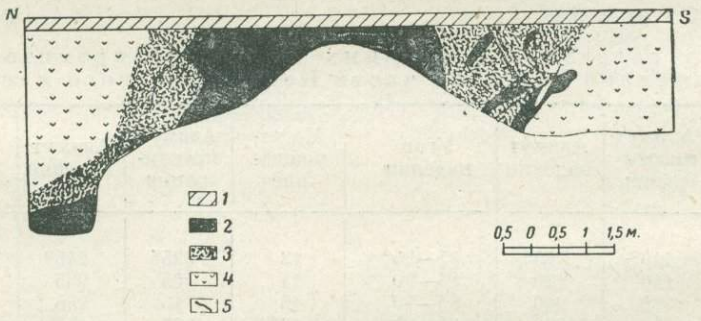
и только в северной оконечности массива — меридиональное. Преимущественное направление падения ЗЮЗ с углами падения от 35 до 85°. Однако углы падений не всегда поддаются учету, и возможно, что здесь, как и в южной части массива, имеется местами восточное падение полосчатости.



Фиг. 40. План месторождения № 1

1 — хромитовые руды; *2* — серпентинизированные гарцбургиты; *3* — актинолититы (эденитовая порода). Составил Н. В. Павлов, 1937 г.

Как показывают приведенные выше статистические данные (табл. 6 и фиг. 48), простирание рудных тел в большинстве случаев совпадает с простиранием первичной полосчатости вмещающих пород, хотя имеются и



Фиг. 41. Восточная стенка канавы № 8 месторождения № 1

1 — почва; *2* — массивные хромитовые руды; *3* — вкрапленные хромитовые руды; *4* — дунитовые серпентиниты; *5* — хлорито-актинолитовые жилки.

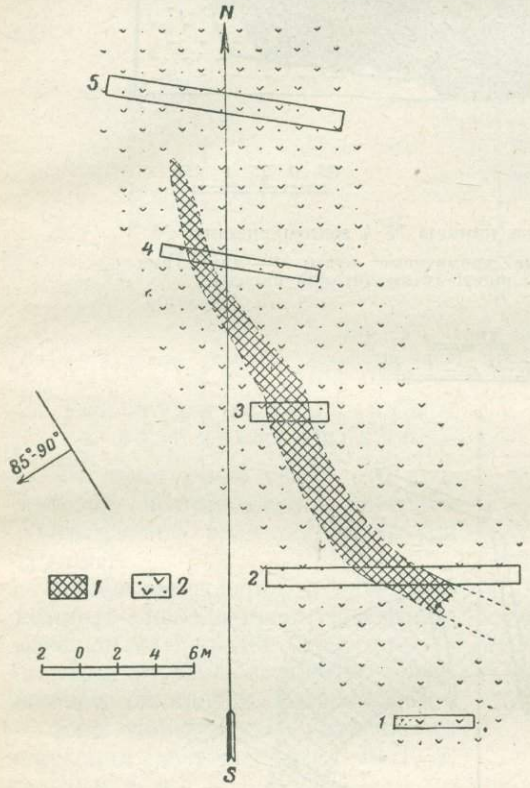
случаи несогласия. К числу рудных тел, элементы залегания которых не совпадают с элементами залегания полосчатости во вмещающих породах, могут быть отнесены тела месторождений № 3, 4, 12, 14, 15 и некоторые другие Западно-Кемпирсайского и Южно-Кемпирсайского участков.

Для гарцбургитов Западно-Кемпирсайского участка ориентировка первичной полосчатости СЗ 325—340° с ЮЗ падением ∠ 45—65°.

Рудные тела расположенных здесь месторождений № 3 и 4 имеют простирание СВ 50° с СЗ падением ∠ 35—40°.

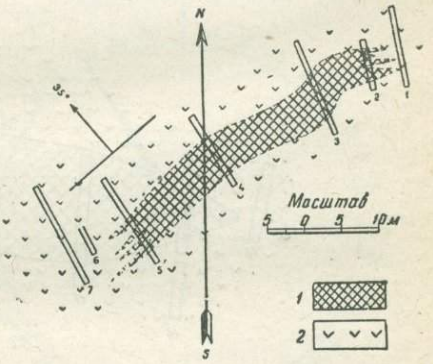
В Южно-Кемпирсайском участке простирание полосчатости ультрабазитов — СЗ 325—345°, при ЮЗ падении под ∠ 45—60°. Простирание же некоторых рудных тел этого участка, например месторождения № 12 — СВ с падением на СЗ ∠ 65°, или месторождения № 15 — СВ 15° с падением на СЗ ∠ 70°.

Направления падений и углы наклона рудных тел и первичной полосчатости также в большинстве случаев совпадают, но иногда наблюдаются случаи их несовпадения. Так, например, в месторождении № 1 рудное тело падает на СВ 20° ∠ 85—90°, тогда как первичная полосчатость в районе Западно-Кемпирсайского участка имеет азимут падения ЮЗ 225—255° ∠ 45—60°. То же самое можно сказать и о рудных телах месторождений



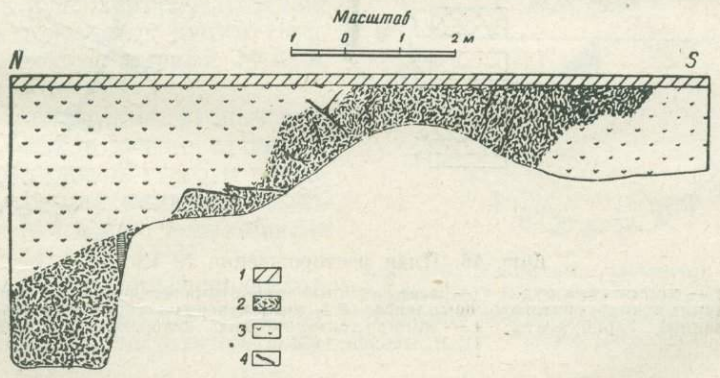
Фиг. 42. План месторождения № 2

1 — хромитовые руды; *2* — дунито-гарцбургитовые серпентиниты (полосчатый комплекс). Составил Н. В. Павлов, 1937 г.



Фиг. 43. План месторождения № 3

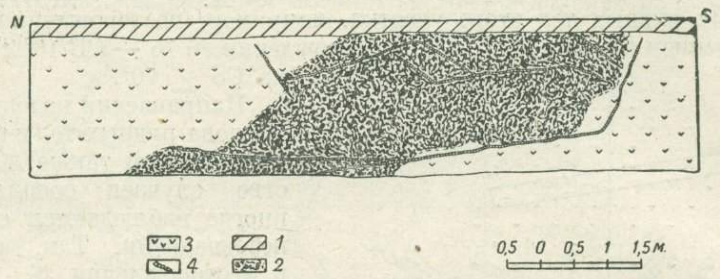
1 — хромитовые руды; *2* — серпентинизированные дуниты. Составил Н. В. Павлов, 1937 г.



Фиг. 44. Восточная стенка канавы № 3 месторождения № 3

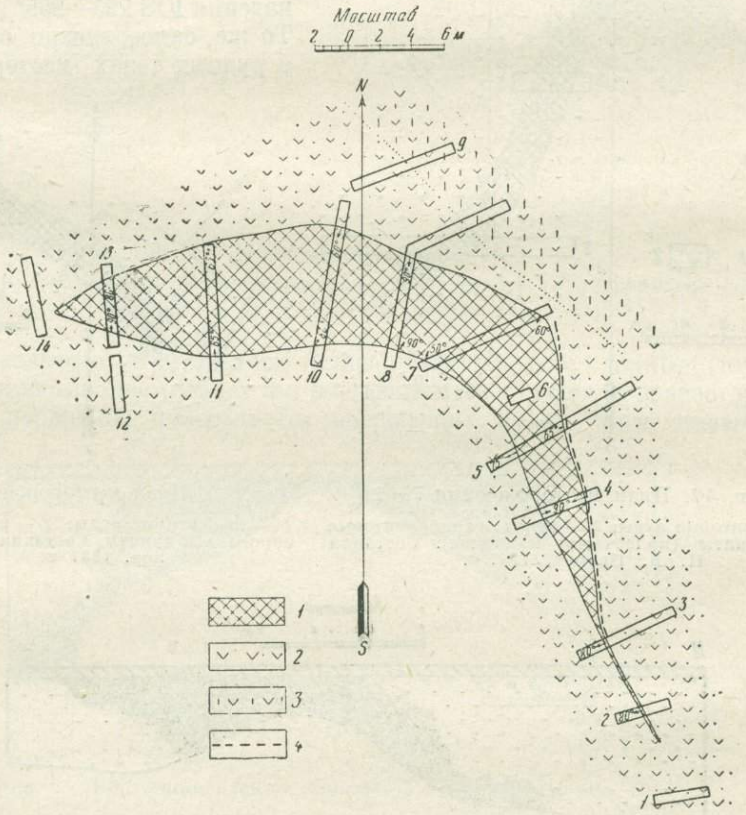
1 — почва; *2* — густо вкрапленные и почти массивные хромитовые руды; *3* — дунитовые серпентиниты; *4* — хлорито-актинолитовая порода.

№ 12, 14, 15 Южно-Кемпирсайского участка. Отсюда видно, что ориентировка рудных тел менее постоянна, чем ориентировка первичной полосчатости, и что вероятны случаи некоторого несогласия первых с последней.



Фиг. 45. Восточная стенка канавы № 4 месторождения № 3

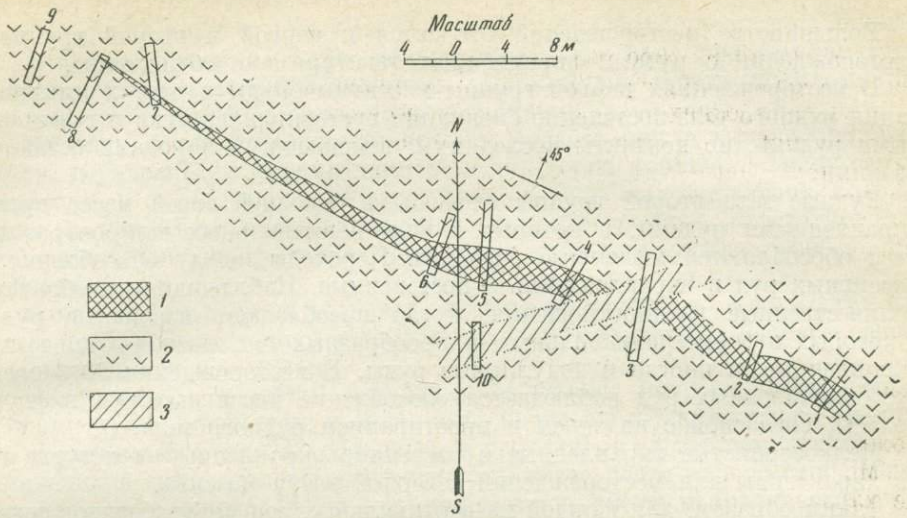
1 — почва; *2* — вкрапленные хромитовые руды; *3* — дунитовые серпентиниты и *4* — хлорито-актинолитовые породы.



Фиг. 46. План месторождения № 13

1 — хромитовые руды; *2* — выщелоченные серпентинизированные породы дунито-гарцбургитового комплекса *3* — выщелоченные серпентинизированные гарцбургиты; *4* — линии тектонических смещений. Составил П. В. Павлов, 1937 г.

Однако непосредственно секущих отношений и пересечений рудными телами или вмещающими их дунитами полосчатости дунито-гарцбургитового комплекса нам наблюдать не удалось.



Фиг. 47. План месторождения № 5

1 — хромитовые руды; *2* — выщелоченные дунитовые серпентиниты; *3* — габбро-диабазы. Составил Н. В. Павлов, 1937 г.

2. Текстурные типы руд и их взаимоотношения

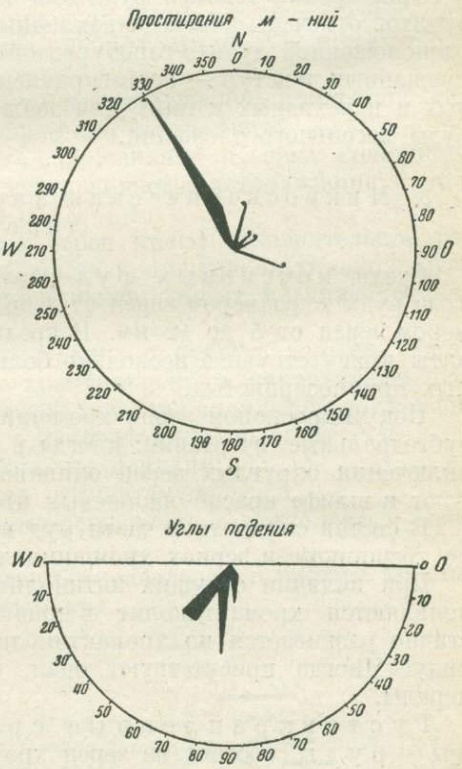
По текстурным типам руд хромитовые месторождения северной части массива разделяются на три группы:

1) Месторождения, рудные тела которых сложены преимущественно массивными [1] средне- и крупнозернистыми рудами с малым содержанием силикатов. Располагаются в зоне гарцбургитов массивного сложения (месторождения № 1, 2, 3—20 и т. д.).

2) Месторождения, в которых на ряду с массивными рудами имеются вкрапленные, с преобладанием густовкрапленных среднезернистых руд. Приурочены к зоне развития полосчатых дунито-гарцбургитов (месторождения № 6, 8, 19 и др.).

3) Месторождения, рудные тела которых состоят только из вкрапленных руд разной густоты вкрапленности. К ним относятся месторождения № 7 и 21 с подулярными рудами.

Эти месторождения располагаются в зонах преимущественного развития дунитов и энстатитовых дунитов.



Фиг. 48. Диаграмма элементов залегания первичных контактов хромитовых месторождений северной половины Кемпирсайского массива

[1] Массивные руды представляют собой аггрегаты изометрических зерен хромшпинелидов величиной от 3 до 8—10 мм, плотно прилегающих друг к другу, с редкими междузерновыми участками, выполненными разного рода силикатами.

Большинство месторождений относится к первой и второй группам; месторождения с рудами вкрапленных текстур немногочисленны.

В месторождениях первой группы массивные руды в местах выклинивания рудного тела постепенно сменяются густовкрапленными и вкрапленными рудами, но контакты последних с вмещающими породами остаются резкими.

Рудные тела второй группы сложены в основной своей массе густовкрапленными рудами, в которых в виде неправильных шлирообразных масс обособляются массивные разности. Переходы между обособлениями массивных руд и вкрапленными — постепенные. Наблюдаются и обратные количественные взаимоотношения, когда преобладают массивные руды, в которых в форме неправильных шлирообразных тел обособляются густовкрапленные, а иногда и нодулярные руды. В месторождении № 3 среди густовкрапленных руд наблюдается обособление массивных руд в форме полосы, согласной с падением и простиранием рудного тела.

Мелкозернистые вкрапленные и рассеянно вкрапленные текстуры руд не характерны для месторождений северной части массива.

Таким образом, для каждой из вертикальных зон ультрабазитов северной половины массива: массивных гарцбургитов, полосчатых дунито-гарцбургитов, дунитов, характерен в известной мере свой тип рудных тел с точки зрения текстур руд. Для нижней, мало вскрытой эрозией зоны дунитов отмечены убогие вкрапленные и средневкрапленные руды. В выше расположенной дунито-гарцбургитовой зоне рудные тела сложены рудами смешанных текстур — густовкрапленных и массивных, а также нодулярных и переходных к ним. Для зоны массивных гарцбургитов характерны руды массивного сложения.

3. Микроскопическая характеристика текстурных типов руд

Среди массивных руд различаются две разности: среднезернистые руды с размером зерен от 2 до 5 мм и крупнозернистые руды с размером зерен от 5 до 12 мм. В среднезернистых массивных рудах силикаты присутствуют в несколько большем количестве, чем в рудах массивных крупнозернистых.

Под микроскопом зерна хромшпинелидов массивных руд имеют всегда субгедральные очертания; иногда в зернах хромшпинелидов наблюдаются включения округлых зерен оливина. Хромшпинелиды хорошо просвечивают в шлифе красно-оранжевым цветом.

В состав силикатной части руд входят хризотил и, реже, серпофит — по трещинкам в зернах хромшпинелидов.

При наличии секущих актинолито-хлоритовых жилок, в цементе руд появляются хромактинолит и хромовый клинохлор, причем хлорит частично развивается по хромактинолиту, а иногда также и по хромшпинелиду. Иногда присутствуют опал, магнезит и другие гипергенные минералы.

Густовкрапленные среднезернистые хромитовые руды состоят из зерен хромшпинелидов размером от 1 до 6 мм с субгедральными и ангедральными очертаниями, хорошо просвечивающих красно-оранжевым цветом. В хромшпинелидах наблюдаются включения как серпентинизированных, так и несерпентинизированных зерен оливина ($2V$ = от $+84$ до $+86$), обычно эллиптической формы или в форме коротких призм, размерами 0.1—0.4 мм. Характер силикатной части густовкрапленных руд повторяет все особенности, отмеченные выше для интерстиций массивных руд. Общее количество силикатов достигает 20% по объему.

Для нодулярных руд нашего района характерны уплощенные

нодули с размерами от 1 до 4 см по длинной оси. Обычно нодули не являются целиком рудными: ядро нодули всегда сложено рудно-силикатным аггрегатом пойкилитового характера. Промежутки между подулями выполнены хризотилом, развившимся по оливину.

На ряду с типичными нодулярными рудами иногда встречаются разности, переходные к вкрапленникам; в них зерна хромшпинелидов сгруппированы в форме округлых аггрегатов, внешне напоминающих нодули. При рассмотрении под микроскопом таких аггрегатов констатируется, что они состоят из субгедральных зерен хромшпинелидов, разобщенных хризотилом.

Полосчатовкрапленные и вкрапленные мелкозернистые руды встречаются в незначительном количестве. Размеры зерен ограничиваются 0.5—2.5 мм.

Полосчатость создается чередованием тонких полосок, обогащенных зернами хромшпинелидов, с полосками почти чисто силикатного состава. Во вкрапленных рудах, не обладающих полосчатым сложением, зерна хромшпинелидов распределены равномерно в массе почти нацело серпентинизированного оливина. Зерна хромшпинелидов имеют неправильные очертания с бухтообразными углублениями, выполненными серпентином.

Эвгедральные зерна хромшпинелидов редки. Очень часто зерна хромшпинелидов содержат включения серпентинизированного, а иногда и несерпентинизированного оливина. Силикатная основная масса таких руд обычно состоит из хризотила и, реже, из хризотила с реликтами оливина.

Для суждения о последовательности кристаллизации минералов, слагающих руды, резюмируем микроскопические наблюдения:

а) включения идиоморфных кристаллов оливина в зерна хромшпинелидов свидетельствуют о том, что оливин начинает кристаллизацию раньше хромшпинелидов;

б) эвгедральные очертания рудных зерен имеют незначительное распространение; таким образом, случаи, когда хромшпинелиды заканчивают кристаллизацию значительно раньше оливина, имеют подчиненное значение;

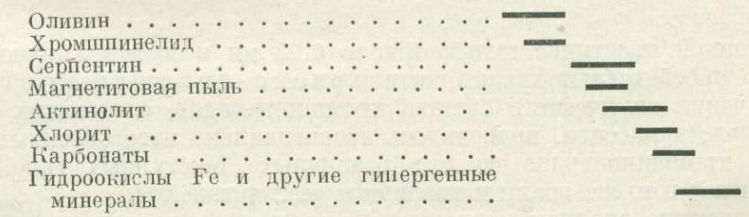
в) распространены зерна хромшпинелидов с субгедральными очертаниями. Следовательно, такие зерна хромшпинелидов заканчивают свою кристаллизацию до момента полной кристаллизации силикатов, но, в основном, кристаллизуются одновременно с силикатами (оливином);

г) хризотил образует псевдоморфозы по оливину;

д) отношения актинолита к другим силикатам не ясны;

е) хромовый хлорит развивается по серпентину, актинолиту и хромшпинелиду.

Изложенное позволяет дать такую схему последовательности кристаллизации минералов, входящих в состав руд:



Рассмотрим подробнее рудообразующий хромшпинелид.

Хромшпинелиды наших руд обладают металловидно-маслянистым блеском, черным цветом и коричневой чертой. В случае гипергенных изменений хромшпинелиды становятся матовыми, приобретая землистый излом.

Химический состав[1] концентратов хромшпинелидов из

Окислы	1				2			
	Обр. № 277/37 г. Акцессорный хромшпинелид из гарцбургитов (балка Кемпирсай)				М-ние № 7, обр. № 186/37 г. Вкрапленные хромитовые руды (хромитовые дуниты)			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %
SiO_2	2.35	039	—	—	1.75	029	—	—
TiO_2	0 20	003	234	22.7	0.23	003	228	21.7
Al_2O_3	23.57	231			22.98	225		
Cr_2O_3	40.40	266	266	25.8	39.34	259	259	24.6
Fe_2O_3	4.83	030	030	1.5	3.90	24	024	2.3
FeO	14.90	207	201	22.3	14.11	196	195	18.5
MnO	—	—	—	—	0.23	003		
MgO	13.78	344	286	27.7	15.62	390	348	32.9
NiO	—	—	—	—	0.13	002		
CaO	—	—	—	—	0.0	—	—	—
S	0.01	0.3	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0.11	0.6	—	—	0.13	0.7	—	—
$+H_2O$	0.36	020	—	—	0.75	042	—	—
$-H_2O$	0.10	—	—	—	0.25	—	—	—
Сумма . . .	100.61	—	—	100.0	99.42	—	—	100.0
Исключенные при пересчете минералы . . .	Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$			
$R_2O_3:RO$	1.08				0.94			
Cr_2O_3:«FeO»	2.1				2.2			
Минеральный вид, по Болдыреву	Хромпикотит				Хромпикотит			

В тонкой пластинке шлифа (около 0.03 мм и менее) хромшпинелиды хорошо просвечивают характерным красно-оранжевым цветом.

Изучение химического состава хромшпинелидов, слагающих руды северной части массива, проводилось на специально изготовленных концентратах хромшпинелидов из руд различных текстурных типов. Пробы охватывают в то же время и различные месторождения.

Химические анализы концентратов хромшпинелидов и пересчет их на минеральный вид, приведенные в табл. 7, показывают следующее:

[1] Анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН СССР ст. химиком-аналитиком В. Н. Сендеровой.

Таблица 7

хромитовых руд и пересчет их на минеральный вид

3				4				5				6			
М-ние № 13, обр. № 174/37 г. Густовкрапленные хромитовые руды				М-ние № 8, обр. № 156/37 г. Массивные хромитовые руды				М-ние № 9, обр. № 161/37 г. Нодулярные хромитовые руды				М-ние № 23, обр. № 260/37 г. Руды переходной между нодулярной и густовкрапленной текстуры			
Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %
1.97	033	—	—	2.98	049	—	—	218	036	—	—	0.91	015	—	—
0.34	004	267	24.8	0.30	004	256	24.7	0.25	003	275	25.8	0.25	003	319	28.1
26.20	257			27.03	265			27.66	272			32.29	316		
39.70	261	261	24.8	38.16	251	251	24.3	36.55	240	240	22.6	34.33	226	226	19.9
2.67	017	017	0.4	2.20	014	014	1.0	1.37	009	009	0.9	2.70	017	017	1.5
11.80	164	160	17.5	10.42	144	144.5	14.9	12.31	171	169	15.8	10.98	153	152	13.4
0.08	001			0.11	1.5			0.21	003			0.15	002		
15.62	391	343	32.5	16.63	416	363	35.1	17.02	425	372	34.9	17.71	442	422	37.1
0.14	002			0.18	002			0.14	002			0.12	002		
0.0	—	—	—	0.0	—	—	—	0.0	—	—	—	0.00	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	001	—	—	0.04	—	—	—
0.13	0.7	—	—	0.13	0.7	—	—	0.11	0.6	—	—	0.09	0.5	—	—
0.53	029	—	—	0.82	046	—	—	1.35	075	—	—	0.41	023	—	—
0.19	—	—	—	0.27	—	—	—	0.25	—	—	—	0.14	—	—	—
99.37	—	—	100.0	99.23	—	—	100.0	99.44	—	—	100.0	100.12	—	—	100.0
Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Хлорит Sp, At халцедон				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$			
1.06				1.09				0.96				0.97			
2.8				3.0				2.7				2.5			
Хромпикотит				Хромпикотит				Хромпикотит				Хромпикотит			

1. Хромшпинелиды из руд северной части массива обладают высоким содержанием глинозема: Al_2O_3 колеблется от 27 до 32.29%.

2. В связи с повышенным содержанием Al_2O_3 содержание Cr_2O_3 значительно понижено и колеблется от 34.32 до 39.39%.[1]

3. Сумма Fe_2O_3 и FeO, пересчитанная на FeO, колеблется в пределах от 14.20 до 18.74%.

4. Содержание MgO колеблется в пределах от 15.62 до 17.1%.

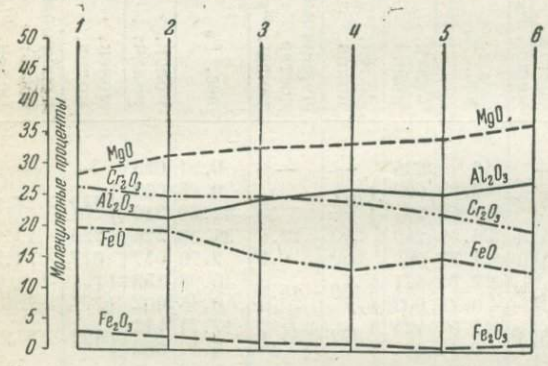
[1] Из данных опробования хромитов месторождений северной половины нашего массива, приведенных в отчетах геологов А. Н. Рыбалкина и С. А. Андреева (в общей сложности около 80 определений и анализов), также явствует общая высокая глиноземистость хромшпинелидов этих месторождений и, в связи с этим, низкое содержание Cr_2O_3.

5. Акцессорные окислы (TiO_2, V_2O_5, MnO, CoO и др.), в сумме составляющие менее 0.5%, не показывают каких-либо отклонений от обычного содержания их в хромшпинелидах уральских месторождений.

6. Ni (металлический) в наших хромшпинелидах содержится в количествах от 0.12 до 0.18%.

7. Пересчет данных химических анализов на минеральный вид хромшпинелида показал, что все анализированные хромшпинелиды относятся к одному минеральному виду — хромпикотиту.

Установление минерального вида рудообразующих хромшпинелидов не позволяет, однако, вскрыть каких-либо закономерностей в вариациях состава наших хромшпинелидов, так как в один минеральный вид (в нашем случае — хромшикотит) входят хромшпинелиды с довольно широким диапазоном содержания тех или иных окислов. Мы попытались связать непосредственные данные химических анализов хромшпинелидов с текстурными особенностями руд.



Фиг. 49. Диаграмма соотношений между текстурами хромитовых руд и химическим составом рудообразующего хромшпинелида

1 — акцессорный хромшпинелид из гарцбургитов; *2* — хромшпинелид вкрапленных хромитовых руд; *3* — хромшпинелид шлирововкрапленных хромитовых руд; *4* — хромшпинелид густовкрапленных, почти массивных хромитовых руд; *5* — хромшпинелид крупнонодулярных хромитовых руд; *6* — хромшпинелид крупнокристаллических массивных руд.

На диаграмме фиг. 49 по оси абсцисс на равных расстояниях расположены анализы в последовательности такого ряда: бедные вкрапленники — густовкрапленные руды — нодулярные руды — массивные руды. На оси ординат показаны молекулярные проценты главных окислов. В результате мы получили закономерный ход кривых, указывающих, что содержание CrO_3 закономерно убывает от руд вкрапленных к рудам массивным (через шлирововкрапленные и нодулярные), причем FeO ведет себя так же, как и Cr_2O_3. Содержание Al_2O_3 и MgO закономерно повышается от руд вкрапленных к рудам шлирововкрапленным и массивным. Fe_2O_3, так же как и Cr_2O_3 и FeO, убывает с переходом от руд вкрапленных к рудам массивным.

4. Вторичные изменения состава хромитовых руд

Руды большинства месторождений северной части массива в той или иной мере затронуты процессами изменения. Эти изменения отражаются как на хромшпинелиде, так и на составе силикатной части руд.

Различаются два характерных типа изменений руд.

Первый тип изменений связан с гидротермальными воздействиями, которые, повидимому, относятся к моменту образования актинолито-хлоритовых жилок. В таких случаях хромшпинелиды по периферии зерен и вдоль трещинок катаклаза превращены в непрозрачные каймы, резко отграниченные от просвечивающих участков зерна. При этом по спайности зерен хромшпинелидов возникают листочки хромового хлорита (фиг. 53 и 54). В других случаях наблюдается лишь частичное замещение серпентина рудной породы хлоритом. С появлением больших количеств хлорита степень изменения хромшпинелидов увеличивается: зерна хромшпинелида становятся целиком непрозрачными, часто образуются скелетные формы зерен.

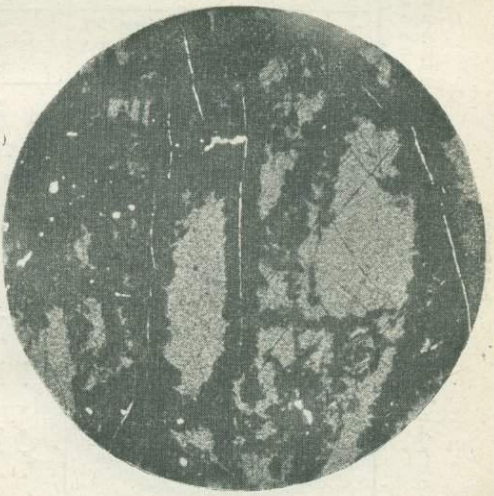
Второй тип изменений связан с процессами древнего выветривания. В этом случае преобразование силикатной части руд (серпен-



Фиг. 50. Шлиф 234. Хромшпинелид. Изменение хромшпинелида по различно ориентированным трещинам. Без анализатора. Увелич. 25

тина и др.) сводится к тому, что они замещаются опалом, халцедоном, гидроокислами железа, карбонатами, ферримонтмориллонитом и другими гипергенными минералами. Нередко, благодаря значительному выщелачиванию силикатов, руды превращены в сыпучие массы.

Под микроскопом наблюдается, что зерна хромшпинелидов разбиты сетью трещин, содержат дендритоподобные непрозрачные вростки и каймы (фиг. 50, 51, 52). Характерна для этого типа изменений размытость (постепенный переход) границ между измененными частями зерен и неизмененными — просвечивающими. При этом, несмотря на сильные изменения хромшпинелидов, хлориты отсутствуют.



Фиг. 51. Шлиф 236. Хромшпинелид. Дендритовидная форма новообразований. Без анализатора. Увелич. 25

Для выявления изменений в составе хромшпинелидов было сделано четыре химических анализа концентратов хромшпинелидов, в различной степени затронутых этими процессами.

Приводимые в табл. 8 первые два анализа характеризуют состав хромшпинелидов, измененных гидротермальными воздействиями; последние два характеризуют хромшпинелиды, измененные в условиях древнего выветривания.

Таблица 8

Химический состав[1] концентратов хромшпинелидов из штуфных проб руд, в различной степени метаморфизованных

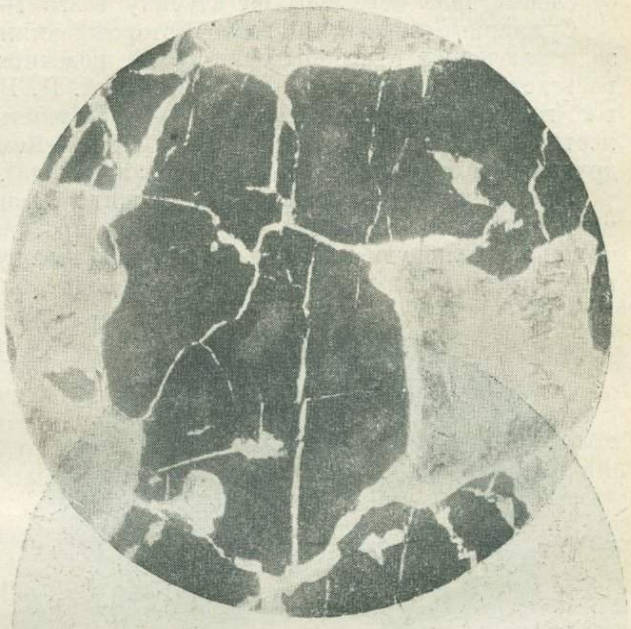
Окислы	Обр. № 194/37 г. М-ние № 15				Обр. № 160/37 г. М-ние № 8				Обр. № 236/37 г. М-ние № 18				Обр. № 237/37 г. М-ние № 18			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	2.83	47	—	—	1.46	24	—	—	0.78	13	—	—	0.54	9	—	—
TiO_2	0.10	1	288	25.8	0.15	2	221	20.5	0.21	3	309	27.2	0.20	3	306	27.0
Al_2O_3	29.34	287			22.26	219			31.26	306			30.92	303		
Cr_2O_3	37.48	247	247	22.2	44.29	291	291	27.1	37.08	244	244	21.5	36.70	241	241	21.2
Fe_2O_3	4.62	29	29	2.0	7.75	48	48	2.4	9.15	57	57	1.3	11.83	74	74	1.8
FeO	9.06	126	126	12.6	10.78	150	150	18.0	6.10	85	85	14.9	4.81	67	67	15.3
MgO	16.67	417	417	37.4	13.78	344	344	32.0	15.95	399	399	35.1	15.74	393	393	34.7
CaO	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—
$+H_2O$	0.67	37	—	—	0.31	17	—	—	0.15	8	—	—	0.11	6	—	—
Сумма	100.77	—	—	100.0	100.78	—	—	100.0	100.68	—	—	100.0	100.85	—	—	100.0
Исключенные при пересчете неруд-ные минералы	Опал				Опал				Опал				Опал			
R_2O_3:RO			1.04				1.13				1.26				1.35	
Cr_2O_3:«FeO»	2.8				2.5				2.6				2.4			

[1] Химические анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР химиком-аналитиком В. М. Сендеровой.

Рудные концентраты обрабатывались царской водкой для удаления силикатов, и анализу подвергался нерастворимый остаток — чистый хромшпинелид; присутствующий все же в анализах SiO_2 является результатом выпадения геля кремнезема; при пересчете анализов SiO_2 и H_2O исключались. Как видим, отношения R_2O_3: :RO для первых двух анализов соответственно равны 1.04 и 1.13.

Для последних двух, представляющих хромшпинелиды, измененные при древнем выветривании, $R_2O_3 : RO = 1.26$ и 1.35.

Сопоставление с цифрами анализов неизмененных руд, для которых отношение $R_2O_3 : RO$ близко к единице (0.96—1.02), показывает, что изменение сводится в обоих типах процессов к окислению FeO в Fe_2O_3. Так, в неизмененных хромшпинелидах содержание Fe_2O_3 колеблется от 1.37 до 3.90%, в измененных же оно повышается до 4.62—11.83%.

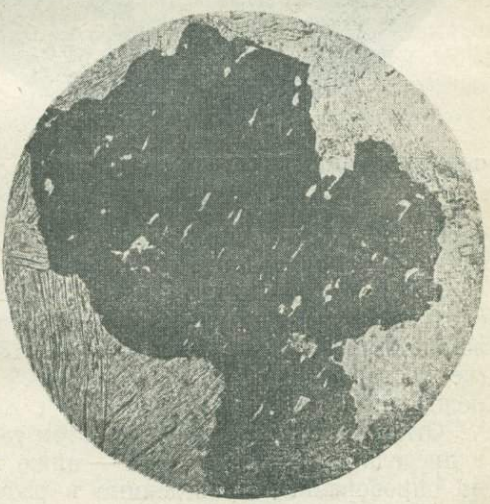


Фиг. 52. Шлиф 238. Хромшпинелиды. Изменение хромшпинелидов по периферии зерен и по трещинам. Без анализатора. Увелич. 25

Соответственно в неизмененных хромшпинелидах FeO содержится от 10.42 до 14.90%, тогда как в измененных ее всего 4.81—10.78%.

Охарактеризованные вторичные изменения в рудах месторождений северной половины Кемпирсайского массива все же имеют подчиненное значение и проявляются спорадически.

Масштабы месторождений могут быть иллюстрированы следующими примерами наиболее крупных из них. Месторождение № 18 (район Бурановского никелевого месторождения); рудное тело имеет длину по простиранию около 135 м, при мощности от 2 до 10 м.



Фиг. 53. Шлиф 163. Хромшпинелид. Вростки хромового хлорита по спайности в хромшпинелиде. Без анализатора. Увелич. 45

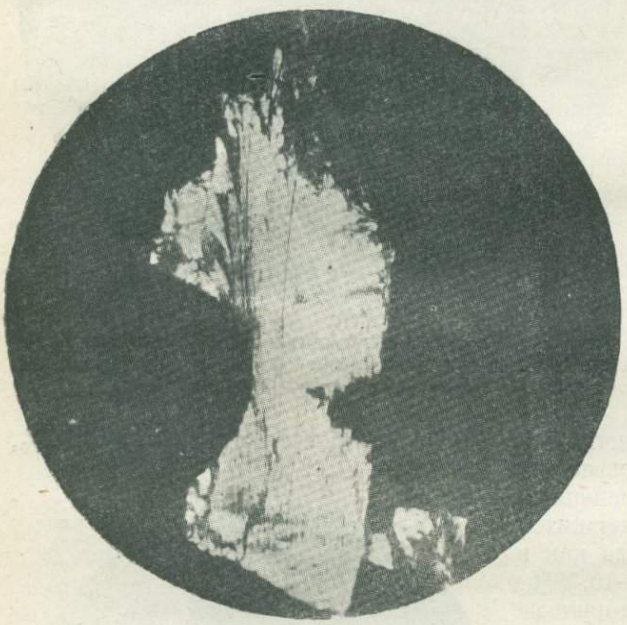
Месторождение № 3 (Западно-Кемпирсайская группа) — длина рудного тела по простиранию около 50 м, средняя мощность 5.5 м. Рудное тело осложнено тектоническими смещениями.

На ряду с приведенными имеются и более мелкие рудные тела, длина

которых по простиранию составляет 10—15 м, мощность — 1—3 м. На глубину месторождения не выявлены; поисково-разведочными работами отдельные тела освещены на глубину всего 1—5 м.

Суммарные запасы по всем месторождениям северной части массива, за исключением месторождения № 18, подсчитанные геологами поисково-разведочных партий С. А. Андреевым и А. Н. Рыбалкиным, определяются в 20 тыс. т по категориям $B + C_1 + C_2$. Подсчеты производились для одних месторождений до глубины 1.5 м (Южно-Кемпирсайская группа), для других — 5 м (Западно-Кемпирсайская группа).

Крутое падение рудных тел, их жилообразный характер и солидные мощности дают основание предполагать протяжение рудных тел на значительно большую глубину. Учитывая высокую вероятность открытия новых рудных тел и обнаружение смещенных блоков в известных месторождениях, мы должны признать, что цифры перспективных запасов могут быть увеличены во много раз и что северная часть Кемпирсайского массива довольно перспективна по ресурсам хромовых руд.



Фиг. 54. Шлиф 173. Хлорит в массивных хромитовых рудах. Николи +. Увелич. 45

5. Валовой химический состав руд

Валовой химический состав руд нами не изучался, поскольку это является уже задачей опробования при разведке; по данным опробования, приведенным в отчетах А. Н. Рыбалкина (1936) и С. А. Андреева (1932), содержание Cr_2O_3 в рудах как таковых варьирует от 20 до 41.5%; наибольшее число рудных тел характеризуется содержанием Cr_2O_3 от 32 до 36%. Отношение Cr_2O_3 к сумме закисного и окисного железа, по тем же данным, варьирует от 2.1 до 2.8%.

Наши анализы обогащенных руд (концентратов хромшпинелидов) дали следующие результаты: из девяти анализов концентратов — в семи содержание Cr_2O_3 находится в пределах от 39.70 до 35.55% весовых, один анализ (по месторождению № 8) дает 44.29% весовых, и один анализ (по месторождению № 23) — 34.33%.

Отношение $Cr_2O_3 : FeO$ при этом таково: в семи случаях оно колеблется в пределах 2.5—3.1, в двух — ниже 2.5 (2.2—2.3). Эти данные и данные по опробованию, приведенные в работах геологов А. Н. Рыбалкина и С. А. Андреева, позволяют сделать следующее заключение:

Хромитовые руды описанной группы месторождений в большинстве случаев пригодны для огнеупорных целей, но некоторая их часть могла бы быть использована и для производства феррохрома, в особенности как кусковатые в смеси с рыхлыми рудами Донских месторождений. Поэтому месторождения эти вполне заслуживают детальной разведки, причем необходимо проведение тщательного опробования, с определением в средних

пробах Cr_2O_3 и суммы железа, так как возможно обнаружение рудных тел с вполне кондиционными показателями состава руд.

Опираясь на имеющиеся данные по составу хромитовых руд, масштабы и морфологию рудных тел, можно утверждать, что описываемая группа месторождений, при наличии высокосортных руд на юге массива (Донская группа), заслуживает серьезного внимания, так как может служить подсобной сырьевой базой для производства как феррохрома, так и огнеупорных изделий.

Б. Месторождения южной половины массива

В. И. Логинов

Месторождения южной части массива весьма разнохарактерны по условиям залегания и качеству руд. Большая часть рудных точек еще не разведывалась и ранее не описывалась. Поэтому мы дадим раздельное (краткое) описание каждого месторождения или территориальных групп их.

Хромитовое оруденение в районе Батамшинского никелевого месторождения проявлено слабо: здесь известны лишь небольшие по масштабам жилоподобные обособления хромитов мощностью до 1 м, встреченные в разведочных на никель выработках; морфологические особенности рудных тел не выявлены. Содержание Cr_2O_3 (по данным одного анализа) в сплошном хромите = 29%, Cr_2O_3 : : FeO = 1.7. Рудные тела располагаются в поле развития полосчатых гарцбургитов с шлировыми обособлениями дунитов; как гарцбургиты, так и дуниты изменены в серпентиниты и, кроме того, подверглись интенсивным изменениям под влиянием процессов древнего выветривания.

Хромитовые месторождения в районе Шелектинского никелевого месторождения. Здесь известны три самостоятельных месторождения хромовых руд,[1] разобщенные друг от друга интервалами в 2—3 км. Месторождения располагаются в периферической западной части массива.

Рудные тела приурочены к узким полосам дунитовых серпентинитов среди серпентинизированных гарцбургитов, которые пользуются здесь преобладающим развитием. Рудные тела не разведаны; по коренным выходам прослеживаются по простиранию от 15 до 60 м, при мощности от 3 до 10 м. Простирание первичных контактов рудных тел СЗ 345°.

Руды характеризуются преимущественно густовкрапленными и массивными текстурами. Химические анализы сырых густовкрапленных руд дали следующие результаты: Cr_2O_3 — от 30.45 до 31.56% (по двум анализам). Суммарное железо, пересчитанное на FeO, — 13.47% (в обеих пробах); SiO_2 — от 8.62 до 11.84%.

В общем строении массива эта группа хромитовых тел приурочена к западному крылу предполагаемого главного сводового поднятия северной части массива. Значительное количество останцев кровли западнее хромитовых выходов указывает на относительно слабую здесь эрозию этого поднятия, чем можно объяснить немногочисленность рудных тел, выходящих на поверхность.

Хромитовое оруденение в верховьях ручья Степного, в 6 км от одноименного поселка, представляет собой густые высыпки щебенки сплошного хромита на площади, протягивающейся в северо-западном направлении (320°) на протяжении около 400 м при средней ширине 30—40 м. Южный конец этой площади расположен в 150—200 м

[1] Обнаружены в 1937 г. геологом Южноуральской экспедиции Академии Наук А. Л. Кац.

к северу от пункта слияния двух сухих балок в верховьях ручья, который впадает с востока в р. Кокпекты, у пос. Степного.

На указанной площади местами попадается сильно сгущенная полуокатанная щебенка хромита с размерами от 1 до 4 см в поперечнике. Коренные залежи здесь скрыты под наносами и еще не разведывались.[1]

Содержание Cr_2O_3 в рудах, судя по данным трех анализов, от 43 до 45% при отношении $Cr_2O_3 : FeO$ = от 2.5 до 2.7%. Пересчитанные из данных полного анализа (см. табл. 21, анал. 5) значения слагающих хромшпинелид компонентов в молекулярных процентах таковы: Cr_2O_3 = 26.2; Al_2O_3 = =23.2; Fe_2O_3 = 0.6; FeO = 17.8; MgO = 32.2.

В шлифе хромшпинелид обычно не прозрачен, но местами просвечивает в красновато-бурых тонах.

Вмещающие породы представлены высыпками серпентинизированного дунита. Встречается также бобовник бурого железняка. С удалением от месторождения на 200—250 м как к западу, так и к востоку рельеф повышается, и местами удается наблюдать коренные выходы полосчатых гарцбургитов, чередующихся с дунитами. Здесь же обнажаются местами небольшие ксенолиты габбро-амфиболитов. Депрессия, в которой находится месторождение, протягивается отсюда в СЗ направлении к верховьям р. Шиндата.

Хромитовое оруденение на водоразделе р. Тас-сай и р. Джарлы-Бутак представлено также крупными по площади высыпками галек сплошного хромита. Эти высыпки появляются около вершины водораздела. Самая крупная площадь высыпок здесь имеет в длину около 350 м при средней ширине в 40—50 м, вытягиваясь в направлении 350°. К югу были встречены еще несколько мелких россыпей хромита с размерами полуокатанных галек сплошной руды в 1—3 см. Коренные выходы еще не разведаны.[2]

Содержание Cr_2O_3 в сплошной руде, по данным трех анализов, от 33 до 36%, $Cr_2O_3 : FeO$ = 1.8—2.0. Низкое качество руды зависит от первичного состава хромшпинелида, который, согласно пересчету данных полного анализа на минералогический состав, оказался хромпикотитом следующего состава в молекулярных процентах; Cr_2O_3 = 21.6; Al_2O_3 = 28.3; Fe_2O_3 = 0.1; FeO = 14.4; MgO = 35.6 (табл. 10, анализ обр. № 167, химик-аналитик А. И. Пономарев).

В шлифе хромшпинелиды просвечивают желто-оранжевым цветом и показывают хорошо выраженную спайность по октаэдру.

Вмещающими породами для рудных обособлений служат гарцбургиты с редкими полосками дунита. В структурном отношении водораздел представляет слабо выпуклую сводовую форму, на что указывает распространение останцов кровли (выходов древних габброидов) как в долине р. Джарлы-Бутак, так и вблизи долины Тас-сай, при отсутствии их на водоразделе.

К востоку от указанных россыпей известно небольшое оруденение, уже с высокохромистым хромшпинелидом, в верховьях Сухой Балки, левого притока сая Джарлы-Бутак. Судя по высыпкам щебенки силифицированного дунита с бедной вкрапленностью мелкозернистого хромита, узкая зона оруденения вытягивается на протяжении 0.5 км вдоль левого берега балки в меридиональном направлении, подходя своим северным концом к дороге с месторождения Гигант на ферму Тас-Кудук. Коренные выходы не разведывались.[3]

Хромшпинелид вкрапленника, судя по химическому анализу (см. табл. 21, анал. 8) рудного концентрата, содержит Cr_2O_3 56%, причем $Cr_2O_3 :$ $: FeO$ = 3.5. Пересчитанные из данных полного анализа слагающие хром-

[1] Месторождение было обнаружено нами (В. П. Логиновым и А. А. Филимоновой) осенью 1937 г.

[2] Месторождение было обнаружено нами (В. П. Логиновым) осенью 1937 г.

[3] Месторождение было обнаружено нами (А. А. Филимоновой) осенью 1937 г.

шпинелид компоненты в молекулярных процентах таковы: $Cr_2O_3 = 36.5$; $Al_2O_3 = 9.5$; $Fe_2O_3 = 4$; $FeO = 16$; $MgO = 34$. Хромшпинелид по существующей классификации относится к магнохромитам.

В шлифе минерал просвечивает вишнево-красным цветом.

Как видим, при переходе от описанной выше группы россыпей на правом берегу р. Джарлы-Бутак к востоку происходит довольно резкое изменение первичного состава рудного минерала в сторону приближения к наиболее высококачественным рудам района.

Группа Джарлы-Бутакских месторождений (Алмаз, Жемчужина и др.) расположена в 6 км к ЮЗ от пос. Донского, около южной границы массива, в верховьях левых притоков р. Джарлы-Бутак.

Здесь, на площади в 1 км^2, в 1937 г. обнаружено 15 коренных выходов хромита и значительное количество россыпей полуокатанной гальки хромита (см. карту, фиг. 105). Крупные коренные выходы обычно слагают вершины небольших холмиков, мелкие же не отражаются в рельефе, который представляет собою чередование сухих долинок меридионального направления и невысоких плоских водоразделов между ними.

Наиболее крупными рудными телами из числа известных здесь являются Алмаз (длина выходов 210 м при средней ширине 20 м), Жемчужина (суммарная длина рудных выходов около 400 м при меняющейся ширине их от 20 до 40 м); месторождения подверглись предварительной разведке в 1937 г. силами геолого-разведочной партии Казахского треста. Перспективные запасы руд были оценены тогда А. К. Коневым (1938) в 350 000 т.

Более детальная разведка месторождения Алмаз была начата осенью 1938 г. Донской геолого-разведочной партией треста Союзхромит. В результате первых разведочных данных (Алешин и др., 1938) запасы для месторождения Алмаз Донской геолого-разведочной партией оценивались по кат. C_1 в 69 000, по кат. C_2 — в 200 тыс. т. Сейчас, когда одна из законченных скважин показала продолжение рудного тела на глубину до 68.7 м, перспективные запасы месторождения оцениваются примерно в 500 тыс. т.[1]

Запасы по месторождению Жемчужина, в результате тех же разведок, оценивались по кат. C_1 в 160 тыс. т, по кат. C_2 — в 396 тыс. т.

Следующее крупное рудное тело, месторождение № 32—33, названное в 1939 г. «Миллионным», соответственно цифре перспективных запасов руды, расположено в 800 м к СЗ от месторождения Жемчужина.

Рудные тела вытягиваются в ССЗ направлении, близком к меридиональному. Все рудные выходы и площади высыпок хромита укладываются в плане в виде 7 кулисовидно располагающихся полос, вытянутых в том же СЗ направлении (см. фиг. 105).

Форма и размеры рудных тел довольно разнообразны. Однако можно различить два крайних морфологических типа рудных тел: 1) наклонные под углами 30—60° (обычно с западным падением) рудные полосы, 2) рудные тела, вытянутые примерно в меридиональном направлении с сравнительно пологим залеганием их контактов (см. фиг. 106 и 107).

Мелкие рудные тела первого типа (месторождения № 10, 12, 15) сложены правильно полосчатым мелкозернистым вкрапленником с участками мелконодулярных руд. Рудные тела, приближающиеся ко второму морфологическому типу (месторождение № 17 и др.), состоят из густых, равномерно вкрапленных среднезернистых руд без заметной полосчатости. Очертания рудных зерен субгедральные. Мощные рудные шлиры с наклонным залеганием (Алмаз) по первичным текстурам хромита относятся скорее

[1] По сведениям, полученным в конце июня 1939 г., перспективы месторождения Алмаз увеличиваются более чем вдвое, а по данным на 1 мая 1940 г. разведанные запасы по A_2+B+C_1 достигли 4.5 млн. т.

ко второму, чем к первому типу. Детали морфологии и сложения рудных тел остаются пока невыясненными.

Значительная часть руд в результате процессов древнего выветривания приобрела рыхлое сложение, меньшая часть — силифицирована. Содержание Cr_2O_3 в рудах колеблется от 30 до 55% и FeO — от 11 до 17%.

Химический состав концентратов довольно постоянен: Cr_2O_3 — 60—62%, Al_2O_3 — 5—8% при содержании SiO_2 в концентрате 2—3%. Следовательно, руды являются высокопроцентными. Хромшпинелид по своему первичному составу принадлежит к магнохромитам.

В молекулярных процентах Cr_2O_3 — 41.0, Al_2O_3 — 7.0, Fe_2O_3 — 2.0, FeO — 14.5, Mg — 35.5 (обр. № 307/37 г., химик-аналитик В. Н. Малышева).

Непосредственно вмещающими рудные тела породами являются сильно серпентинизированные дуниты. В структурном отношении данный участок представляет собой слабо выпуклый свод, погружающийся к югу под углом 8—10° под вмещающие ультраосновной массив габбро-диориты (см. карточку и профили, фиг. 105, 21, 22).

Рудоносная площадь с обособлениями высококачественных хромитов, ограниченная на юге периферической полосой перидотитов, а на западе долиной р. Джарлы-Бутак, продолжается до каких-то еще не выясненных пределов в северном направлении.

К востоку от описанных месторождений обнаружены единичные рудные тела и высыпки также высококачественных хромитов (месторождения № 18, 29 и др.). С юга этот участок ограничивается полосой перидотитов, южнее которой развиты мезо-кайнозойские отложения.

Группа Донских месторождений (Гигант, Спорное, Спутник, Геофизическое и др.) располагается еще восточнее, чем описанное выше. Центральные месторождения этой группы находятся в 2.5 км к западу от пос. Донского.

Рудные тела располагаются среди дунитов, площадь которых служит восточным продолжением рудоносной площади Джарлы-Бутакских месторождений. Периферическая полоса перидотитов ограничивает описываемый рудоносный участок не только с юга, но и с востока, где в 1.3 км от месторождения Спорного появляются сначала гарцбургиты и далее, через 250—350 м, лерцолиты (см. карточку, фиг. 56). В структурном отношении данный хромитоносный участок принадлежит к крайнему восточному сводовому поднятию. Значительная часть рудных тел обнаружена здесь под покровом меловых отложений при помощи детальной гравиметрической съемки (месторождение Геофизическое, южная часть месторождения Спорного).

По форме залегания среди рудных тел этой группы, как и в Джарлы-Бутакской, намечаются два крайних типа: 1) наклонные рудные полосы, обладающие преимущественно западным падением и перемежающиеся с полосами дунитов (Донское 2-е, Спорное), 2) полого залегающие мощные рудные залежи (Гигант, Спутник).

Размеры рудных тел характеризуются запасами руд, которые на месторождении Гигант равны по кат. $A_2 + B + C_1$ около 760 тыс. т, на месторождении Спорном — свыше 1 млн. т, на месторождении Спутник — 165 тыс. т (по кат. C_1).

В текстурном отношении главная масса руды принадлежит к густым среднезернистым вкрапленникам. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах месторождения Гигант 54% при отношении Cr_2O_3 : FeO около 4—4.5. Первичный химический состав хромшпинелида аналогичен таковому в Джарлы-Бутакской группе месторождений. Значительная масса руд имеет рыхлое сложение. В главе V данной работы приводится подробное описание особенностей двух типичных месторождений этой группы — Гигант и Спор-

пое.[1] Разведка месторождения Гигант считается законченной, и оно уже эксплоатируется начиная с 1938 г. Разведка других месторождений продолжается.

Группа месторождений в верховьях р. Джангиз-Агач располагается в 6–7 км к ЗСЗ от пос. Сусановки. Здесь в 1930 г. были открыты первые месторождения высокопроцентных хромистых руд в Кемпирсайском массиве С. А. Жутеевым (1933).

Рудные выходы западного Джангиз-Агачского месторождения расположены на водоразделе 2 саев, представляющих собою правые истоки сая Джангиз-Агач, в 200 м к западу от пункта слияния их.

Протяженность рудных выходов между двумя долинками — около 90 м при средней горизонтальной мощности около 25 м. В СЗ направлении (по азимуту 350°) полоса рудных выходов прослеживается еще на 350—400 м, а в юго-восточном, на правом берегу южной долинки, — еще примерно на 50 м.

Руды представлены густым среднезернистым вкрапленником; в наблюдаемых сейчас поверхностных частях месторождения преобладают разности с силифицированным цементом. Содержание Cr_2O_3 по данным нашего химического анализа (см. табл. 10) 58.13%, $Cr_2O_3 : FeO = 4.0$. Хромшпинелид является магнохромитом с содержанием в молекулярных процентах Cr_2O_3 — 39.6, Al_2O_3 — 8.4, Fe_2O_3 — 2.0, FeO — 12.0 и MgO — 38.0 (обр. № 300, химик-аналитик В. Н. Малышева).

Месторождение подверглось предварительной разведке в 1937 г. силами геолого-разведочной партии Казахского геологического треста. Перспективные запасы его, по данным А. К. Конева, 80 тыс. т (1938). Вмещающими породами служат силифицированные дуниты (по наблюдениям в поверхностных частях месторождения).

В 3 км к востоку от описанного месторождения в дунитах левого берега сая Джангиз-Агач выходят четыре полосы мелкозернистого полосчатого вкрапленного хромита. Мощность полос от 0.3 до 0.8 м, падение их ЮВ 160° ∠ 40°. Cr_2O_3 в составе хромшпинелида около 60%, в составе руды Cr_2O_3 — 44%, $Cr_2O_3 : FeO = 4.10$ (по данным одного анализа).

Последнее месторождение находится недалеко от восточной границы широкого поля дунитов с полосчатым дунито-перидотитовым комплексом.

Оба месторождения принадлежат, как и все месторождения самой южной части массива, к его дунитовому горизонту.

Хромитовое оруденение в районе нижнего течения р. Тагаша-сай (на расстоянии около 3 км от его устья) представлено тремя круто падающими к востоку жилоподобными полосками сплошного хромита очень небольшой мощности (10—20 см). Выходы хромита приурочены к полосе слабо серпентинизированных дунитов, имеющей ширину около 600 м. С востока и запада дуниты ограничены выходами пород полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса. Полосчатость падает круто к востоку. Такую же ориентировку имеют и рудные полоски. По отношению к ближайшей границе массива с вмещающими породами, протягивающейся в широтном направлении вдоль левого берега р. Тагашасай, ориентировка первичной полосчатости является совершенно несогласной. Химический анализ штуфа сплошного хромита показал Cr_2O_3 — 39%; $Cr_2O_3 : FeO = 2$. Месторождение является непромышленным как по качеству руд, зависящему от химического состава хромшпинелида, так и по незначительным размерам оруденения.

Крупные хромитовые выходы известны в среднем течении р. Мамыт, главным образом в дунитах его правого берега. Выходы

[1] Детальное фактическое описание этих месторождений имеется в отчетах Геолого-разведочной группы треста Союзхромит.

ультраосновных пород представляют здесь небольшой самостоятельный массив, вытянутый в меридиональном направлении на расстоянии около 12 км.

Поперечный геологический разрез массива и общая позиция рудных тел изображены на профиле фиг. 23. Здесь известно всего 7 месторождений.[1]

Наиболее крупное рудное тело (Новое) располагается в 100 м к В от правого берега р. Кызлычты, в 1.5 км выше пункта впадения этого ручья в р. Мамыт. В 80—100 м к З от южного конца рудного тела долина ручья пересекает контакт между серпентинитами и габбро-амфиболитами.

Коренные выходы хромитов слагают здесь небольшой гребень, протягивающийся примерно в меридиональном направлении на протяжении 100—110 м. Максимальная ширина рудного тела 15 м при средней ширине 5—6 м. Хромит имеет массивное сложение. Химический состав рудообразующего хромшпинелида дается в табл. 10 (анализ обр. № 80/38 г.).

Вмещающие рудное тело дуниты сильно серпентинизированы и содержат повышенную вкрапленность акцессорного хромшпинелида. Выделенная на столе Вильфлея рудная фракция из дунита, обнажающегося в 30 м к В от южного конца рудного тела, была разделена ручным магнитом на магнитную и немагнитную части. Немагнитный рудный концентрат был анализирован в лаборатории Института геологических наук (химик-аналитик В. Н. Малышева). Результаты анализа приведены в табл. 9.

Таблица 9

Химический состав акцессорного хромшпинелида из дунитов, вмещающих рудные тела месторождения Нового, обр. № 82

Окислы	Вес. %	Молек. колич.		Минеральный вид
Cr_2O_3	25.60	168	543	Хромпикотит
Al_2O_3	34.26	336		
Fe_2O_3	6.31	039		
FeO	13.12	182	575	
MgO	15.73	393		
TiO_2	0.25	—		
Сумма	95.27	—		—

Химическая лаборатория ГИН СССР, химик-аналитик В. Н. Малышева.

Сравнивая состав акцессорного хромшпинелида с составом рудообразующего хромшпинелида (обр. № 80 в табл. 10), приходим к заключению, что последний отличается заметно бо́льшим содержанием окиси хрома (35—43 против 25.60% в составе акцессорного хромшпинелида) и соответственно меньшим содержанием глинозема. Полученный в неполном анализе концентрата акцессорного хромшпинелида избыток RO над R_2O_3 указывает, что некоторая часть MgO и FeO должна входить в состав нерудных минералов; поэтому сравнение обоих хромшпинелидов по отношению MgO FeO довольно затруднительно.

Другой рудный выход (указан на карте А. Н. Алешкова, 1937 г.) располагается к СЗ от первого месторождения на пониженном левом берегу р. Кызлычты, в 40 м к З от края долины.

Сплошной крупнозернистый хромит образует здесь два линзовидных тела общей площадью около 15—20 м². Содержание Cr_2O_3 в руде, по данным неполного анализа, около 35%.

Третье рудное тело, площадью около 15 м², было обнаружено значительно ниже по течению р. Кызлычты на расстоянии 130—150 м к В от

[1] Шесть из них открыты нами (В. П. Логиновым, А. А. Филимоновой, М. Ф. Нестеровым) летом 1938 г.

берега этого ручья по направлению ЮЮЗ 205° от пункта впадения последнего в р. Мамыт. Густовкрапленный хромит этого рудного выхода содержит 47.93% Cr_2O_3 (см. анализ обр. 83/38 г. в табл. 21). В отличие от описанных выше рудных тел, этот выход находится в значительном удалении от западного контакта серпентинизированных дунитов с габбро-амфиболитами.

Четвертое рудное тело было встречено в 500 м к ЮЮВ 105° от коренных выходов месторождения Нового. Густые высыпки элювиальной щебенки сплошного хромита занимают площадь 20 × 40 м. Химический состав руд не известен.

Еще три небольшие месторождения были обнаружены как к Ю, так и к С от группы описанных по высыпкам щебенки хромита, в полосе дунитов, прилегающей к западному контакту массива. Одно из них располагается к Ю от месторождения Нового, другое — к С от него, на водоразделе рр. Кызлычты и Мамыт, и третье — на северном (левом) берегу р. Мамыт.

Химический состав руды этих рудных обособлений не известен. Интересно, что в сплошной руде выхода хромита, около включения габбро-амфиболитов в серпентинитах, содержание Cr_2O_3 оказалось всего 21.77%, при содержании Al_2O_3 37.21% (см. анализ обр. 78/38 г. в табл. 10). В шлифе хромшпинелид просвечивает оранжево-желтым цветом.

Если судить по данным имеющихся трех анализов, то более богатыми окисью хрома являются рудные выходы, более удаленные от западного контакта массива с вмещающими габбро-амфиболитами.

Отметим, наконец, что в районе истоков ключа Кизыл-су летом 1938 г. партией Казахского геологического управления обнаружены также месторождения хромитов; точных сведений об условиях нахождения и типах руд в нашем распоряжении не имеется.

Подведем итоги краткой характеристики хромитовых месторождений Кемпирсайского массива, дополнительно останавливаясь на некоторых закономерностях распространения месторождений в массиве.

1. На территории Кемпирсайского массива площадью более чем в 1000 км^2 известно пока около 70 отдельных рудных тел.

2. Распределение рудных хромитовых тел на площади массива неравномерное. Известные на конец 1938 г. месторождения хромитов территориально объединяются в 13 групп и одиночных месторождений, которые отделены друг от друга значительными расстояниями.

Наиболее насыщенные рудными проявлениями площади расположены в районе пос. Кемпирсай (северная половина массива) и в районе поселков Донского и Сусановки (юго-восточная оконечность массива).

Кроме этих площадей довольно значительными, но еще совершенно не разведанными являются хромитовые месторождения в районе среднего течения р. Мамыт, затем в районе верховьев ключа Степного (юго-западная часть массива).

3. Хромитовые месторождения северной части массива образуют две полосы оруденения. Главная полоса оруденения в этой части массива имеет протяженность около 10 км и содержит в себе 25 известных на сегодня отдельных месторождений. Она располагается в осевой части массива, среди полосчатых и порфировидных, сильно серпентинизированных гарцбургитов с подчиненными обособлениями серпентинизированных дунитов.

Эта рудоносная полоса приурочена к главному сводовому поднятию в данной части массива (гл. VI, 1). Залегание рудных тел, за немногими исключениями, согласно с ориентировкой первичной полосчатости пород.

Вторая полоса оруденения имеет то же простирание, что и первая (СЗ 340°); длина ее между крайними известными рудными точками измеряется 6 км. Рудоносная полоса располагается в поле развития пород

гарцбургитового состава и приурочена к сводовому поднятию, расположенному в западной краевой части массива. В этой полосе известно значительно меньше рудных тел — всего шесть месторождений.

Большая насыщенность рудными телами первой полосы оруденения, по сравнению со второй — западной полосой, может быть связана с более сильным эрозионным размывом главного сводового поднятия и более значительным вследствие этого обнажением оптимальной по рудоносности зоны полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса.

4. Между северными полосами оруденения и группами месторождений юго-восточной части массива, на площади свыше 300 км^2, известны всего четыре группы. Как относительно более крупную среди них можно отметить группу месторождений верховьев ключа Степного.

Группа месторождений р. Мамыт располагается в поле развития пород дунитового состава с подчиненными обособлениями перидотитов. Морфология рудных тел и строение этого выхода ультрабазитов детально еще не изучены. Масштабы рудных проявлений здесь, повидимому, значительны.

5. Юго-восточная часть массива характеризуется не только большим числом месторождений, территориально объединенных в четыре группы (Донская, Восточная Джарлы-Бутакская, Северная Джарлы-Бутакская и Джангыз-Агачская), но и огромными по запасам рудными телами. Формы рудных тел — наклонные, иногда пологие залежи. Месторождения юго-восточной части массива характеризуются хромшпинелидом с очень высоким содержанием Cr_2O_3 — 58—62%. Для всей этой рудоносной площади характерно широкое развитие серпентинизированных дунитов с подчиненным развитием шлиров — полос гарцбургитов. В петрографическом отношении это является отличительной чертой для указанной площади оруденения по сравнению с остальными рудоносными площадями массива.

Внутреннее строение рудоносной юго-восточной части массива рассматривается в главе VI, 2. В кратких чертах оно рисуется в следующем виде. В краевой южной части массива здесь выявляются два сводовых, погружающихся к югу поднятия, эрозия которых достигла на широкой площади зоны сильно серпентинизированных дунитов; в периферических частях сводовых структур присутствуют здесь породы перидотитового состава — гарцбургиты и, в небольшом сравнительно количестве, лерцолиты. Оси сводовых поднятий имеют меридиональное простирание; такое же простирание показывает и большинство рудных тел.

В наиболее насыщенной рудными выходами южной части дунитовой площади рудные тела располагаются полукольцом, соответственно контуру дунитовой площади.

6. Рудные хромитовые тела всех известных в массиве месторождений либо расположены в полях развития дунитов, либо сопровождаются последними в тех случаях, когда рудоносная площадь сложена в основном перидотитами. Дуниты, непосредственно вмещающие рудные тела, в последнем случае имеют форму полос и линз различной мощности.

7. С точки зрения качества руд месторождения распределяются в массиве следующим образом: для большей части площади массива (северная и средняя части массива и район водораздела рр. Тас-сай и Джарлы-Бутак в его южной части) характерны руды с низким содержанием Cr_2O_3 (34—39%) и повышенным содержанием Al_2O_3 (22—23%) в составе хромшпинелидов. Отношение Cr_2O_3 к FeO — от 2.1 до 3.0. Эти руды в большинстве случаев не удовлетворяют кондициям на феррохром.

Руды месторождений юго-восточной части массива, наоборот, весьма высокосортны. Рудообразующий хромшпинелид содержит от 58 до 62% Cr_2O_3 и от 5 до 11% Al_2O_3. Отношение Cr_2O_3 к FeO очень высокое—4—5.

Таблица 10

Химический состав хромовых руд и концентратов рудообразующего хромшпинелида месторождений южной части Кемпирсайского массива и водораздела рр. Мамыт и Карагачты

Окислы / № образцов	I		II			III							IV	
	Степнинская группа месторождений		Группа месторождений на водоразделе рр. Тас-сай и Джарлы-Бутак			Джарлы-Бутакская группа месторождений							Группа месторождений к В от Джарлы-Бутакских месторождений	
	113/38 г.	114/38 г.	290/37 г.	120/38 г.	167/38 г.	165/38 г.	284/38 г.	244/37 г.	307/37 г.	245/37 г.	318/38 г.	320/38 г.	321/38 г.	312/38 г.
SiO_2	0.13	0.24	1.66	0.24	2.59	18.42	0.08	1.50	3.17	2.01	1.59	22.20	19.44	0.84
TiO_2	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.45	не опр.	0.20	0.25	0.11	0.08	0.12	0.13
Al_2O_3	25.83	25.67	25.12	33.56	30.82	8.24	13.31	4.68	6.90	8.71	9.50	5.39	7.10	8.30
Cr_2O_3	43.48	43.97	33.20	34.56	35.26	46.10	53.76	62.22	60.31	61.01	60.30	33.86	48.51	62.96
Fe_2O_3	15.85	15.37	9.04	13.97	11.63	5.52	16.58	12.71	3.16	11.55	3.06	3.69	5.06	7.29
FeO	0.81	1.02	10.05	2.20	5.00	9.70	4.99	6.47	9.94	1.72	9.90	6.35	7.33	5.85
MnO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.13	не опр.	0.07	0.13	0.08	0.12	0.18	0.13
MgO	14.15	13.90	14.76	15.77	14.86	11.56	10.30	12.86	15.17	14.43	13.52	20.72	9.79	13.57
NiO	не опр.	не опр.	0.23	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.10	0.10	0.15	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
CaO	0.00	0.00	не опр.	0.00	0.16	0.00	0.22	не опр.	не опр.	не опр.	1.28	0.24	0.40	0.40
S	не опр.	не опр.	0.00	не опр.	не опр.	не опр.	0.00	» »	» »	» »	0.00	0.01	не опр.	не опр.
V_2O_5	» »	» »	не опр.	» »	» »	» »	0.26	» »	0.10	0.00	0.11	0.08	0.09	0.09
P_2O_5	» »	» »	» »	» »	» »	» »	0.03	» »	0.00	0.00	0.03	0.04	не опр.	не опр.
$+H_2O$	» »	» »	» »	» »	» »	» »	0.19	0.00	0.61	0.20	0.53	6.61	1.55	0.19
$-H_2O$	» »	» »	» »	» »	» »	» »		не опр.	0.20	0.006				
Сумма	100.25	100.17	94.06	100.30	100.32	99.54	100.30	100.54	99.93	100.16	100.01	99.39	99.57	99.75

Продолжение табл. 10

Окислы \ № образцов	V							VI		VII	VIII	IX		
	Донская группа месторождений							Джагиз-Агачская группа месторождений		Тагашасайский рудный выход	Батамшинский рудный выход	Мамытская группа месторождений		
	180/38 г.	264/37 г.	263/37 г.	253/37 г.	42/38 г.	123/38 г.	305/38 г.	300/37 г.	196/37 г.	161/37 г.	1/38 г.	78/38 г.	80/38 г.	83/38 г.
SiO_2	3.38	2.15	3.26	17.87	3.00	1.48	16.58	4.53	5.83	6.00	3.00	5.59	1.05	1.64
TiO_2	0.14	0.18	0.24	0.10	0.14	не опр.	0.10	0.22	0.22	не опр.	не опр.	не опр.	не-опр.	0.14
Al_2O_3	9.29	8.28	8.20	6.42	7.53	9.36	7.71	8.55	6.91	20.59	33.02	37.21	31.46	18.30
Cr_2O_3	60.08	60.91	61.26	50.55	59.28	61.62	51.58	58.13	44.73	38.83	29.24	21.77	35.43	47.92
Fe_2O_3	11.20	12.59	8.59	4.50	4.56	11.19	3.02	5.36	3.04	7.29	9.83	10.27	4.42	3.67
FeO	2.04	2.08	4.66	7.48	8.30	2.82	8.78	8.46	8.15	12.68	9.09	8.29	11.77	12.23
MnO	0.08	0.16	0.04	не опр.	0.10	не опр.	0.08	0.16	0.16	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.11
MgO	12.60	11.51	12.97	12.80	15.56	12.84	11.64	13.87	17.00	15.01	15.94	16.23	16.43	15.04
NiO	не опр.	не опр.	0.10	не опр.	не опр.	0.03	не опр.	0.00	0.00	0.21	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
CaO	0.44	0.00	не опр.	» »	0.20	не опр.	0.16	0.37	4.97	не опр.	0.00	0.00	0.00	0.12
S	0.00	не опр.	0.24	» »	0.00	» »	0.00	сл.	не опр.	» »	не опр.	не опр.	не опр.	0.00
V_2O_5	0.13	» »	0.00	» »	0.12	» »	0.07	0.00	» »	» »	» »	» »	» »	0.16
P_2O_5	0.00	» »	0.00	» »	0.07	» »	0.07	0.23	» »	» »	» »	» »	» »	0.03
$+H_2O$	0.57	0.65	0.14	0.36	1.10	0.68		0.08	2.14	0.28	» »	» »	» »	0.73
$-H_2O$			0.10	0.19			0.31	0.07	0.47	не опр.	» »	» »	» »	
Сумма	99.95	98.51	99.80	100.27	99.96	100.02	100.10	100.03	93.61	100.89	100.12	99.36	100.56	100.09

Некоторый промежуточный состав руд имеет группа месторождений ключа Степного. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах варьирует здесь от 43 до 45%; Al_2O_3 — 24—25%. Отношение Cr_2O_3 . FeO равно 2.7—2.8.

Месторождения ключа Мамыт характеризуются непостоянным содержанием Cr_2O_3 в различных рудных обособлениях. Так, на ряду с низкосортными рудами, в хромшпинелидах которых содержание Cr_2O_3 не превышает 35%; имеются рудные тела с хромшпинелидами, содержащими Cr_2O_3— 48%, Al_2O_3 — 18%. В последних отношение Cr_2O_3 к FeO более 3.

Обнаруженные нами крупные рудные проявления представлены здесь сплошными рудами с низкохромистым хромшпинелидом. Высокохромистый хромшпинелид относится к рудам мелких выходов (см. табл. 10).

I. Степнинская группа месторождений

Обр. № 113/38 г. Элювиальная щебенка сплошного хромита (химик-аналитик А. И. Пономарев).

» » 114/38 г. Элювиальная щебенка сплошного хромита (химик-аналитик А. И. Пономарев).

II. Группа месторождений на водоразделе рр. Тас-сай и Джарлы-Бутак

Обр. № 290/37 г. Элювиальная щебенка сплошного хромита из северной россыпи (химик-аналитик А. Л. Булаева).

» » 120/38 г. Рудный концентрат сплошного хромита из окатанной щебенки южной россыпи (химик-аналитик А. И. Пономарев).

» » 167/38 г. Элювиальная щебенка сплошного хромита с восточного склона водораздела (химик-аналитик А. И. Пономарев).

III. Джарлы-Бутакская группа месторождений

Обр. № 165/38 г. Концентрат убогого вкрапленного силифицированного хромита в верховьях левых истоков р. Джарлы-Бутак (химик-аналитик А. И. Пономарев).

» » 284/38 г. Сплошной хромит из крайнего западного выхода хромита Джарлы-Бутакской группы месторождений (химик-аналитик П. А. Волковз)

» » 244/37 г. Концентрат силифицированного густовкрапленного хромита и. месторождения № 30 (химик-аналитик В. Н. Малышева).

» » 307/37 г. Концентрат нодулярного хромита из месторождения № 12 (химик-аналитик В. Н. Малышева).

» » 245/37 г. Концентрат густовкрапленного хромита из месторождения № 31 (химик-аналитик В. Н. Малышева).

» » 318/38 г. Концентрат густовкрапленного хромита из месторождения № 16 (химик-аналитик П. А. Волков).

» » 320/38 г. Неравномернозернистый редковкрапленный хромит из крайнего южного рудного выхода (химик-аналитик П. А. Волков).

IV. Группа месторождений к востоку от Джарлы-Бутакской группы месторождений

Обр. № 321/38 г. Густовкрапленный хромит из месторождения № 29 (химик-аналитик П. А. Волков).

» » 312/38 г. Концентрат густовкрапленного хромита из месторождения № 18 (химик-аналитик П. А. Волков).

V. Донская группа месторождений

Обр. № 180/38 г. Порошковатый хромит из контакта с висячим боком дайки габбро-диабаза с месторождения № 2 (химик-аналитик П. А. Волков).

» » 264/37 г. Порошковатый хромит из траншеи месторождения Гигант (химик-аналитик Н. В. Лазарев).

» » 263/37 г. Концентрат густовкрапленного хромита с месторождения Гигант (химик-аналитик В. Н. Малышева).

» » 253/37 г. Сплошной силифицированный хромит из месторождения № 2 (химик-аналитик В. М. Сендерова).

» » 42/38 г. Сплошной рыхлый хромит из контакта с висячим боком дайки габбро-диабаза на месторождении Спутник (химик-аналитик П. А. Волков).

» » 123/38 г. Порошковатый рыхлый хромит с месторождения Спорного (химик-аналитик П. А. Волков).

» » 305/38 г. Концентрат силифицированного нодулярного хромита из крайнего восточного месторождения (химик-аналитик П. А. Волков).

VI. Джангиз-Агачская группа месторождений

Обр. № 300/37 г. Концентрат силифицированного густовкрапленного хромита из западного Джангиз-Агачского месторождения (химик-аналитик В. Н. Малышева).

Обр. № 196/37 г. Концентрат полосчатого вкрапленного хромита из восточного Джангиз-Агачского месторождения (химик-аналитик В. Н. Малышева).

VII. Тагашасайский рудный выход

Обр. № 161/37 г. Массивный хромит из мелких обособлений правого берега р. Тагаша-сай (химик-аналитик Л. Булаева).

VIII. Батамшинский рудный выход

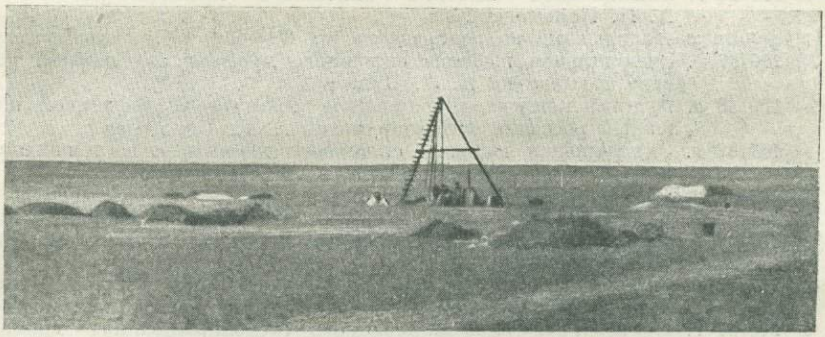
Обр. № 1/38 г. Сплошной хромит из района Батамшинского никелевого месторождения (химик-аналитик А. И. Пономарев).

IX. Мамытская группа месторождений

Обр. № 78/38 г. Элювиальная щебенка сплошного силифицированного хромита из рудного выхода в контакте серпентинитов с габбро (химик-аналитик А. И. Пономарев).

» » 80/38 г. Сплошной хромит из рудного тела на правом берегу р. Кызлычты, в 100 м от контакта серпентинитов с габбро (химик-аналитик А. И. Пономарев).

» » 83/38 г. Сплошной хромит из рудного выхода на правом берегу р. Кызлычты около впадения ее в р. Мамыт (химик-аналитик П. А. Волков)



Фиг. 55. Разведка месторождения Спорного (Донская группа хромитовых месторождений)

V. Детальное описание месторождений Спорное и Гигант

А. Месторождение Спорное

Н. В. Павлов

Месторождение Спорное (фиг. 55) входит в состав группы Донских хромитовых месторождений и является, по имеющимся пока разведочным данным, одним из крупных в пределах массива.

Месторождение расположено в 700—800 м южнее второго по запасам месторождения Гигант. При изучении месторождения Спорного основное внимание нами было направлено на выяснение особенностей петрографического состава вмещающих пород, минералогии месторождения, химического состава руд и рудообразующих хромшпинелидов, рудных текстур и структур, первичной морфологии рудного тела и его вторичной тектоники.

В целях познания геолого-петрографических особенностей района месторождения Спорного нами была составлена геологическая карта (фиг. 56) масштаба 1 : 5000 площади около 5 км^2. Карта схематичная, так как естественная обнаженность и количество искусственных выработок не совсем достаточны для указанного масштаба.

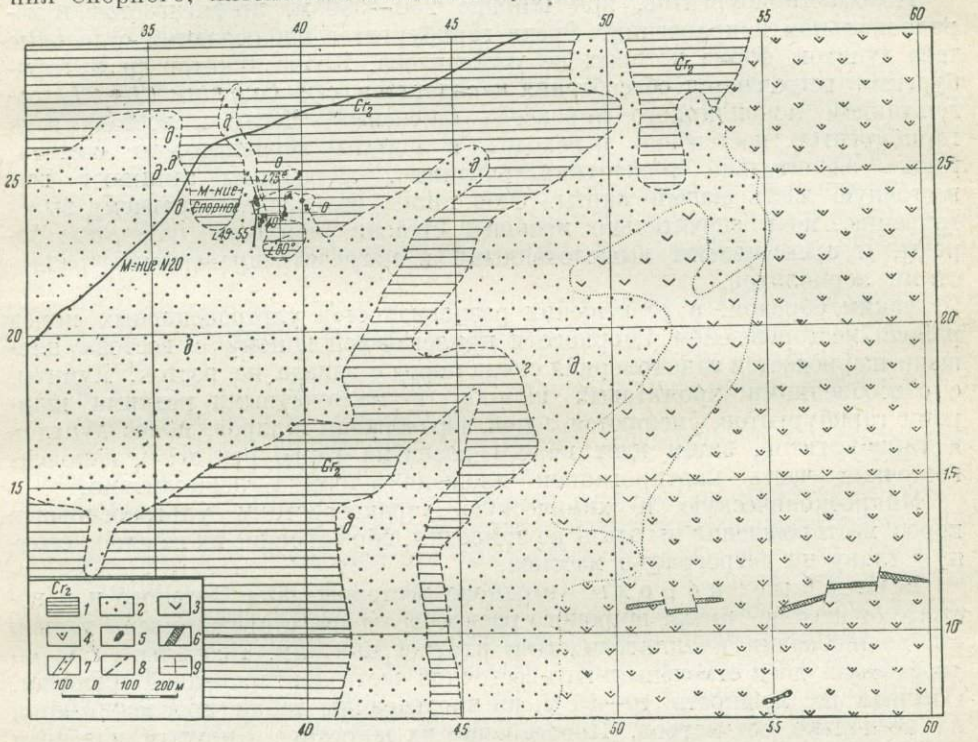
Для ориентировки на местности и привязки наблюдений служила сеть пикетов, инструментально разбитая для геологической съемки, производившейся партией треста Союзхромит.

На карте даны контуры разновидностей ультраосновных пород, про-

дуктов их гипергенного изменения, пород жильной фации и мезозойских отложений. Четвертичные отложения на карте не показаны. Вмещающие ультраосновную интрузию палеозойские отложения находятся за пределами снятой площади.

Характеристика пород, развитых в районе месторождения

Ультраосновные породы, слагающие район месторождения Спорного, интенсивно изменены процессами древнего выветривания.



Фиг. 56. Геологическая карта района месторождения Спорного

1 — опоки и песчанистые глины; *2* — измененные серпентиниты силифицированные, обохренные, контролитизированные и сильно выщелоченные, местами с реликтами первичных пород: *д*) дунитовых серпентинитов и *г*) гарцбургитовых серпентинитов; *3* — гарцбургитовые серпентиниты; *4* — лерцолитовые серпентиниты; *5* — хромитовые руды; *6* — дайки габбро-диабаза; *7* — жилы плагиогранитов; *8* — линии тектонических смещений; *9* — опорные разведочные линии месторождения Спорного. Составили Н. В. Павлов и Д. Н. Кофанов, 1938 г. Карта составлялась на основе 100-метровой сетки реперов, инструментально разбитой для детальной геологической съемки партии треста Союзхромит. Истинный меридиан склонения восточный угол 8°45′.

На поверхность такие породы выходят в форме высыпок щебенки и глыб и обычно представляют силифицированные, реже выщелоченные, обохренные и контролитизированные разности серпентинизированных ультраосновных пород. В таком же состоянии породы обнажаются и в шурфах, канавах и закопушках, пройденных при разведке месторождения и для геологического картирования в масштабе 1 : 10 000, выполнявшегося партией треста Союзхромит (геолог К. И. Прохорова). В дальнейшем, для удобства изложения, мы будем называть наши серпентиниты по тем породам, из которых они произошли.

Как показывает наша карта, западная часть площади покрыта продуктами коры выветривания. Последние образовались за счет дунитов с подчиненными обособлениями гарцбургитов. Как удалось установить

в шурфе № 101 и ряде закопушек, шлировые обособления гарцбургитов размещены ориентированно среди дунитов: шлиры вытянуты в меридиональном направлении и падают на З ∠ 45—50°. При движении от месторождения Спорного на восток наблюдается увеличение гарцбургитовых шлирово-полосчатых обособлений в дунитах, которые затем сменяются зоной преимущественного развития гарцбургитов.

Гарцбургиты этой зоны также сильно изменены древним выветриванием, с той разницей, что выщелоченные разности гарцбургитов преобладают над силифицированными.

Полоса гарцбургитов, при ширине 250—350 м, протягивается в меридиональном направлении. Среди гарцбургитов наблюдаются отдельные тела дунитов, форма которых не установлена. Кроме дунитов среди гарцбургитов встречаются обособления перидотитов с небольшим (2—4%) содержанием моноклинного пироксена (диопсида). Далее к востоку зона гарцбургитов постепенно переходит в породы лерцолитового состава, также значительно серпентинизированные. Лерцолиты занимают всю восточную часть нашей карты. Они также подверглись древнему выветриванию, но в значительно меньшей степени, чем выше названные породы, и представлены выщелоченными и магнезитизированными разностями лерцолитов.

Таким образом, в размещении разновидностей ультраосновных пород района месторождения Спорного и прилегающей к нему с востока площади наблюдается закономерная смена пород с запада на восток. Дуниты, с обособлениями хромитовых шлиров и маломощными редкими шлирами гарцбургитов, сменяются зоной чередования шлиров, полос дунитов и гарцбургитов, затем идет полоса развития гарцбургитов, и, наконец, восточная часть картированной площади сложена лерцолитами.

Микроскопическую и химическую характеристику ультраосновных пород месторождения мы здесь не приводим, ибо описание их вошло в сводную главу по петрографии массива.

Жильные породы в районе месторождения Спорного и к востоку от него не имеют широкого распространения и представлены только габбро-диабазами и аплитовидными плагиогранитами. Несколько габбро-диабазовых даек отмечены в юго-восточной части картированной площади. Обычная их мощность 10—25 м, по простиранию дайки прослеживаются на несколько сот метров. Простирание их широтное с крутым падением на юг; нарушены рядом меридиональных смещений.

На площади месторождения Спорного шурфами было обнаружено тело измененных габбро-диабазов, также с широтным простиранием. Окончательно габбро-диабазы еще не оконтурены, и поэтому контуры их на нашей карте нанесены приблизительно.

В ближайшем соседстве с дайками габбро-диабазов расположена дайка аплитовидных плагиогранитов; простирание ее также широтное с крутым южным падением, мощность 10—15 м, по простиранию прослежена на 100 м.

Породы мезозойского плаща представлены здесь верхнемеловыми отложениями, залегающими на размытой неровной поверхности ультраосновных пород и продуктах их гипергенного изменения.

Стратиграфическая последовательность их снизу вверх такова:

1) песчанистые глины с глауконитом, гальками кремнистых, ультраосновных и других пород; мощность до 1.5—2 м;

2) плотные опоковидные песчаники светлосерого и желтовато-серого цветов; мощность до 4.5 м.

Как опоки, так и нижележащие песчанистые глины в ряде мест находятся во вторичном залегании, причем обломки опок перемешаны с песчанистыми глинами. Местами верхнемеловые отложения нацело смыты.

Третичных пород на обследованной площади не обнаружено.

Ультраосновные породы и продукты их выветривания, а также меловые отложения местами покрыты четвертичными бурыми суглинками, мощность которых в отдельных местах достигает 2.5—3 м.

Морфология рудного тела месторождения Спорного

Морфология рудных тел Донской группы сильно замаскирована теми интенсивными изменениями в условиях залегания и минералогическом составе руд и вмещающих пород, которые произвели в поверхностных горизонтах процессы древнего выветривания: выщелачивание силикатов, образование порошковатых и рыхлых руд, связанное с этим проседание и т. п.

В связи с этим по мере развития разведочных работ представления о первичной форме рудных тел существенно менялись. Так, на основе данных начальной стадии разведок (январь— июнь 1938 г.), в промышленном отчете геолого-разведочной партии треста Союзхромит (Алешин и др., 1938) форма рудного тела характеризуется следующими словами:

«По форме рудное тело месторождения Спорного представляет почти горизонтальную пластообразную залежь, конкордантную к вмещающим породам.

... Лежачий бок рудного тела представляет собой слабоволнистую поверхность, местами с ясно выраженными, но пологими погружениями к востоку.

В других случаях поверхность лежачего бока почти горизонтальна и моделирует кровлю рудного тела.

По периферии рудное тело или плавно выклинивается, или срезается плоскостями тектонических нарушений...»

Наши исследования захватили период разведки по 10 октября 1938 г., т. е. мы имели возможность наблюдать значительно большее число выработок, хотя и к этому моменту разведка далеко еще не была закончена.

Как показывают наши наблюдения, рудоносное поле месторождения Спорного состоит из целой серии разобщенных или иногда сливающихся рудных шлиров-полос, перемежающихся с безрудными дунитами. Отдельные шлиры представляют собой сильно вытянутые по простиранию линзообразные тела с отношением поперечного сечения к длине от 1 : 25 до 1 : 30. Истинная мощность шлиров по разведываемой части месторождения колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 м. Шлиры и рудные полосы падают на З 240—285° под углами от 45 до 65° (см. фиг. 58 и 59).

На обследованной разведочной площади месторождения (фиг. 57) крупные рудные массы, в форме шлиров-полос, расположены следующим образом.

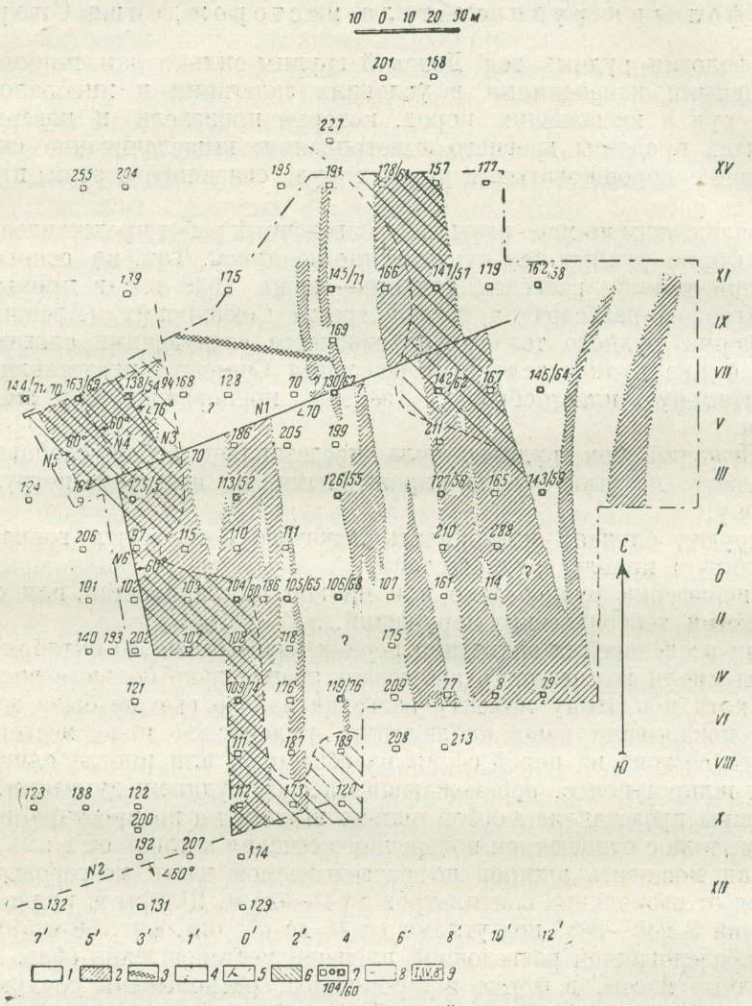
В западной части выходит крупный мощный шлир с видимой поперечной мощностью до 50 м, осложненный серией сместителей. Этот шлир сопровождается рядом сливающихся с ним шлиров, поперечная мощность которых ограничивается 5—8 м. Вся эта рудная масса сопровождается более мелкими шлирочками мощностью в несколько десятков сантиметров (на карту не нанесены).

Другая крупная рудная масса приурочена к осевой части разведываемой площади. Здесь, на вскрытом пока протяжении в 210 м, залегает шлир, мощностью в плане от 30 до 50 м, простирающийся в направлении, близком к меридиональному.

С западной и восточной сторон его располагается ряд небольших шлиров, мощностью 5—10 м, также простирающихся в близком к меридиональному направлении. Все эти шлиры сопровождаются более мелкими шлирами-полосами мощностью всего в несколько десятков сантиметров каждый.

Осевой мощный шлир содержит в себе мелкие шлиры безрудных дунитов.

Выявленная на 1 октября 1938 г. площадь распространения рудных обособлений имеет размеры 200 × 300 м. Однако этими пределами не очер-



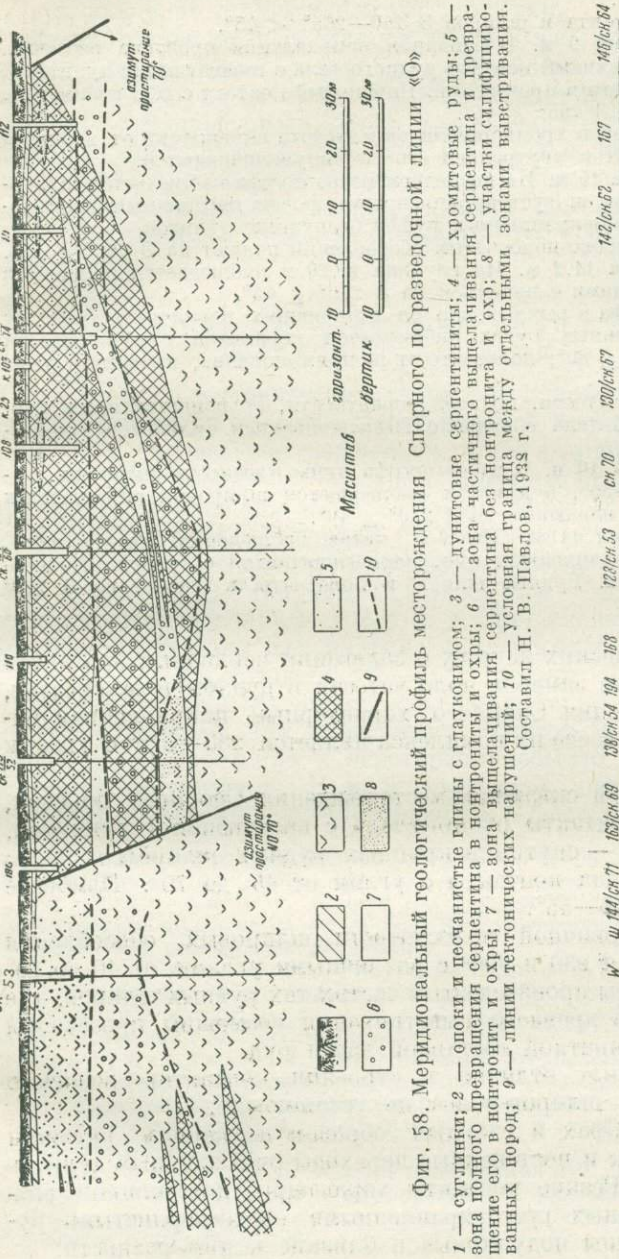
Фиг. 57. Схематический геологический план коренных пород главной части хромитового месторождения Спорного (без покровных отложений)

1 — дунитовые серпентиниты и продукты их древнего выветривания; *2* — рудные полосы; *3* — габбро-диабазы; *4* — первичная граница рудной полосы; *5* — линии тектонических смещений, направление и угол падения смещений: *а*) наблюдаемые, *б*) предполагаемые; *6* — поля повышенного содержания хлорито-актинолитовых жилок в рудах и вмещающих породах; *7* — шурф, скважина, скважина из шурфа; в числителе № шурфа, а в знаменателе № скважины; *8* — границы площади, для которой сделаны построения контуров, *9* — номера разведочных широтных и меридиональных линий. Составили Н. В. Павлов и Г. А. Соколов, 1938 г.

чивается поле оруденения, так как на юго-запад геофизическими работами и редкими разведочными выработками установлено продолжение рудных шлиров еще метров на 300—400. В западной части месторождение ограничено системой почти меридиональных смещений, за пределами которых на запад рудные шлиры не прослеживаются.

Что же касается восточной части месторождения, то здесь контуры

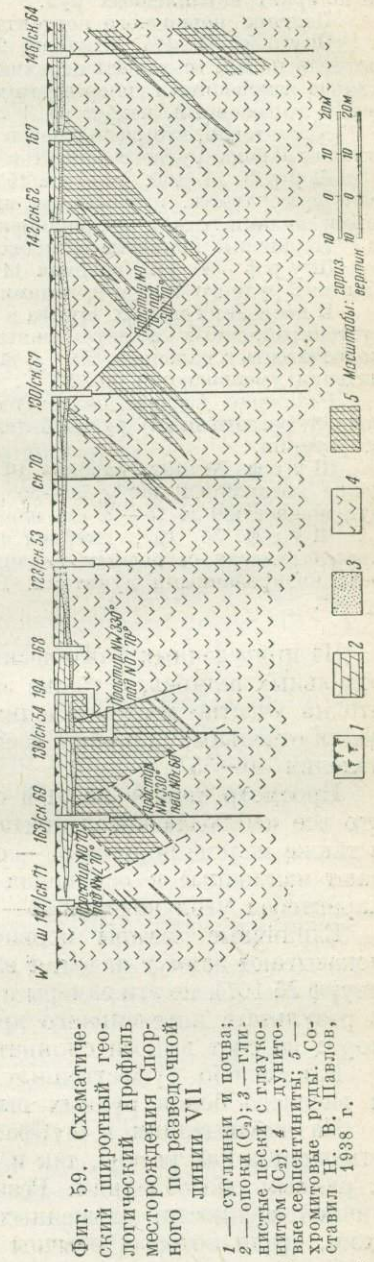
оруденения еще не установлены, так как даже самые восточные скважины на площади разведки дают оруденение значительной мощности.



Фиг. 58. Меридиональный геологический профиль месторождения Спорного по разведочной линии «О»

1 — суглинки; *2* — опоки и песчанистые глины с глауконитом; *3* — дунитовые серпентиниты; *4* — хромитовые руды; *5* — зона полного превращения серпентина в контрониты и охры; *6* — зона частичного выщелачивания серпентина и препращение его в контронит и охры; *7* — зона выщелачивания серпентина без контронита и охр; *8* — участки силифицированных пород; *9* — линии тектонических нарушений; *10* — условная граница между отдельными зонами выветривания.

Составил Н. В. Павлов, 1938 г.



Фиг. 59. Схематический широтный геологический профиль месторождения Спорного по разведочной линии VII

1 — суглинки и почва; *2* — опоки (C_2); *3* — глинистые пески с глауконитом (C_2); *4* — дунитовые серпентиниты; *5* — хромитовые руды. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

Для подтверждения высказанных представлений о первичной морфологии рудного тела приведем имеющийся в нашем распоряжении фактический материал.

Ш у р ф № 105, глубина 12.6 м. В западной стенке шурфа проведена рассечка длиной 9.4 м. В стенках рассечки наблюдается система полосообразных шлиров вкрапленных руд, чередующихся с дунитами и падающих на З 265—270° ∠ 45°. Мощность шлиров от 1 до 10 см. Забой рассечки врезается в мощный шлир густовкрапленных руд. Таким образом, система мелких шлиров, вскрытых рассечкой, располагается в лежачем боку более мощного рудного шлира.

Шурф № 102, глубина 10 м. Из шурфа пройдена в восточном направлении рассечка длиной 7.4 м. На интервале 6—7.4 м наблюдается первичный контакт лежачего бока рудного тела, сопровождающийся маломощными (10—15 см) полосами и шлирами вкрапленных руд.

Падение первичного контакта и шлиров З 260—265° $\angle$ 45°.

Шурф № 194, глубина 9 м. В западном направлении пройдена рассечка, которая на 4 м вскрывает первичный контакт рудного тела с вмещающими дунитами, сильно измененными гипергенными процессами. Первичный контакт слабо волнистый, резко выраженный, падает на З 255° $\angle$ 45°.

Характерно, что размер зерен хромшпинелидов и густота вкраплений от контакта лежачего бока рудного шлира к внутренней его части увеличиваются.

Шурф № 109, глубина 15 м. На последнем метре шурфа наблюдается шлировая полосчатость, представленная густовкрапленными, почти массивными хромитовыми рудами, среди рассеянновкрапленных руд и безрудных дунитов.

Первичные контакты шлирово-полосчатых обособлений падают на З 260° $\angle$ 50°.

Шурф № 112, глубина 11.2 м. На глубине 11.20 м наблюдается первичный контакт рудного тела с дунитами с падением на З 270° $\angle$ 45°.

В последних метрах шурфа в рыхлых, но не потерявших первичную текстуру густовкрапленных и вкрапленных рудах наблюдается первичная слабоволнистая полосчатость с падением 220° $\angle$ 80°; полосчатость не прямолинейна, и местами углы падения уменьшаются до 45°.

Различное падение полосчатости, по всей вероятности, объясняется здесь просадкой (уплотнением) рудного тела в связи с выщелачиванием силикатов при выветривании.

Шурф № 122, глубина 10 м. В забое шурфа ниже плоскости смещения, падение которой СВ 60° $\angle$ 50—55°, в дунитах наблюдаются шлирочки вкрапленных руд мощностью до 15—20 см, падающие на З 270° $\angle$ 40°.

Шурф № 107, глубина 11 м. На 9-м метре наблюдается полосчатость, представленная сгущением вкрапленных руд, перемежающихся с безрудными серпентинизированными дунитами. Рудные шлиры и полосчатость падают на З 270° $\angle$ 45°.

Из приведенных фактических данных о залегании первичных контактов отдельных шлиров, а также замеров полосчатости в рудном теле следует, что на участке месторождения Спорного характерным направлением падения отдельных шлиров и всего их комплекса является 255—270° с углами падения 40—55°.

Просмотр кернов из 31-й скважины месторождения Спорного показал, что все наблюдающиеся контакты рудного тела с вмещающими дунитами, а также мелкие шлирочки — спутники крупных рудных шлировых полос дают наклонные к оси керна контакты с углом от 45 до 70°. Наиболее характерен угол падения 45—55°.

Единичные замеры первичной полосчатости шлировых обособлений показывают азимут падения 230 и 290° с различными углами от 40 до 75° (шурф № 107), но эти замеры произведены в частях тех рудных шлиров, где в результате интенсивного древнего выветривания возможны проседания пород за счет выноса силикатной составной части руд.

Каких-либо существенных отличий в строении контактов лежачего и висячего боков рудных шлиров-полос не установлено.

По наблюдениям в шурфах и главным образом по кернам скважин отмечаются как резкие, так и постепенные переходы от безрудных дунитов к рудным обособлениям. Резкие контакты характерны для шлиров различной мощности, сложенных густовкрапленными среднезернистыми рудами, среди которых обычны подулярные и близкие к ним разности.

Для контактов с резкими переходами от руды к вмещающим дунитам характерна их прямолинейность. При этом у контакта часто наблюдается некоторая разреженность зерен хромшпинелидов в серпентиновом цементе по сравнению с густотой рудного вкрапленника внутри рудных шлиров, а также некоторое уменьшение размера зерен хромшпинелидов. Если для внутренних зон рудных обособлений характерным размером зерен можно считать 3—4 мм, то в эндоконтактной части размер зерен уменьшается до 2—3 мм, а иногда и до 1 мм.

Постепенные переходы между рудными обособлениями и вмещающими серпентинизированными дунитами характерны для шлиров таких руд, в которых наблюдается большая неоднородность вкрапленника как по его густоте, так и по структурным особенностям.

Выклинивание рудных шлиров удалось наблюдать на вскрытых разведочными выработками шлировых обособлениях небольшой мощности, порядка 1—2 м; оно имеет гребенчатый характер (шурф № 107) вследствие того, что остроконечные клинья вмещающих дунитов вдаются в массу рудного вкрапленника, и наоборот. В местах вклинивания шлиров наблюдается слабо выраженная полосчатость, в большинстве случаев согласная с контурами окончания шлиров; однако изредка наблюдались случаи, когда полосчатость составляла острый (5—10° и до 15°) угол с поверхностью шлира.

Нарушения и смещения рудных обособлений месторождения Спорного

Диагностика тектонических смещений в породах, глубоко преобразованных процессами древнего выветривания, встречает не меньшие затруднения, чем определение первичных форм рудного тела.

Наши наблюдения в основном подтверждают схему тектонических нарушений на площади месторождения Спорного, данную в промышленном отчете разведочной партии Союзхромита (Алешин и др., 1938).

Явные тектонические смещения нами наблюдались в ряде шурфов и рассечек. шурфы № 102, 109, 112, 122, 130, 132 и т. д., рассечка из шурфа 138, восточная рассечка шурфа 102 и т. д. Для наблюдавшихся смещений характерны следующие два направления· простирание 340—350°, падение 70—80° ∠ 60°, простирание 65—75°, падение 155—165° ∠ 60—70°.

Для сместителей обычны зеркала скольжения и зоны дробления с затертыми обломками как вмещающих дунитов, так и хромитовых руд. Мощность зон дробления и перетирания обычно измеряется двумя-тремя десятками сантиметров. В ряде выработок наблюдаются тектонически срезанные рудные шлиры, упирающиеся в безрудные дуниты.

Отмеченные и пронумерованные на геологической карте сместители месторождения Спорного (см. карту, фиг. 57) подтверждаются следующими выработками:

Сместитель № 1. Азимут простирания 70°, падение ЮЮВ 160° ∠ 70—65°; подтверждается шурфами № 180 и 130. Для уточнения его положения необходимы дополнительные разведочные выработки.

Сместитель № 2. Азимут простирания 74°, падение на ЮЮВ 164° под ∠ 60°; прослеживается в шурфе № 132 и может быть отстроен по условиям залегания рудных шлиров между шурфами № 112 и 174. Требует дополнительных выработок для прослеживания по простиранию.

Сместитель № 3. Отстроен нами предположительно; отчетливо наблюдается в шурфе № 138. Азимут простирания 335°, азимут падения СВ 65° ∠ 70—80°. Требует дополнительных подтверждений выработками.

Сместитель № 4. Ясно наблюдается в шурфе 163. По простиранию аналогичен сместителю № 3.

Сместитель № 5. Азимут простирания 340°, падение на В 70° ∠ 50—45°; наблюдается в шурфе № 164 и подтверждается скважиной № 51.

Сместитель № 6. Азимут простирания 350°, падение на В 80° ∠ 40—45°; наблюдается в шурфе № 102.

Кроме отображенных графически на карте сместителей нами наблюдались явные сместители в шурфе № 222 с азимутом падения 80° ∠ 50°, который, вероятно, является продолжением сместителя № 6, а также в шурфе № 107 — в восточной части месторождения, азимут простирания которого 345°, азимут падения 75° ∠ 50°.

Амплитуды смещений и их типы остаются пока неопределенными, так как количество фактического материала для этого недостаточно.

Можно предполагать, что система смещений с направлением, близким к меридиональному, развита значительно больше, чем это выявлено разведочными работами по месторождению, так как в северо-восточной части наблюдается повышенная хлорито-актинолитовая минерализация, столь характерная для установленных меридиональных сместителей.

Точно также не удалось получить определенных данных о возрастных отношениях указанных смещений.

Исходя из наблюдений в окрестностях месторождений, можно думать, что смещения с простиранием, близким к широтным, возникли немного ранее, чем сместители с простиранием, близким к меридиональным направлениям. Это подтверждается как будто тем, что дайки габбро-диабазов в этом районе при широтном простирании смещаются дислокациями меридионального простирания.

Подмечается, что меридиональные сместители сопровождаются, как правило, серией хлорито-актинолитовых жилок как в рудах, так и во вмещающих породах.

Первичные текстуры руд и размещение текстур внутри рудных шлиров-полос

По характеру первичных текстур хромитовые руды месторождения Спорного различаются: массивные руды, густовкрапленные равнозернистые руды («рябчик»), нодулярные руды, разнозернистые шлировковкрапленные руды, слабополосчатые мелкозернистые вкрапленные руды.

1. Массивные руды. К этому типу мы относим разновидности руд, в которых отсутствует ориентированная текстура и для которых количество зерен хромшпинелидов составляет 85—90% и больше по объему. Нерудным минералом неизмененных разностей является серпентин, реже — хлорит. Размер зерен хромшпинелидов обычно 3—5 мм, но иногда и больше (8 мм). Форма зерен изометричная, с неправильными очертаниями.

2. Густовкрапленные равнозернистые руды. К этому типу мы относим разности руд, в которых количество рудных зерен составляет 65—75% по объему, причем зерна хромшпинелидов имеют 2—3 мм в поперечнике, иногда до 5 мм; в противоположность типу массивных руд, макроскопически видны отдельные зерна хромшпинелидов, разобщенные серпентином (или хлоритом и т. п.).

На месторождении Спорном в таких рудах ясно выраженное полосчатое строение отсутствует. В преобладающей массе руды этого текстурного типа имеют субгедральные формы рудных зерен. В меньшем развитии присутствуют руды, хромшпинелид которых выделяется в зернах неправильно округлой формы, вследствие чего текстура руды является как бы переходной к нодулярной.

Густовкрапленные равнозернистые руды являются здесь преобладающим текстурным типом.

3. Нодулярные хромитовые руды. Нодулярные руды не пользуются большим развитием среди руд месторождения Спорного. Характерно, что нодули таких руд имеют здесь размеры до 2—3 см по длинной оси, всегда вытянуты и несколько сплющены; такие крупнонодулярные руды носят рассеянновкрапленный характер и ассоциируют с безрудными дунитами, с убогими вкрапленными рудами и, реже, с густовкрапленными рудами.

4. Разнозернистые шлирововкрапленные хромитовые руды. Под этим названием мы выделяем руды, имеющие шлирово-такситовое сложение и различные размеры зерен хромшпинелидов, варьирующие от долей миллиметра до 4—5 мм, с резким, однако, преобладанием зерен размером 1—2 мм.

Количество зерен хромшпинелида составляет в таких рудах от 50 до 70% по объему. Подобные руды играют в месторождении существенную роль.

5. Полосчатые вкрапленные руды имеют незначительное развитие. Они представлены мелкозернистыми вкрапленниками, с размером зерен до 1—1.5 мм. Последние слагают тонкие выклинивающиеся пластинки, чередующиеся с серпентиновыми полосками. На поверхности штуфа или забоя полосы вкрапленника не имеют резко выраженной прямолинейности и выдержанности; часто они несколько отклоняются в различные стороны и выклиниваются.

Микроструктуры руд всех типов характеризуются в подавляющем числе случаев субгедральными очертаниями рудных зерен; эвгедральные зерна хромшпинелидов изредка наблюдались в типе массивных руд; сравнительно часто отмечаются включения в рудных зернах мелких зернышек оливина то идиоморфных, то округлых, каплевидных.

Таким образом, в основном, кристаллизация оливина и хромшпинелидов происходила одновременно. Однако, по всей вероятности, кристаллизацию заканчивал оливин, так как наблюдаются жилки дунитов мощностью в несколько сантиметров в рудах различных текстур.

Размещение руд различных текстур внутри шлиров

Маломощные шлирово-полосчатые обособления руд часто сложены рудой какого-либо одного текстурного типа: среднезернистыми густовкрапленными рудами, переходными к подулярному типу, полосчатыми вкрапленниками и т. д.

Более мощные шлировые обособления руд часто в своем пересечении дают следующую картину сочетания текстур (в схеме): лежачий и висячий бока шлиров представлены разнозернистыми вкрапленными рудами с такситовыми обособлениями густовкрапленных среднезернистых руд. По мере удаления от лежачего и висячего боков в глубь шлира, появляются разности среднезернистых густовкрапленных руд, среди которых наблюдаются обособления почти массивных и массивных руд с незначительным содержанием силикатной составной части. Такова обычная схема распределения текстур в крупных рудных шлировых обособлениях. Однако наблюдались значительно более сложные чередования текстурных типов. Появление руд полосчатых текстур приурочено к маломощным шлирам или к местам выклиниваний крупных шлиров.

Характерно, что дунитовые серпентиниты, которые переслаиваются с рудными шлирами, часто отличаются повышенной акцессорной вкрапленностью хромшпинелидов; иногда здесь наблюдаются одиночные обособления крупных нодулей (до 2 см), расположенных в цепочки, согласно с падением рудных шлиров.

Послерудные гидротермальные проявления

По наблюдениям в шурфах и по кернам скважин, проявления гидротермальной деятельности выражаются в серпентинизации и образовании актинолитовых и хлоритовых аггрегатов.

Серпентинизация на территории месторождения Спорного и за пределами его проявлена в высшей степени интенсивно. Вмещающие дуниты и силикатная часть руд почти нацело состоят из серпентина, и только в более глубоких горизонтах (70—90 м) серпентиниты содержат реликты первичных минералов — оливина, ромбического пироксена и, реже, моноклинного пироксена-диопсида. Процессами серпентинизации оливин обычно изменен в хризотил, значительно реже в антигорит; ромбический пироксен — в бастит.

Спорадически встречающиеся в серпентинитах в пределах месторождения зерна диопсида в серпентин не превращаются.

Актинолитизация и хлоритизация наблюдаются в пределах месторождения Спорное в одних и тех же зонах. В площадном распространении этих минералов выделяются два участка (см. геологический план).

Первый, больший участок располагается в западной и юго-западной частях разведываемой площади; второй, меньший — в северо-восточной его части.

В первом участке развито наибольшее число тектонических нарушений; во втором — они еще не выявлены.

Актинолит и хлорит в большинстве случаев образуют жилы и жилки мощностью от нескольких миллиметров до 10 см. Жилы имеют различные азимуты падений, часто расчленяются на несколько более мелких жилок и секут как рудные тела, так и вмещающие дуниты. Характерна также приуроченность хлорито-актинолитовых жилок к контактам лежачего и висячего боков рудных шлиров. Экзоконтакты жилок как в рудных обособлениях, так и во вмещающих серпентинитах обогащены хлоритом, образующимся за счет оливина или серпентина. Хлоритизация около обособленных жилок распространяется на расстояние 3—10 см от жилки. При густом же расположении хлорито-актинолитовых жилок хлоритизация захватывает более широкие зоны (до нескольких десятков сантиметров).

Обычно актинолитовые жилы и жилки содержат в своем составе хлорит. В шлифе наблюдается, что хлорит развивается по актинолиту, образуя аггрегатные псевдоморфозы.

Изучение взаимоотношений актинолита и силикатной составной части руд показало, что актинолит замещал, по всей вероятности, оливин, а не серпентин, так как последний иногда заполняет трещины в актинолите. Прямых наблюдений по взаимоотношениям оливина и актинолита мы не имеем, так как оливин не сохранился.

Таким образом, определенная часть тектонических подвижек в месторождении Спорном сопровождалась циркуляцией по трещинам и капиллярам горячих растворов, из которых выделялись актинолит и хлорит, частью непосредственно в трещинах, частью метасоматически замещая первичные силикаты руд и вмещающие дуниты.

Проявления древнего выветривания

Хромитовые руды месторождения Спорного, так же как и вмещающие породы, в связи с нахождением их в зоне распространения процессов древнего выветривания, испытывают в верхних горизонтах месторождения существенные изменения состава и строения. Вмещающие непосредственно или чередующиеся с рудными полосами и шлирами серпентиниты в поверхностных горизонтах превращены в охристые, контронитизированные, силифицированные и выщелоченные разности серпентинитов.

Охристые серпентиниты, точнее просто охры, состоят главным образом из гидроокислов железа и зерен остаточного хромита и представляют собой рыхлые массы, ярко окрашенные в буровато-красные и желтоватые тона.

Контронитизированные серпентиниты представляют собой глиноподобные массы темнозеленого и буро-зеленого цветов, состоящие главным образом из ферримонтмориллонита (см. стр. 140) и хромшпинелида; обычно присутствуют также реликтовый серпентин, опал, халцедон и гидроокислы железа.

Среди силифицированных серпентинитов встречаются как нацело силифицированные, так и частично, лишь по трещинам. Нацело силифицированные серпентиниты представляют собой весьма плотные, каменистые, обычно бесструктурные породы, окрашенные в буроватые

тона; состоят главным образом из халцедона, опала, реже кварца, гидроокислов железа и зерен хромшпинелида; иногда сохраняется реликтовая петельчатая текстура серпентинита. В разностях, силифицированных по трещинам, в ядрах сетки трещин сохраняется серпентин, сильно выветрелый.

Выщелоченные серпентиниты представляют зеленовато-серую или буроватую трещиноватую породу, из которой значительное количество серпентина вынесено. Такие серпентиниты богаты карбонатами, опалами, как в массе породы, так и в секущих прожилках. Особенно много карбонатов в нижних частях зоны выщелоченных серпентинитов, где магнезит образует обильные, различного размера стяжения и прожилки.

Аналогичные изменения испытывают и силикаты, входящие в состав руд. В связи с этим, среди руд верхних горизонтов месторождения выделяются такие разности:

1) плотные руды силифицированные, с опало-халцедоно-кварцевым цементом;

2) плотные руды, первичная силикатная часть которых лишь частично выщелочена или замещена карбонатами, опалом, халцедоном и другими гипергенными минералами;

3) рыхлые руды с сильно выщелоченной силикатной частью и

4) порошковатые руды с почти нацело выщелоченной силикатной частью.

По сложению и минералогическому и химическому составу названные разности вполне аналогичны соответствующим типам руд месторождения Гигант, подробно охарактеризованным ниже (см. стр. 143). Чтобы не повторять описания, ограничимся приведением лишь таблицы валовых химических анализов руд месторождения Спорного, в той или иной мере затронутых древним выветриванием. Химизм самих хромшпинелидов будет подробно разобран в следующем разделе. Выводы этой таблицы аналогичны заключениям, сделанным при рассмотрении химизма соответствующих руд месторождения Гигант (стр. 144), что освобождает нас от их изложения.

Таблица 11

Химический состав хромовых руд месторождения Спорного, подвергшихся древнему выветриванию

Окислы	Порошковатые руды	Рыхлые руды	Плотные силифицированные руды		
	1	2	3	4	5
SiO_2	1.48	3.52	23.68	31.61	48.99
Al_2O_3	9.36	9.23	6.72	7.06	5.45
Cr_2O_3	61.62	59.36	44.27	39.57	26.93
Fe_2O_3	11.19	9.46	10.78	5.37	7.02
FeO	2.82	3.83	2.45	5.62	2.71
MgO	12.84	14.70	10.94	9.10	6.37
NiO	0.03	0.15	0.04	0.04	0.15
CaO	—	0.00	0.20	—	—
CO_2	следы	—	—	0.52	—
$\pm H_2O$	0.68	—	—	1.63	2.56
Сумма	100.02	100.25	99.08	100.52	100.18

1. Обр. № 123/38 г., шурф № 104, порошковатые хромовые руды с хлоритом и охрами.
2. Обр. № 122/38 г., шурф № 108, рыхлые хромовые руды с хлоритом и охрами.
3. Обр. № 105/38 г., шурф № 105, плотные силифицированные хромовые руды с прожилками кварца и окремневшего хлорита, первичная текстура не сохранилась.

4. Обр. № 152/38 г., шурф № 237, плотные силифицированные хромовые руды, с опалом, халцедоном, охрами и серпентином; первичная текстура не сохранилась.
5. Обр. № 113/38 г., шурф № 112, ячеисто-ноздреватые силифицированные хромовые руды с опалом и халцедоном; первичная текстура не сохранилась.

Пространственное расположение приведенных типов гипергенно измененных дунитовых, серпентинитов и хромовых руд может быть обрисовано лишь в общих чертах, так как разведка далеко еще не закончена.

Прежде всего отчетливо вырисовывается отсутствие простой схемы последовательности горизонтов выветривания, подобной той, какая наблюдается для ультраосновных пород Кемпирсайского массива в участках однородного состава и слабо тектонически нарушенных. Нормальная последовательность горизонтов в этих случаях, по данным исследователей никелевых месторождений, такова (сверху вниз): охры — нонтроиты — выщелоченные серпентиниты — неизмененные серпентиниты.

В некоторых случаях в верхних частях профиля появляется горизонт силифицированных серпентинитов.

Чередование дунитовых серпентинитов с рудными шлирами и полосами, трещиноватость пород, тектоническая нарушенность района месторождения обусловили значительные здесь отступления в фактическом распределении типов гипергенно измененных серпентинитов и руд от идеальной последовательности. В особенности это сказывается на взаимном расположении силифицированных серпентинитов, охр и нонтронитов, так же как и соответствующих им по характеру изменений силифицированных, сыпучих и рыхлых руд.

Так, охры залегают не только на нонтронитах, но весьма часто встречаются и под ними, в виде маломощных (1—2 м) прослоев, чередующихся с нонтронитами. Нередко нонтроиты и охры наблюдаются и в верхних частях горизонта выщелоченных серпентинитов.

Силифицированные серпентиниты не слагают какого-либо определенного горизонта, но наблюдаются и среди охр, и среди нонтронитов, и среди выщелоченных серпентинитов.

Морфологию силифицированных серпентинитов на данном месторождении точно установить не удается, и можно лишь высказать предположение, что они образуют глыбообразные блоки неправильной формы, не имеющие широкого площадного распространения.

Выщелоченные серпентиниты являются нижним горизонтом и имеют мощность до 25—30 м.

Вследствие такого своеобразного распространения отдельных типов измененных серпентинитов нам удается наметить лишь общую схему их распределения (сверху вниз), объединяя нонтроиты и охры и не выделяя самостоятельного горизонта силифицированных серпентинитов:

1) нонтроиты и охры,
2) выщелоченные нонтронитизированные и обохренные серпентиниты,
3) собственно выщелоченные серпентиниты.

В качестве примера приводим продольный профиль месторождения Спорного (фиг. 58).

Нонтроиты и охры встречаются обычно до глубины 10—13 м. В верхних частях этой зоны, до глубины 5—7 м, встречаются участки силифицированных серпентинитов. Однако не редки случаи, когда силифицированные серпентиниты залегают в выщелоченных.[1] Далее, с 10—13 до 18—25, а иногда до 30 м и более (скв. № 60) идет зона выщелоченных нонтронитизированных и обохренных серпентинитов, в которых часто можно наблюдать обохривание и нонтронитизацию.[2]

[1] Скв. № 74, глуб. 23—26 м; скв. № 77, глуб. 20—22 м; скв. № 67, глуб. 16—26 м и др.

[2] Скв. № 60, глуб. 16.5—17, 23.6, 30 м; скв. № 77, глуб. 18.5 м; скв. № 67, глуб. 21 м.

И ниже, до глубины 45—50 м, идет зона собственно выщелоченных серпентинитов, в которой встречается значительное количество жилок и стяжений магнезита, а нередко и жилок опала.

В распределении различно измененных в условиях древнего выветривания руд наблюдаются следующие особенности.

В поверхностных частях (верхние 10—20 м) месторождения Спорного наиболее распространены рыхлые руды; порошковатые и силифицированные руды имеют незначительное распространение. Рыхлые руды приурочены главным образом к контронито-охристой зоне изменения вмещающих и чередующихся с рудными шлирами серпентинитов, но встречаются также и в верхних горизонтах зоны выщелоченных контронитизированных и обохренных серпентинитов, залегая обычно до глубины 10—20 м; они составляют примерно 25—40% от общего количества вскрытой пока разведками руды.

Порошковатые руды развиты в самой поверхностной части месторождения, как бы на «головах» рудных полос и шлиров; нерезкая нижняя граница их с рыхлыми рудами представляет крайне неправильную карманообразную поверхность; мощность порошковатых руд по вертикали обычно не превышает 3—4 м. Преимущественным развитием порошковатые руды пользуются в тектонически более нарушенной западной части рудного поля и в особенности в юго-западном его участке. Однако установить непосредственное отношение сыпучих руд к конкретным тектоническим смещениям пока не удалось. Общее количество порошковатых руд в разведываемой части месторождения не превышает, по ориентировочному подсчету, 6—8% от общего запаса руд.

Силифицированные руды находятся обычно в верхнем горизонте контронито-охристой зоны (до глубины 8—10 м) и представлены обособленными, неправильной формы блоками, заключенными в рыхлых рудах, причем такие блоки распространены не повсеместно и мощность их в вертикальном разрезе большей частью не превышает 3—4 м. Силифицированные руды иногда располагаются и в более глубоких горизонтах, но в незначительном количестве. Количество силифицированных руд не превышает 2—4% общей массы руды.

Руды плотные, приуроченные к зоне выщелоченных контронитизированных и обохренных серпентинитов и к зоне собственно выщелоченных серпентинитов, получают преимущественное распространение с горизонта 10—20 м и составляют примерно 50—65% от общего количества руды, считая до разведанной пока глубины 50 м.

Необходимо указать, что границы (в вертикальном разрезе) между отдельными типами руд имеют невыдержанный характер, образуя нередко глубокие «карманы», в связи с чем не представляется возможным более точно определить глубины залегания различных типов руд.

Учитывая такое своеобразие в распределении типов руд, а также степень разведанности месторождения, приходится признать приведенные здесь цифры ориентировочными, хотя и освещающими в общем количественные соотношения отдельных типов гипергенно измененных руд.

Таким образом, изменение хромовых руд под влиянием процессов древнего выветривания сводится к механическому разрушению руд и к изменению как химического состава самого хромшпинелида, так и химического и минералогического составов силикатной части руд.

Изменение химического состава хромшпинелидов подробно рассматривается ниже (стр. 107); оно выражается в окислении закисного железа в окисное и, возможно, частичном выносе Mg, что, однако, не снижает качества руд. Изменение химического и минералогического составов силикатной части сводится в основном к контронитизации, обохриванию и силификации.

Эти изменения приводят к образованию трех категорий руд (рыхлых, порошковатых и силифицированных), промышленные качества которых отличаются от обычных хромовых руд.

Руды рыхлые и порошковатые представляют собой природный концентрат, в котором содержание Cr_2O_3 достигает 60—62%. Вместе с тем они облегчают разработку верхних частей месторождения. Однако эти руды создают затруднения при перевозке (большой процент потерь) и без примеси кусковых руд затрудняют технологический процесс. Эти отрицательные качества могут быть устранены либо путем брикетирования руд непосредственно на месте, либо же применением такого способа плавки, который не требовал бы специально кусковатых руд.[1]

При изменении химического и минералогического составов силикатной части руд наиболее неблагоприятен процесс силификации. Как показывают анализы, силифицированные руды характеризуются пониженным содержанием Cr_2O_3. Однако относительное количество этих руд в месторождениях не велико, и в смеси с порошковатыми они вполне рентабельны. Кроме того, для современного технологического процесса, основанного на использовании кусковатых руд, примесь плотных силифицированных руд к рыхлым и порошковатым даже желательна.

Необходимо подчеркнуть, что в месторождении Спорном на более глубоких горизонтах распространены руды, не измененные процессами древнего выветривания. С переходом на эксплоатацию этих более глубоких горизонтов руды пойдут плотные, кусковатые, но с несколько пониженным содержанием Cr_2O_3, за счет исчезновения рыхлых и порошковатых руд. Однако, несмотря на некоторое уменьшение содержания Cr_2O_3, плотные руды более глубоких горизонтов все же весьма ценны и вполне пригодны для выплавки феррохрома на существующих заводах.

Минералого-химическая характеристика хромитовых руд месторождения Спорного

Благодаря интенсивно проявившемуся древнему выветриванию минералогический состав руд верхних горизонтов месторождения обогатился рядом гипергенных минералов (см. ниже). В более глубоких горизонтах, по наблюдениям в кернах скважин, в составе руд обычно принимают участие хромшпинелид и серпентин, развившийся по оливину. Реликты последнего сохраняются весьма редко, обычно только во включениях в хромшпинелиде. Серпентин в основном представлен хризотилом, реже антигоритом, а в трещинах и пустотах выделяется серпофит; в небольших количествах присутствует «рудная пыль», по всей вероятности магнетит, обычно в шнурах хризотила.

Минераграфическое исследование полированных шлифов показало отсутствие сульфидов и самородных металлов (платины, меди и др.). В небольшом количестве, но неизменно встречаются актинолит (хромовый) и хромовый хлорит (родохром и кеммererит), слагающие маломощные жилы и прожилки в руде; вопрос об их генетической связи с рудообразованием остается открытым. В рудах, находящихся в зоне выветривания, отмечены следующие гипергенные минералы: опал, халцедон, кварц, аморфный и тонкозернистый магнезит, доломит, минералы группы бурого железняка ферримонтмориллонит, арагонит и др.

При дальнейшем изложении мы остановимся на подробной характеристике главным образом хромшпинелидов и дадим краткую общую хими-

[1] В период напечатания настоящей работы такой способ был найден и широко внедрен в практику Челябинского завода ферросплавов. Новый метод плавки сыпучих и рыхлых руд, названный «бесфлюсовым», весьма экономичен, дает высокий процент извлечения хрома из руды. Вопрос о брикетировании рыхлых руд теперь совершенно отпал. (Ред.).

ческую характеристику руд. Описание гипергенных минералов мы здесь не приводим, так как соответствующие минералы месторождения Спорного ничем не отличаются от таковых месторождения Гигант (описанных ниже, стр. 140).

Хромшпинелиды, не подвергшиеся вторичным изменениям, представляют собой минерал черного цвета с металловидным блеском. Размеры зерен для руд различных текстур варируют от долей миллиметра до 1 см. В проходящем свете неизмененные хромшпинелиды хорошо просвечивают густым вишнево-красным цветом.

Для изучения химического состава рудообразующих хромшпинелидов нами была подобрана серия штуфных проб, представляющих, с одной стороны, руды различных текстур, а с другой — различные участки отдельных, типичных по строению рудных шлиров. Из взятых проб отмыванием в лотке были получены рудные концентраты.

Сводная таблица химических анализов, относящихся к неизмененным хромшпинелидам (см. табл. 12), показывает, что первичный состав хромшпинелидов в отношении главных окислов больших вариаций не претерпевает и достаточно постоянен.

Так, содержание окислов изменяется в пределах:

Cr_2O_3	40.2 — 41.3% мол.
Al_2O_3	7.3 — 8.5
Fe_2O_3	1.0 — 2.2
MgO	32.1 — 37.2
FeO	12.8 — 17.9

Постоянно отмечается присутствие TiO_2 — 0.17—0.19% весовых, P_2O_5 — 0.04—0.07%, NiO — 0.06—0.08%, MnO — 0.11—0.17%.

Спектральное изучение проб хромитовых руд на платину дало отрицательные результаты.[1]

Характеристика проб, взятых для анализов

1. Обр. № 30/38 г., скв. № 58, глубина 54 м, средняя часть шлира, имеющего мощность в 9 м. Густовкрапленные хромитовые руды с серпентином и карбонатами. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают.
2. Обр. № 31/38 г., скв. № 58, глубина 57 м, контакт лежачего бока шлира мощностью 8 м. Среднезернистые вкрапленные хромитовые руды с серпентином и карбонатами. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают.
3. Обр. № 32/38 г., скв. № 58, глубина 34 м, средняя часть шлира, имеющего мощность 0.75 м. Среднезернистые вкрапленные хромитовые руды с серпентином, карбонатом и опалом. Зерна хромшпинелидов в прозрачном шлифе просвечивают в центральных частях, по краям имеют узкие непросвечивающие каемки.
4. Обр. № 6/38 г., шурф 111. Густовкрапленные хромитовые руды с опалом, халцедоном и серпентином. В прозрачных шлифах зерна хромшпинелидов просвечивают.
5. Обр. № 33/38 г., скв. № 63, глубина 18 м, висячий бок шлира, имеющего мощность 1.25 м. Густовкрапленные хромитовые руды с серпентином и карбонатами.
6. Обр. № 27/38 г., шурф 147, приконтактовая часть мощного рудного шлира. Густовкрапленные хромитовые руды с халцедоном, карбонатами и окислами железа. Зерна хромшпинелидов в прозрачных шлифах имеют непросвечивающие участки неправильной формы.
7. Обр. № 28/38 г., шурф № 147, средняя часть мощного шлира. Густовкрапленные хромитовые руды с серпентином, карбонатами и опалом. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают лишь в центральных частях зерен.
8. Обр. № 16/38 г., шурф № 105. Нодулярные хромитовые руды с кварцем, опалом и карбонатами. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают лишь в отдельных участках.
9. Обр. № 123/38 г., шурф № 104. Естественно обогащенный концентрат. Хромитовые руды с хлоритом, опалом и халцедоном. Хромшпинелиды не просвечивают.
10. Обр. № 10/38 г., шурф № 119. Густовкрапленные хромитовые руды с опалом и халцедоном. Хромшпинелиды не просвечивают.
11. Обр. № 9/38 г., шурф № 119. Мелкозернистые хромитовые руды с опалом и халцедоном, окислами железа и карбонатами. Хромшпинелиды не просвечивают.

[1] Чувствительность спектрального определения платины не превышает 15 г/т.

Химические анализы[1] концентратов неизменных

Окислы	1				2				3			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %
SiO_2	1.11	018	—	—	1.11	018	—	—	0.73	012	—	—
TiO_2	0.11	001	078	7.9	0.17	002	084	8.5	0.19	002	077	7.6
Al_2O_3	7.93	077			8.35	082			7.65	075		
Cr_2O_3	61.41	404	402	40.8	60.39	397	397	40.5	62.90	414	414	40.2
Fe_2O_3	2.12	013	013	1.3	1.47	009	009	1.0	3.41	021	021	2.2
FeO	12.00	167	167	17.0	12.52	174	177	17.9	9.64	134	136	12.8
MnO	—	—	—	—	0.19	003			0.16	002		
MgO	15.06	377	326	33.0	14.51	362	316	32.1	15.70	391	382	37.2
NiO	—	—	—	—	0.06	001			0.08	001		
CaO	0.24	005	—	—	0.16	003	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	0.06	—	—	—	0.06	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\pm H_2O$	0.45	025	—	—	0.08	004	—	—	0.02	001	—	—
Сумма	100.43	—	—	100.0	99.07	—	—	100.0	100.54	—	—	100.0
Исключенные при пересчете нерудные минералы	Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Магнезит, доломит				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Магнезит, доломит				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Магнезит, опал			
R_2O_3:RO	1.00				1.00				1.00			
Cr_2O_3:«FeO»	4 4				4.4				4.9			
Минеральный вид, по А. И. Болдыреву	Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$ . . 15.8%				16.9				15.1			
	$MgO \cdot Cr_2O_3$ . . 50.3%				47.4				59.1			
	$FeO \cdot Cr_2O_3$ . . 31.2%				33.7				21.3			
	$FeO \cdot Fe_2O_3$ . . 2.7%				2.0				4.5			
	Сумма 100.0%				100.0				100.0			

[1] Химические анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР

Таблица 12

хромшпинелидов из руд месторождения Спорного

4				5				6				7			
Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав молек. %
6.76	112	—	—	0.78	013	—	—	9.43	157	—	—	1.22	020	—	—
0.19	002	—	—	0.21	003	086	8.4	0.19	002	068	7.3	0.17	002	073	7.6
7.32	072	075	7.9	8.51	083			6.75	066			7.20	071		
58.39	384	384	40.3	61.47	405	405	40.2	58.31	384	384	41.3	59.76	393	393	41.0
2.68	017	017	1.8	2.67	017	017	1.4	3.54	022	020	1.4	4.49	028	028	1.4
10.26	143	145	15.2	10.31	143	146	15.0	8.91	124	126	15.1	8.46	118	120	15.4
0.17	002			0.20	003			0.17	002			0.17	002		
13.56	339	332	34.8	14.94	373	354	35.0	13.13	328	325	34.9	14.90	372	333	34.6
0.06	001			0.07	001			0.09	001			0.08	001		
0.08	—	—	—	0.32	005	—	—	0.24	004	—	—	0.86	015	—	—
0.07	—	—	—	0.07	—	—	—	0.04	—	—	—	0.07	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.78	046	—	—
0.11	006	—	—	0.05	003	—	—	0.08	004	—	—	0.10	006	—	—
99.65	—	—	100.0	99.60	—	—	100.0	100.89	—	—	—	99.25	—	—	100.0
Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Халцедон, опал				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Магнезит, доломит				Халцедон, опал, доломит и водные окиси железа				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Доломит, опал			
1.00				1.02				1.05				1.09			
4.6				4.8				4.8				4.8			
Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит			
15.7				16.8				14.6				15.2			
53.8				53.2				55.2				54.0			
26.9				27.2				27.4				27.9			
3.6				2.8				2.8				2.9			
100.0				100.0				100.0				100.0			

ст. научн. сотрудником химиком Н. В. Лазаревым.

Таблица 13

Химические анализы[1] концентратов измененных хромшпинелидов из руд месторождения Спорного

Окислы	8				9				10				11			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичный состав; молек. %
SiO_2	2.93	049	—	—	1.48	025	—	—	2.61	043	—	—	5.21	087	—	—
TiO_2	0.21	003	085	8.7	—	—	—	—	0.18	002	081	8.3	0.16	002	076	8.1
Al_2O_3	8.37	082			9.36	092	088	8.9	8.12	079			7.56	074		
Cr_2O_3	60.02	395	395	40.4	61.62	405	405	40.9	61.60	405	405	41.7	59.56	392	392	41.9
Fe_2O_3	9.74	061	061	0.9	11.19	070	070	0.2	12.83	080	072	—	13.41	084	080	—
FeO	5.88	082	085	19.2	2.82	039	039	17.6	2.04	028	030	19.2	2.34	032	034	21.3
MnO	0.19	003			—	—			0.17	002			0.18	002		
MgO	12.04	301	302	30.8	12.84	321	321	32.4	11.97	299	300	30.8	10.76	269	269	28.7
NiO	0.06	001			—	—	—	—	0.07	001			0.05	—	—	—
CaO	сл.	—	—	—	—	—	—	—	0.06	001	—	—	0.14	002	—	—
V_2O_5	0.06	—	—	—	—	—	—	—	0.06	—	—	—	0.07	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\pm H_2O$	0.05	003	—	—	0.68	038	—	—	0.25	014	—	—	0.12	007	—	—
Сумма	99.55	—	—	100.0	99.99	—	—	100.0	99.96	—	—	100.0	99.58	—	—	100.0
Исключенные при пересчете неруд ные минералы	Кварц Опал				Опал Халцедон Хлорит состава Sp_1At_1				Опал Халцедон				Опал Халцедон Окислы железа			
R_2O_3:RO	1.40				1.61				1.69				1.80			
Cr_2O_3:«FeO»	3.8				4.8				4.6				4.1			

[1] Химические анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР ст. научн. сотрудником химиком П. А. Волковым.

Состав хромшпинелидов в молекулярных группировках, предложенных А. Г. Бетехтиным, варьирует следующим образом: $MgAl_2O_4$ — от 15.0 до 17.0%, $MgCr_2O_4$ — от 47.4 до 59.1%, $FeCr_2O_4$ — от 21.3 до 33.7% и $FeFe_2O_4$ — от 2.0 до 4.5%.

По существующей классификации хромшпинелидов все анализированные хромшпинелиды относятся к одному минеральному виду — магнохромиту.

На диаграммах (фиг. 60 и 61) нанесены посредством фигуративных точек и векторов составы хромшпинелидов нескольких месторождений Ю. Урала; поле А отвечает в обеих диаграммах составу рудообразующих хромшпинелидов месторождения Спорного.

Данные о химическом составе измененных хромшпинелидов приводятся в табл. 13.

Хромшпинелиды месторождения Спорного, испытавшие изменения, отличаются от неизмененных макроскопически по блеску: последний в них исчезает, хромшпинелиды приобретают землисто-матовый излом; легко крошатся.

Измененные руды месторождения Спорного залегают в зоне коры выветривания. Под микроскопом мы находим в них структурные и минералогические особенности, вполне аналогичные ранее описанным на стр. 73 и сл. для гипергенно измененных руд Северно-Кемпирсайских месторождений.

На этом основании мы полагаем, что и изменение хромшпинелидов месторождения Спорного произошло в результате древнего выветривания, в результате действия гипергенных факторов.

Химический состав неизмененных и измененных хромшпинелидов, приведенный в табл. 12 и 13, перечислен в табл. 14 и 15 на 100% весовых. Вычисленные составы графически сведены на диаграмме фиг. 62. Во всех случаях анализы расположены в порядке возрастания отношения $R_2O_3 : RO$, являющегося показателем степени измененности.

Таблица 14

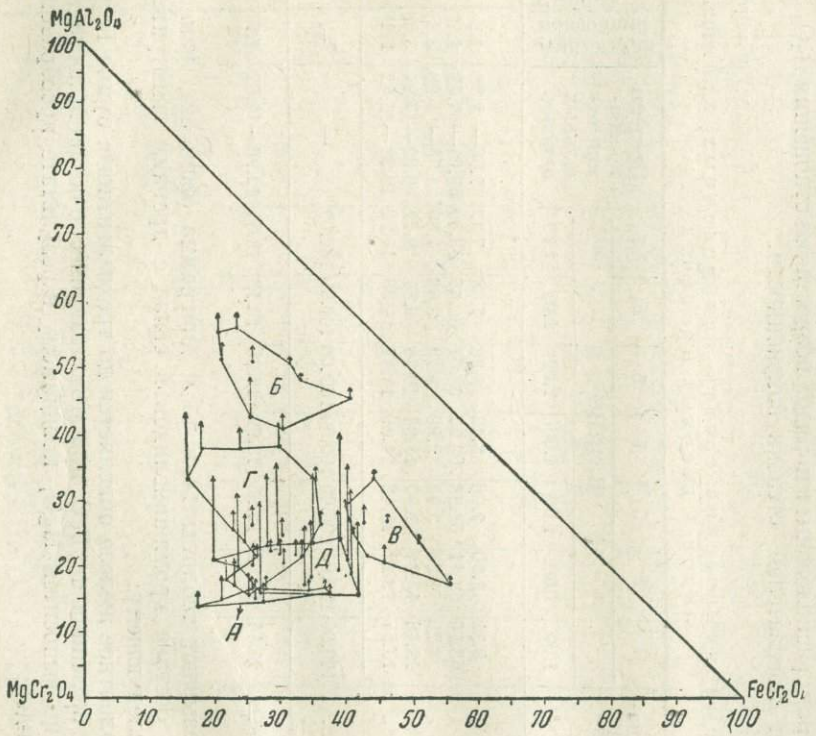
Вычисленный химический состав неизмененных хромшпинелидов в весовых процентах

№ анализов / Окислы	1	2	3	4	5	6	7	Пределы колебаний отдельных окислов	Амплитуда колебаний	Среднее арифметическое
	$R_2O_3:RO$									
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.02	1.05	1.09			
Al_2O_3	8.34	8.90	7.90	8.13	8.98	7.68	7.87	7.68— 8.98	1.3	8.25
Cr_2O_3	63.46	63.11	63.38	63.27	63.04	64.47	63.89	63.04—64.47	1.4	63.51
Fe_2O_3	2.20	1.53	3.43	2.90	2.73	3.53	4.80	1.53— 4.80	3.3	3.02
FeO	12.46	13.24	9.87	11.31	10.78	9.54	9.22	9.22—13.24	4.0	10.99
MgO	13.54	13.22	15.42	14.39	14.47	14.38	14.22	13.22—15.42	2.2	14.23
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	—	—	100.00
Суммарное «FeO»	14.44	14.62	12.96	13.92	13.24	13.12	13.54	12.96—14.62	1.7	13.71

Как показывают таблицы 14 и 15 и диаграмма (фиг. 62), изменение химического состава хромшпинелидов в связи с древним выветриванием сводится к следующему:

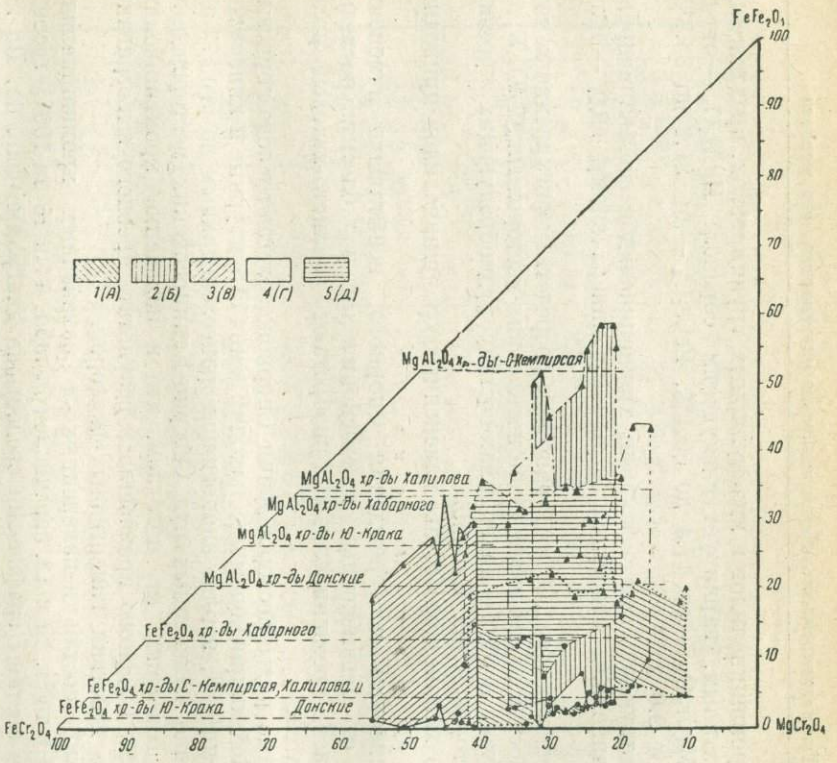
а) двухвалентное железо окисляется до трехвалентного; сумма Fe_2O_3 + + FeO, перечисленная на FeO, при этом практически остается постоянной;

б) частично выносится MgO, повидимому в результате преобразования хромшпинелидов;



Фиг. 60. Диаграмма химического состава рудообразующих хромшпинелидов хромитовых месторождений Южного Урала

А — поле химического состава хромшпинелидов Донских месторождений; *Б* — то же С.-Кемпирсайского месторождения; *В* — Кракинских месторождений; *Г* — Халиловских месторождений; *Д* — Хабарнинских месторождений. Вектор выражает содержание условной молекулы $FeFe_2O_4$. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.



Фиг. 61. Диаграмма химического состава рудообразующих хромшпинелидов хромитовых месторождений Южного Урала

1 — поле химического состава хромшпинелидов Донских месторождений; *2* — то же С.-Кемпирсайского месторождения; *3* — Кракинских месторождений; *4* — Халиловских месторождений, *5* — Хабарнинских месторождений. Вектор выражает содержание условной молекулы $MgAl_2O_4$. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

Таблица 15

Вычисленный химический состав измененных хромшпинелидов в весовых процентах

№ анализов / Окислы	8	9	10	11	Пределы колебаний отдельных окислов	Амплитуда колебаний
	R_2O_3 : RO					
	1.40	1.61	1.69	1.80		
Al_2O_3	8.90	9.27	8.68	8.38	8.38— 9.27	0.9
Cr_2O_3	62.24	63.51	64.46	63.73	62.24—64.46	2.2
Fe_2O_3	10.10	11.54	12.03	13.69	10.10—13.69	3.0
FeO	6.29	2.90	2.31	2.69	2.31— 6.29	4.0
MgO	12.47	12.78	12.52	11.51	11.51—12.78	1.3
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	—	—
Суммарное «FeO»	15.38	13.29	13.14	15.01	13.29—15.38	2.1

в) Al_2O_3 и Cr_2O_3 не претерпевают количественных изменений.

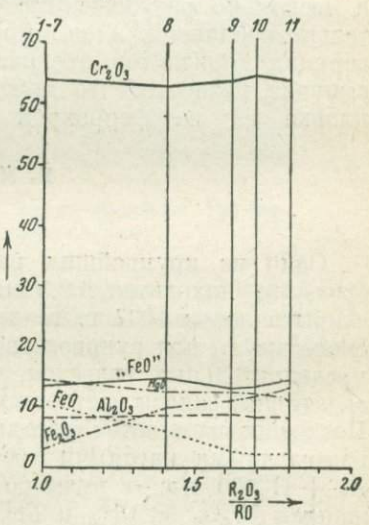
В связи с изменением хромшпинелидов R_2O_3 : RO отклоняется от единицы.

Химизм гипергенного изменения хромшпинелидов отличается от гидротермального метаморфизма, подробно разобранного в работе С. А. Кашина (1937), отсутствием заметного выноса глинозема и значительно меньшим выносом магния.

Сводка по месторождению Спорному

Район месторождения Спорного сложен породами дунитового состава с подчиненными шлировыми обособлениями гарцбургитов. Восточнее месторождения в краевой части массива развиты породы перидотитового состава (гарцбургиты, лерцолиты). Вмещающие породы и рудное тело месторождения сильно изменены процессами древнего выветривания до глубины 40—50 м.

Рудное тело представлено системой шлиров-полос, чередующихся с безрудными дунитами. Азимут падения такой пачки шлиров 240—285° с углом падения 50—55°. Мощность отдельных шлиров-полос от нескольких сантиметров до 20—45 м, длина по простиранию 100—200 м, выявленные протяжения по падению 50—60 м. По простиранию шлиры иногда сливаются в один более мощный шлир.



Фиг. 62. Диаграмма изменений химического состава хромшпинелидов хромитовых руд Донских месторождений под влиянием древнего выветривания. Составил Н. В. Павлов, 1938 г.

Характер контактов рудных шлиров-полос с вмещающими дунитами различный; наблюдаются как резкие контакты, так и постепенные переходы от дунитов к вкрапленным и густовкрапленным рудам. Явно инъекционных контактов не отмечалось.

Преимущественным развитием среди первичных текстур руд пользуются густовкрапленные и близкие к нодулярным. Минералогический состав руд, не измененных вторичными процессами, прост: они состоят из хромшпинелидов, серпентина и реликтов оливина. Интенсивно проявленные гипергелные преобразования руд значительно увеличивают число минералов в их составе.

Нерудными минералами в этом случае являются кроме серпентина и хлорита — опал, халцедон, ферримонтмориллонит, охры и другие гипергенные минералы.

Хромшпинелид месторождения Спорного, равно как и других месторождений Донской группы, относится к одному минеральному виду — магнохромиту. Неизмененные рудообразующие хромшпинелиды отличаются большим постоянством своего состава, не зависящего от текстурных типов руд и от местоположения в данном рудном шлире или полосе. Содержание Cr_2O_3 колеблется в них в узких пределах — от 63.0 до 64.5% весовых, Al_2O_3 — от 7.6 до 9.0, Fe_2O_3 — от 1.5 до 4.8, FeO — от 9.2 до 13.2 и MgO — от 13 до 16%.

Отношение Cr_2O_3 : «FeO» стоит на весьма высоком уровне — от 4 до 5.

Гипергенные изменения хромшпинелидов в химическом отношении сводятся к окислению закисного железа в окисное и местами к незначительному выносу MgO, в связи с чем меняются их физические свойства (просвечиваемость, твердость).

Древнее выветривание привело к тому, что верхние горизонты месторождения (до 50 м) в той или иной мере естественно обогатились полезным компонентом (Cr_2O_3) за счет выноса силикатной составной части руды. Однако в связи с этим появились, правда — в незначительных количествах, и несколько разубоженные руды — силифицированные, в форме сравнительно небольших линз, блоков и т. п. В преобладающей же массе руды верхних горизонтов превращены в рыхлые, мелкокусковатые, частично сыпучие разности, что может вносить некоторые затруднения при проплавке их на феррохром существующими методами.[1]

Б. Месторождение Гигант [2]

В. П. Логинов

Одно из крупнейших разведанных месторождений района — Гигант (фиг. 63) находится в 2.5 км к З от пос. Донского. Месторождение было открыто летом 1937 г. геолого-поисковой партией Казахского геологического треста под руководством геолога А. К. Конева (1938). В результате предварительных разведок, произведенных этой партией в 1937 г., перспективные запасы месторождения определялись А. К. Коневым в 250 тыс. т. Последовавшая затем детальная разведка этого месторождения геолого-разведочными партиями треста Союзхромит дала запасы по категориям $A_2 + B$ 760 тыс. т руды со средневзвешенным по месторождению содержанием Cr_2O_3 54.15% и FeO (по 61 пробе) 12.9%.

Месторождение было обследовано нами (силами 1-го хромитового отряда) еще в стадии предварительной разведки летом 1937 г. и кратко описано в предварительном и окончательном отчетах 1-го хромитового отряда Южноуральской экспедиции Академии Наук СССР за 1937/38 г.

Более детальное описание месторождения Гигант приводится в промышленном отчете Донской партии треста Союзхромит (Алешин и др., 1938). В тексте отчета кратко описывается геологическое строение участка

[1] См. сноску на стр. 102.

[2] Старое название месторождения, до геолого-разведочных работ 1938 г., «1-е Донское».

месторождения, форма рудного тела, тектонические нарушения и, более подробно, качественный состав руд, запасы и т. д.

В приложениях к отчету даются весьма ценные графические материалы, как то: многочисленные меридиональные и широтные профили рудного тела и планы его на различных горизонтах, зарисовки шурфов и колонок буровых скважин и т. д. Часть из этих иллюстративных материалов прилагается, с согласия главного геолога треста Союзхромит, к данному тексту.

К моменту обследования месторождения Гигант хромитовой группой Академии Наук СССР в 1938 г. значительная часть разведочных шурфов уже обвалилась или была завалена в связи с развернувшейся эксплоатацией хромитового рудника Гигант. Поэтому изучению подверглись главным образом керны 26 буровых скважин, которыми были разведаны глубокие горизонты месторождения. Главной целью наших научно-исследо-



Фиг. 63. Эксплоатационная выемка на месторождении Гигант (Донская группа хромитовых месторождений)[1]

вательских работ на месторождении являлось изучение геологических условий и формы залегания рудного тела, химико-минералогического состава руд и выяснение на основании анализа рудных текстур главнейших этапов рудообразования.

Изверженные породы рудоносного комплекса

Месторождение Гигант располагается в той же части ультраосновного массива, что и месторождение Спорное, но к северу от последнего в 700 м. Геология этого района была освещена выше при описании месторождения Спорного. Поэтому остановимся здесь лишь на петрографической характеристике изверженных пород рудоносного участка Гигант и их взаимоотношениях.

Породы, непосредственно вмещающие рудное тело Гигант, представлены сильно серпентинизированными дунитами. Углы оптических осей, замеренные в редких, сохранившихся от замещения реликтах оливина, колеблются от +86 до +90°. Субгедральные зерна акцессорного хромшпинелида в подавляющем большинстве случаев превращены в непрозрачное

[1] Фото 1938 года — начало эксплоатации месторождения.

рудное вещество. Лишь в единичных шлифах из более глубоких горизонтов дунита лежачего бока (обр. № 190 из керна, скв. № 13, с глуб. 70 м) хромшпинелид просвечивает в бурых или желто-коричневых тонах. Химический анализ концентрата породообразующего хромшпинелида приведен в табл. 16.

Таблица 16

Химический состав акцессорного хромшпинелида из дунитов, вмещающих рудное тело Гигант (лежачий бок); немагнитная фракция рудного концентрата дунита, обр. № 190/38 г. с глубины 70 м, скв. № 13

Окислы	Вес. %	Молек. колич.		Минеральный вид хромшпинелида
Cr_2O_3	40.89	269		
Al_2O_3	27.50	270	551	
Fe_2O_3	1.99	012		
FeO	14.55	202		Хромпикотит
MgO	13.93	348	550	
TiO_2	0.08	001	—	
Сумма	98.94	—	—	

Химическая лаборатория ГИН АН СССР, химик-аналитик В. Н. Малышева.

Пересчитывая эти данные на нормативные, получаем такой состав акцессорного хромшпинелида: $49MgAl_2O_4 \times 14MgCr_2O_4 \times 35FeCr_2O_4 \times \times 2FeFe_2O_4$.

На диаграмме фиг. 61 фигуративная точка этого хромшпинелида расположится вблизи поля Б состава рудообразующих хромшпинелидов Северо-Кемпирсайских месторождений и, одновременно, акцессорного хромшпинелида гарцбургитов.

Местами в дунитах появляются единичные зерна баститизированного ромбического пироксена. В лежачем боку северо-восточной части рудного тела количество пироксена достигает 21% (объемных),[1] и породу можно отнести к гарцбургитам.

В шлифе из гарцбургита различаются, на ряду с хризотилом, баститом и магнетитом, следующие первичные минералы: оливин в слабо удлиненных зернах размером от 0.3 до 1.5 мм ($2V = +86°, +88°$), ромбический пироксен в зернах с ангедральными очертаниями размером от 0.2 до 1.0 мм ($2V = +74°, +77°, +80°$; $cNg = 0—5°$), амфибол в единичных короткопризматических метасомах, размером 0.1—0.2 мм ($2V = +81°$, $cNg = 24°$, $Ng - Np = 0.022$), акцессорный хромшпинелид в субгедральных зернах размеров 0.05—0.2 мм, просвечивающих буровато-коричневым цветом.

Сменяются ли ниже гарцбургиты снова дунитами, остается неизвестным.

Более поздними образованиями рудоносного участка являются жильные пироксениты и габбро-диабазы.

Пироксениты образуют мелкие жилки, рассекающие рудную массу в различных направлениях. Более крупные жилки мощностью в 0.2—0.3 м обладают чаще всего крутым западным и северо-западным падением. В шлифе пироксениты представляют неравномернозернистый аггрегат прозрачных зерен моноклинного пироксена, размеры которых колеблются от 0.2 до 2.0 мм ($2V = +53°.5, +55°, +56°$; $cNg = 44—45°$; $Ng - Np = 0.028—0.030$). Пироксен близок по этим данным к диопсиду. Границы зерен его обычно прямолинейны. На ряду с пироксеном присутствует в очень незначительных количествах магнетит, в мелких (0.05—0.2 мм в поперечнике) зернышках.

[1] Подсчет произведен А. А. Филимоновой в шлифе № 37а.

В большей степени, чем жилки диопсидита, распространены мелкие жилки, которые сложены яркозеленым в штуфах амфиболом.

В шлифе амфибол светлозеленоватый, неплеохроичный: $2V = +70°$, $+80°$; $cNg = 18—20°$, $Ng = 1.646 + 0.003$, $Np = 1.622 + 0.003$. Оптические свойства указывают на принадлежность минерала к тремолитам (может быть, хромсодержащим) с содержанием, по диаграмме Винчелла, молекулы $CaFeSi_2O_6$ около 15%.

Жилки, сложенные амфиболом, вероятно представляют собой продукт замещения жилок пироксенита, так как пересечения первых вторыми нами нигде не отмечалось.

Еще более поздним образованием являются крупные дайки габбро-диабаза. Одна из таких даек рассекает почти в широтном направлении смежное с Гигантом рудное тело месторождения Спутник. Секущие взаимоотношения с более ранней жилкой пироксенита можно видеть в восточной стенке рассечки шурфа № 172 недалеко от выхода ее в шурф № 153 (см. фиг. 85).

Падение этой дайки крутое северо-западное (по азимуту 340°). Мощность не менее 3 м. В составе габбро-диабаза в шлифе различаются субпараллельно ориентированные мелкие лейсты плагиоклаза (0.1—0.2 мм в длину), мельчайшие зерна рудного минерала (0.01—0.02 мм) и мезостазис с неопределимым первичным минералогическим составом. Кроме того, в краевых частях присутствуют более крупные фенокристы моноклинного пироксена и плагиоклаза. Оптические свойства поддаются исследованию лишь в фенокристах, так как вся остальная масса замещена постериорными минералами (хлоритом, карбонатами). Пироксен имеет $2V = +52$, $+54$; $cNg = 45°$.

Плагиоклаз, судя по значению $Nm = 1.576 + 0.003$, относится к кислым битовнитам.

Постериорные минералы, развивающиеся в изверженных породах рудоносного комплекса, получат свою характеристику ниже.

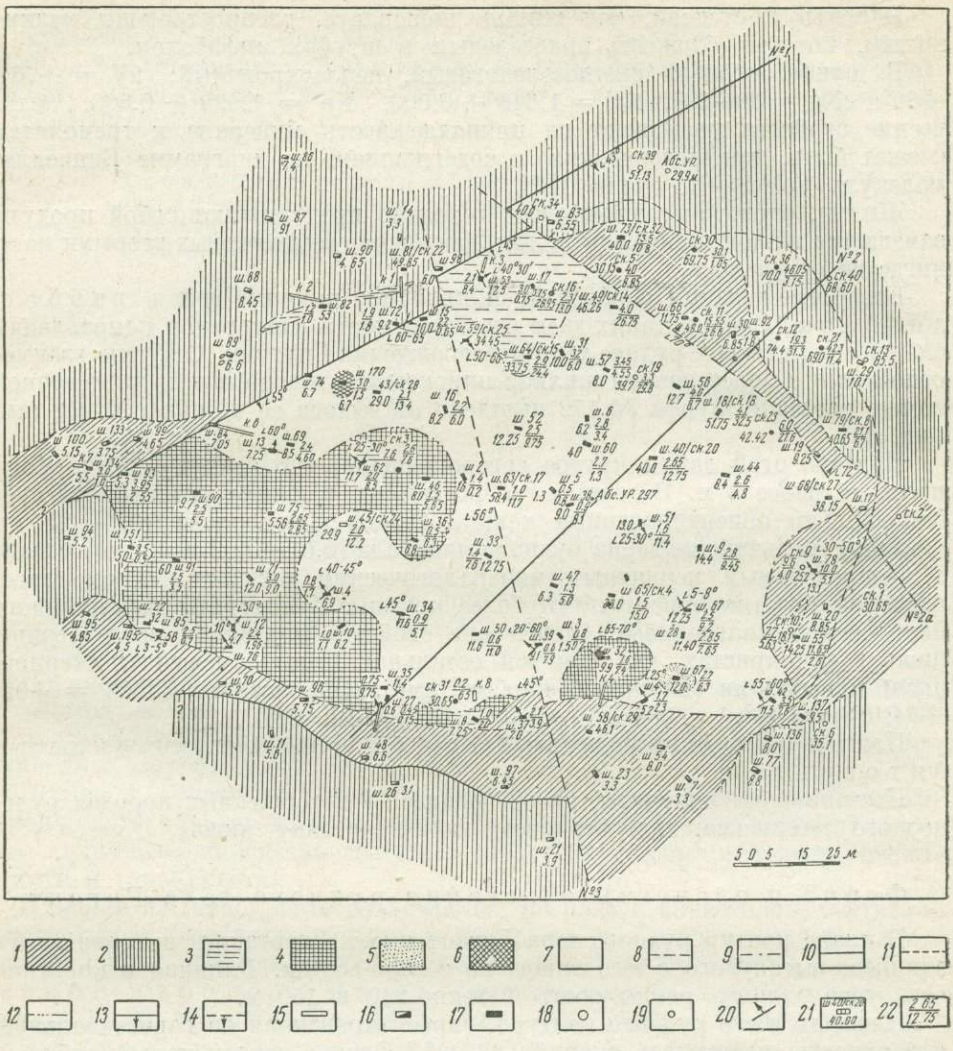
Форма и элементы залегания рудного тела Гигант

В плане контур рудного тела Гигант имеет очертания неправильного эллипса, вытянутого с юго-запада на северо-восток. Длинная и короткая оси этого эллипса равны соответственно 210 и 150 м.

Площадь всего рудного контура, спроектированная на горизонтальную поверхность, составляет около 20 160 м².[1] Однако первоначально на дневной поверхности было обнаружено лишь несколько небольших рудных выходов в северо-западной и юго-восточной частях рудоносного участка. Редкая делювиальная щебенка хромита занимала пространство между ними. Вся остальная часть рудной массы находилась под тонким плащом (мощность от 0 до 5 м) мезо-кайнозойских отложений. Осадочный характер пород висячего бока, их юный возраст, почти горизонтальная поверхность контакта их с рудой и небольшая мощность вскрыши — все эти естественные условия значительно облегчили детальную разведку месторождения и подготовку рудника Гигант к эксплоатации.

Лишь восточная, более глубоко погруженная часть рудного тела с площадью около 4170 м² заключена в коренных серпентинизированных дунитах (скв. № 5, 8, 9, 10, 11, 12, 21, 30, 36 и шурфы № 17, 19, 20, 37, 66, 78). Правда, коренные серпентиниты были встречены над рудой и в южной (шурф № 37), а также в западной (шурф № 151) краевых частях рудного тела. Однако наблюдаемая вертикальная мощность надрудных коренных пород здесь не превышает 1—1.5 м, т. е. находится в пределах мощности встре-

[1] Цифра взята из промышленного отчета Донской геолого-разведочной партии.



Фиг. 64. Геологический план коренных пород месторождения Гигант

1 — силифицированные и обохренные дунитовые серпентиниты; *2* — нонтронитизированные дунитовые серпентиниты; *3*— руды преимущественно порошковатые; *4* — руды рыхлые с глыбами плотного вкрапленного хромита; *5* — руды плотные вкрапленные; *6* — руды плотные сплошные; *7* — руды преимущественно рыхлые; *8* — контуры рудного тела по данным плана Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит; *9* — границы рудного тела с вмещающими породами висячего бока; *10* — линия профиля; *11* — приблизительные границы между силифицированными и нонтронитизированными серпентинитами; *12* — условные границы между рудами, разрушенными в различной степени; *13* — сместители наблюдаемые (по данным Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит); *14* — сместители предполагаемые (по тем же данным); *15* — канавы; *16* — шурфы безрудные; *17* — шурфы рудные; *18* — скважины безрудные; *19* — скважины рудные; *20* — падение лежачего бока; *21* — номер и глубина выработки; *22* — мощность вскрыши (числитель дроби) и пройденная мощность рудной толщи (знаменатель дроби). Составлен, по данным Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит, В. П. Логиновым, 1938 г.

чающихся в рудной массе изолированных включений серпентинита, почему едва ли можно с достаточной степенью уверенности связывать наблюдаемые здесь контакты с поверхностью висячего бока в восточной части рудного тела.

Из прилагаемого плана (фиг. 64) и пластовой карты (фиг. 67) [1] легко видеть, что естественное выклинивание рудного тела имеется лишь на востоке. Остальные части рудного контура, выявленного разведкой, представляют собой либо выход лежачего бока на поверхность (на западе и юге), либо тектонические контакты (на севере).

При значительном площадном распространении рудного тела средняя вертикальная мощность его равна 11.0 м. Максимальная мощность — около 35.0 м — приурочена, судя по данным пластовой карты, к северо-восточной части рудного тела, где сохранились от размыва вмещающие дуниты висячего бока.

В юго-западном направлении наблюдаемая мощность сначала довольно резко убывает до 15 м за счет крутого подъема в том же направлении подошвы рудного тела и далее медленно уменьшается до нуля. Как колебалась здесь истинная мощность рудного тела, остается неизвестным в связи с размывом висячего бока.

Естественное выклинивание рудного тела можно проследить лишь в восточном и северо-восточном направлениях. Поверхность висячего бока падает здесь под углом 60° к северо-востоку, погружаясь от отметки размытого контакта 297 м до уровня 245 м. Поверхность лежачего бока также погружается в указанном направлении под средним углом около 40° и смыкается на отметке 245 м с поверхностью висячего бока. Следовательно, на ряду с выклиниванием, рудное тело подвергается здесь одновременному погружению в северо-восточном направлении. Таким образом, намечается северо-западное простирание этой части рудного тела, в связи с чем замкнутые контуры одинаковых мощностей (см. изолинии 15—35 м на пластовой карте) вытягиваются в том же направлении. Таковы элементы залегания погружающейся северо-восточной части рудного тела, форма которой напоминает обычную выклинивающуюся по простиранию и вниз по падению рудную линзу.

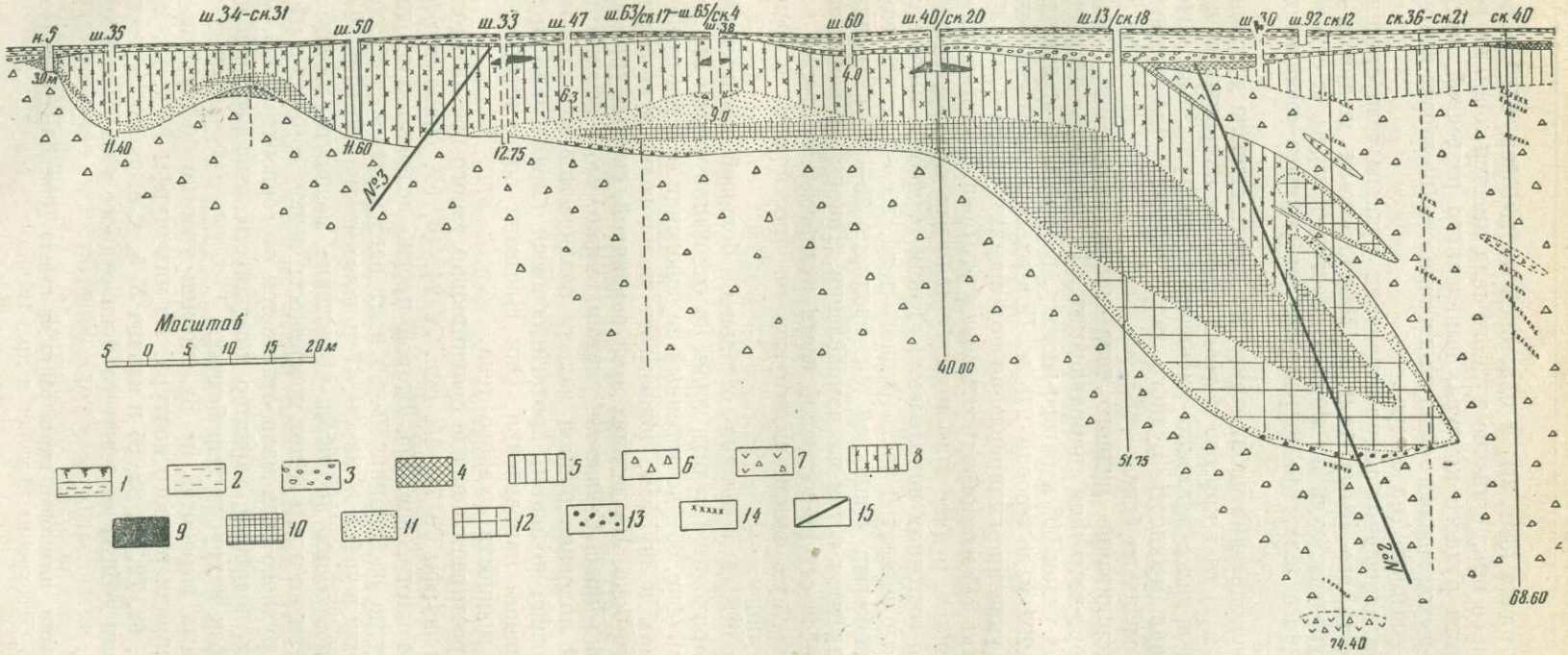
Относительно характера залегания остальной, большей по площади части рудного тела приходится судить лишь на основании формы его лежачего бока. Профиль (фиг. 65), построенный на основании отметок рудной подошвы в скважинах и шурфах, показывает пологоволнистую форму поверхности лежачего бока. На деталях этой первичной скульптуры мы остановимся несколько ниже. Сейчас же укажем только, что в рассматриваемой юго-западной половине рудной залежи различаются два сравнительно крупных прогиба подошвы, протягивающиеся параллельно друг другу в северо-восточном направлении. Они вызывают соответствующее местное увеличение мощности рудного тела.

Первый из них простирается в виде сравнительно узкого гребня вдоль линии, соединяющей шурфы № 71, 45, скв. № 24, 46, 52, около шурфа № 46 (см. пластовую карту, фиг. 67). Второй прогиб подошвы проходит параллельно первому на расстоянии 40—50 м от него к юго-востоку; он намечается вдоль линии шурфов № 33, 50, 47 и далее между шурфами № 5 и 51. Соответствующее обоим прогибам увеличение мощности достигает здесь 5—6 м. Несмотря на это, в целом поверхность лежачего бока в рассматриваемой части рудного тела мало отличается от горизонтальной.

Рассмотрим теперь подробнее характер поверхности лежачего бока по наблюдениям в шурфах и других выработках.

Из 107 разведочных выработок на рудоносном участке 60 шурфов и канав находятся в рамках рудного контура. Из них шурфы № 4, 12, 13, 28, 32, 41, 51, 53, 59, 62, 72, 76, 82, 85 и канава № 5, т. е. около $^1/_3$ всего числа выработок, были добиты до лежачего бока рудного тела. Почти все

[1] План составлен нами, пластовая карта взята из отчета Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит (Алешин и др., 1938).



Фиг. 65. Геологический профиль вкрест простирания рудного тела месторождения Гигант

1 — почвенный слой и суглинки; *2* — плотные опоковидные песчаники; *3* — рыхлые глауконитовые песчаники и конгломераты; *4* — силифицированные дунитовые серпентиниты; *5* — контронитизированные дунитовые серпентиниты; *6* — выщелоченные дунитовые серпентиниты; *7* — перидотитовые серпентиниты, *8* — рыхлые хромитовые руды; *9* — плотные густовкрапленные руды с силифицированным цементом; *10* — плотные густовкрапленные руды с серпентиновым цементом; *11* — плотные средневкрапленные руды с серпентиновым цементом; *12* — плотные руды с полосчатым чередованием густо- и средневкрапленных разновидностей с серпентиновым цементом; *13* — плотные мелконодулярные руды с серпентиновым цементом; *14* — мелкие хромитовые полоски и *15* — тектонические линии

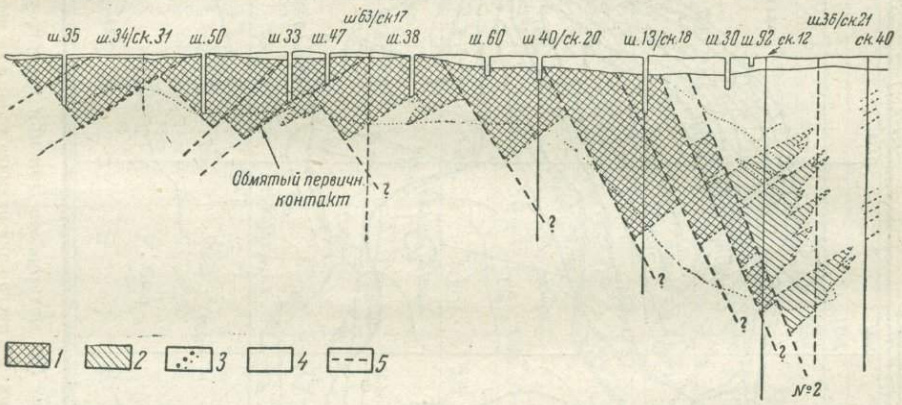
Примечания: 1. Результаты интерполяции между данными двух ближайших скважин, расположенных по разные стороны от линии профиля, нанесены вдоль соответствующих вертикальных пунктирных линий (см. шурф 34—скв. 31 и т. п.). 2. Шурфы, удаленные от линии профиля более чем на 5 м, изображены также пунктиром. Составил В. П. Логинов, 1939 г.

они оказываются в пределах наиболее интересующей нас юго-западной половины рудной залежи. Глубина залегания рудной подошвы от поверхности, в зависимости от вертикальной мощности рудного тела, колеблется в пределах от 3.5 до 13 м от поверхности.

Морфологические особенности контакта руды с вмещающими породами лежачего бока, а также и литологический характер последних изображены здесь в серии рисунков, большая часть которых взята из отчета Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит.

Зарисовки удовлетворительно отражают существование на месторождении Гигант следующих типов контакта между рудой и вмещающими дунитами:

1. Первичные нормальные контакты без каких-либо следов тектонических смещений на поверхности контакта (бо́льшая часть зарисованных контактов, отмеченная пунктиром).



Фиг. 66. Профиль, изображенный на фигуре 65, в иной интерпретации.

1 — хромитовые руды, *2* — полосчатые хромитовые руды, *3* — мелкие рудные шлиры, *4* — вмещающие дуниты, *5* — сместители. Составил Г. А. Соколов (см. стр. 127)[1]

2. Первичные контакты, вдоль поверхности которых происходили небольшие тектонические смещения, почти не отразившиеся на общей морфологии первичного контакта в данном месте [контакты, изображенные в зарисовках шурфов № 62, 53 и 72 (фиг. 78, 79 и 81) кривыми сплошными линиями]. Здесь смещения параллельны первичной контактовой поверхности и практически не нарушают элементов залегания рудного тела.

3. Вторичные тектонические контакты, получившиеся в результате секущих первичную контактовую поверхность нарушений и поэтому совершенно не отражающие форму последней (контакты, изображенные в зарисовках шурфов № 34 и 37, фиг. 72 и 73).

В первичных нормальных контактах на месторождении Гигант переход от руды к вмещающим дунитам довольно резок. Поэтому главным признаком такого первичного контакта является отсутствие вдоль контактовой поверхности макроскопически видимых трещин. С другой стороны, чисто тектонические контакты (третьего типа) не всегда сопровождаются брекчиями перетирания, затертыми обломками или зеркалами скольжения. Поэтому более или менее надежными критериями для различения таких контактов являются только:

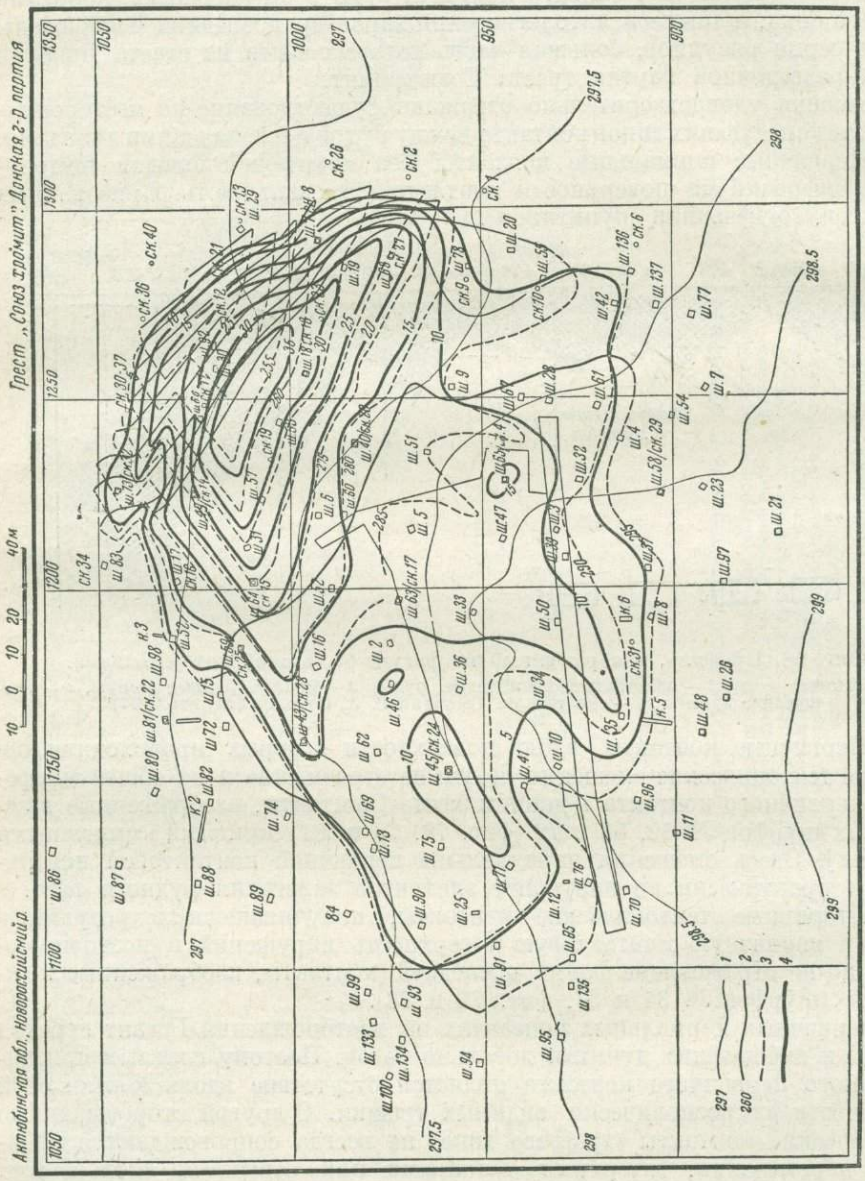
а) угловатые уступы в поверхности контакта, непосредственно указывающие на смещение одних блоков относительно других;

б) обычно наблюдаемая прямолинейность сместителей, пересекающих первичную контактовую поверхность.

---

[1] На рисунке следует несколько продолжить клетчатую штриховку вправо от сместителя № 2, в пределы контуров полосчатых руд.

С точки зрения такой классификации большинство приведенных зарисовок вскрытых контактов рудного тела с дунитами (фиг. 69—71, 74—78, 80, 82, 84 и 86) показывает прежде всего, что контакт между рудой и вмещающими породами подошвы обладает формой сложной кривой поверх-



Фиг. 67. Пластовая карта месторождения Гигант (из материалов Донской геолого-разведочной партии)
1 — горизонтали рельефа поверхности; *2* — изолинии висячего бока рудного тела; *3* — изолинии лежачего бока рудного тела; *4* — изолинии равных мощностей рудного тела

ности, т. е. является первичным. Вдоль этой поверхности отсутствуют трещины каких-либо смещений, за исключением шурфов № 62 и 72 (фиг. 81 и 79), в которых контакт можно отнести к осложненным тектоникой первичным контактам (второго типа). Лишь в шурфах № 34 и 37 (фиг. 72 и 74) имеются вторичные, т. е. чисто тектонические контакты, которые не позволяют судить о первоначальной форме подошвы рудного тела.

Общая ориентировка наклона первичных контактов лежачего бока сведена нами в табл. 17, в которой выработки по углу наклона контакта разбиты на 5 групп.

Таблица 17

Ориентировка наклона рудной подошвы по наблюдениям в шурфах и канавах

Группа	№ выработок	Угол наклона	Азимуты наклона							
			СЗ	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
I	Шурф 67	От 0 до 10°	+	—	—	—	—	—	—	—
	» 76	—	+	—	—	—	—	—	—	—
	» 92	—	—	—	—	+	—	—	—	—
	» 85	—	—	—	—	—	—	+	—	—
	Канава 5	—	—	—	+	—	—	—	—	—
	Число замеров	—	2	—	1	1	—	1	—	—
II	Шурф 28	10—20°	—	—	—	+	—	—	—	—
	» 53	—	—	—	+	—	—	—	—	—
	Число замеров	—	—	—	1	1	—	—	—	—
III	Шурф 4	—	+	—	—	—	—	—	—	—
	» 51	20—30°	—	—	—	—	+	—	—	—
	» 62	—	—	—	—	—	—	—	—	+
	» 12	—	—	—	+	—	—	—	—	—
	Число замеров	—	1	—	1	—	1	—	—	1
IV	Шурф 39	—	+	—	—	—	—	—	—	—
	» 41	30—60°	+	—	—	—	—	—	—	—
	» 59	—	—	—	—	—	+	—	—	—
	» 42	—	+	—	—	—	—	—	—	—
	Число замеров	—	3	—	—	—	1	—	—	—
V	Шурф 13	—	—	+	—	—	—	—	—	—
	» 32	—	—	+	—	—	—	—	—	—
	» 70	> 60°	—	—	—	+	—	—	—	—
	Число замеров	—	—	2	—	1	—	—	—	—
	Общее количество замеров	—	6	2	3	3	2	1	0	1

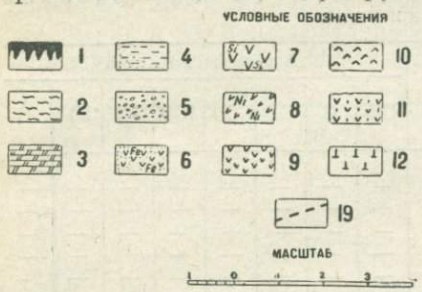
Примечание. Дается лишь приблизительная общая ориентировка контакта, обладающего на самом деле более сложной формой кривой поверхности (см. фиг. 69—84).

Ориентировка подошвы рудного тела в различных его пунктах нанесена нами на геологическую карту рудоносного участка (см. фиг. 64).

Рассматривая карту и таблицу, приходим к следующим заключениям:

1. Пологие и даже почти горизонтальные первичные контакты руды с серпентинитами действительно имеют место на месторождении; сосредоточены они преимущественно в южной части рудного тела (см. группу I табл. 17).

2. Углы падения первичных контактов лежачего бока по своей величине крайне непостоянны и варьируют от 0 до 90°, что при случайном расположении выработок может быть объяснено лишь волнисто-неровным характером поверхности лежачего бока.



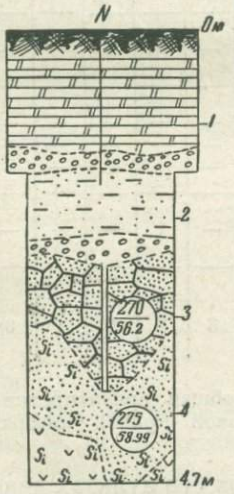
Фиг. 68. Условные обозначения к фиг. 69—84

1 — растительный слой; *2* — глины и суглинки; *3* — опоки; *4* — глауконитовые пески и песчаники; *5* — галечники; *6* — охристые зоны; *7* — серпентиниты силифицированные; *8* — контронитизированные; *9* — дунитовые; *10* — перидотитовые; *11* — элювий серпентинита; *12* — пироксениты; *13* — габбро; *14* — хромит вкрапленный (каменистый); *15* — хромит рыхлый; *16* — хромит порошковатый; *17* — хромит массивный; *18* — сместители наблюдаемые; *19* — сместители предполагаемые

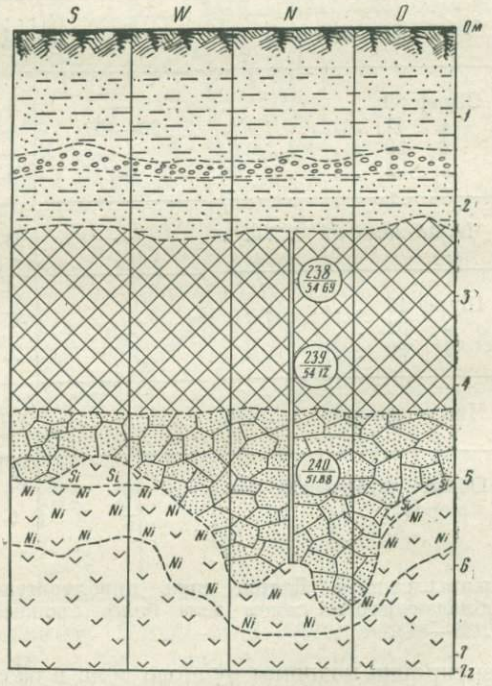
3. Разнообразие азимутов наклона контактов еще более подчеркивает существование неровностей в подошве рудной залежи. При этом даже рядом расположенные шурфы (например, № 12, 76, 85 у юго-западной границы или № 4, 61, 32, 39 у юго-восточной границы рудного контура) часто показывают самую различную ориентировку контактовой поверхности как по величине наклона, так и по его направлению.

Таким образом, рассмотрение первичных контактов, вскрытых горными выработками, приводит к более конкретному представлению о форме полого залегающего лежачего бока рудного тела.

Аналогичным характером поверхности обладал, повидимому, и висячий бок рудной залежи, насколько можно судить по единичным вскрывающим его горным выработкам (см. зарисовку шурфа № 78, фиг. 58).

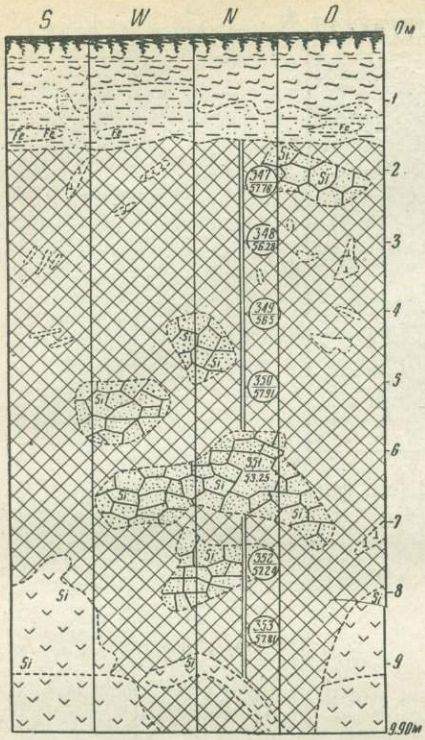


Фиг. 69. Шурф-дудка № 12 (см. фиг. 68)

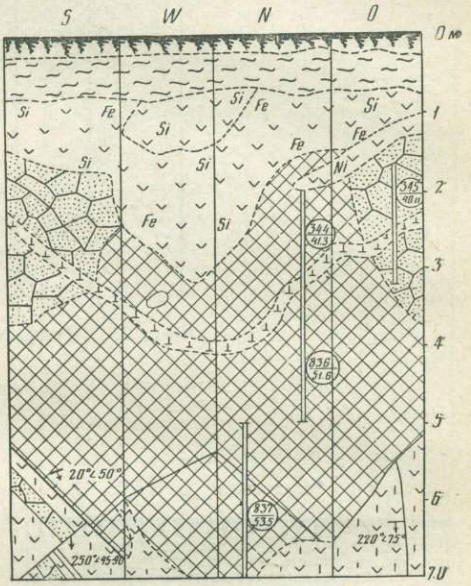


Фиг. 70. Шурф № 43 (см. фиг. 68)

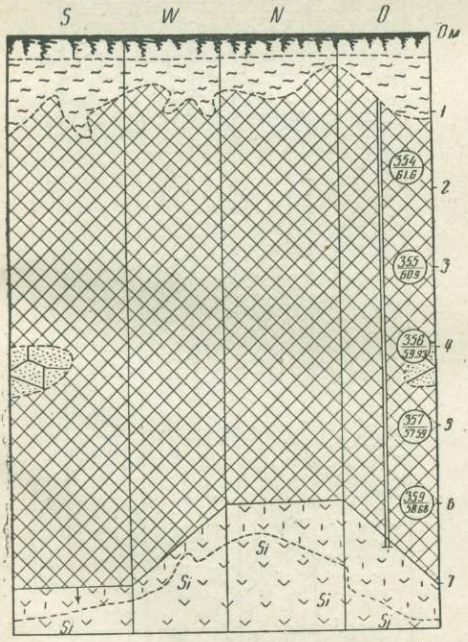
Подчеркнем в заключение, что зарисовки шурфов № 13, 39, 42, 61, 76 и канавы № 5 (фиг. 70, 74, 76, 77, 84, 86) отражают существование в рудной



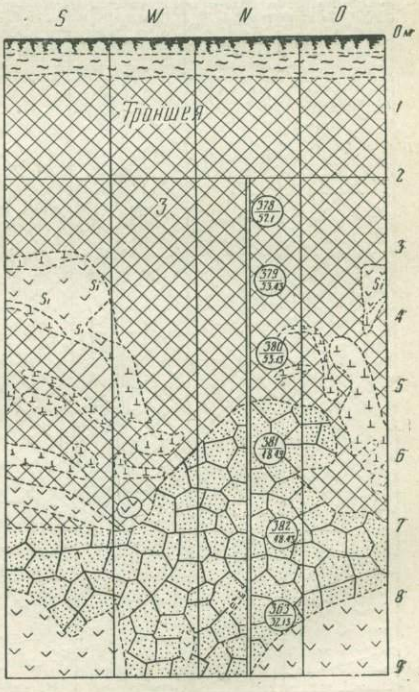
Фиг. 71. Шурф № 32 (см. фиг. 68)



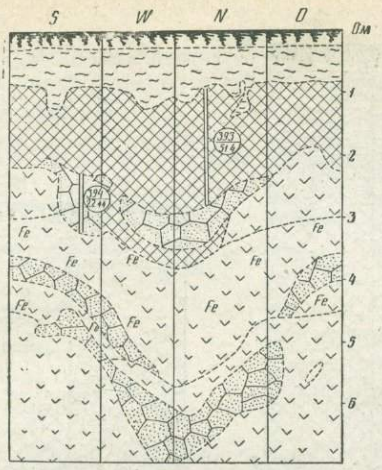
Фиг. 72. Шурф № 34 (см. фиг. 68)



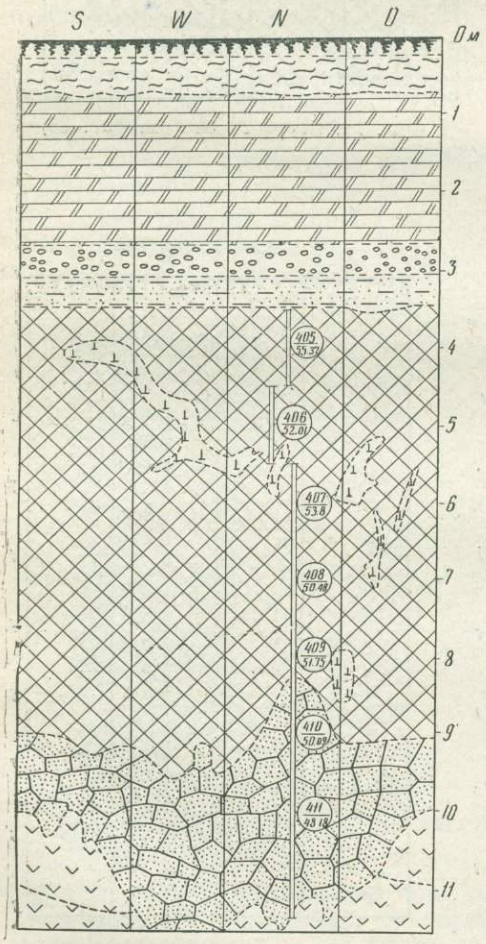
Фиг. 73. Шурф № 37 (см. фиг. 68)



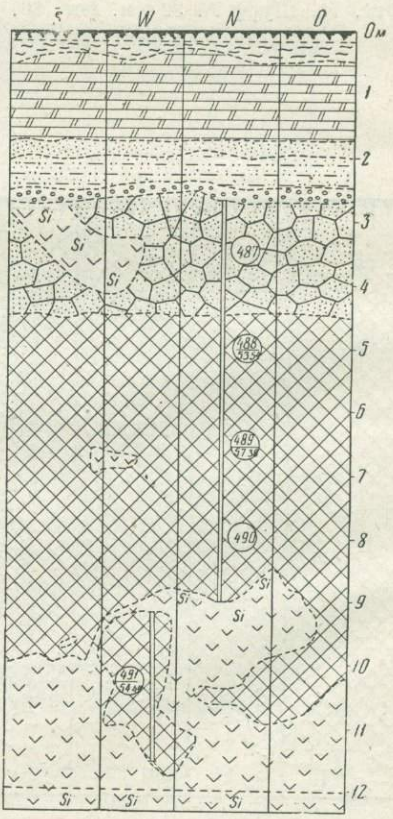
Фиг. 74. Шурф № 39 (см. фиг. 68)



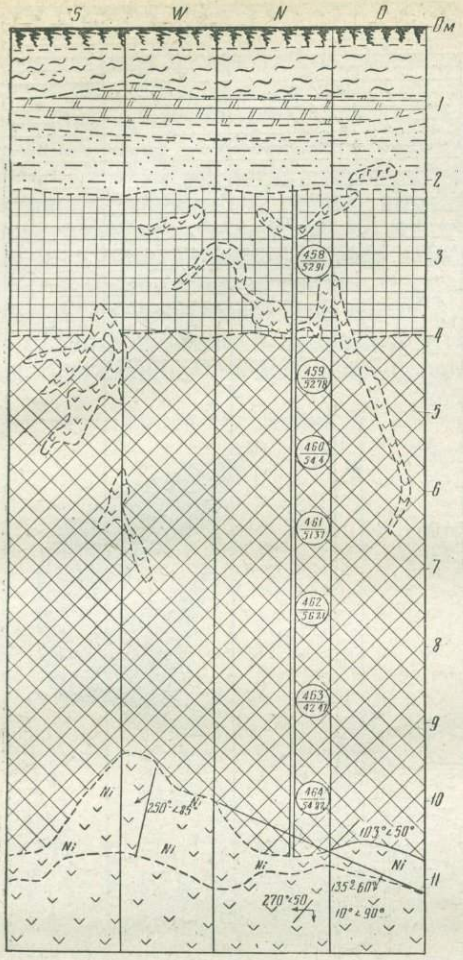
Фиг. 75. Шурф № 41 (см. фиг. 68)



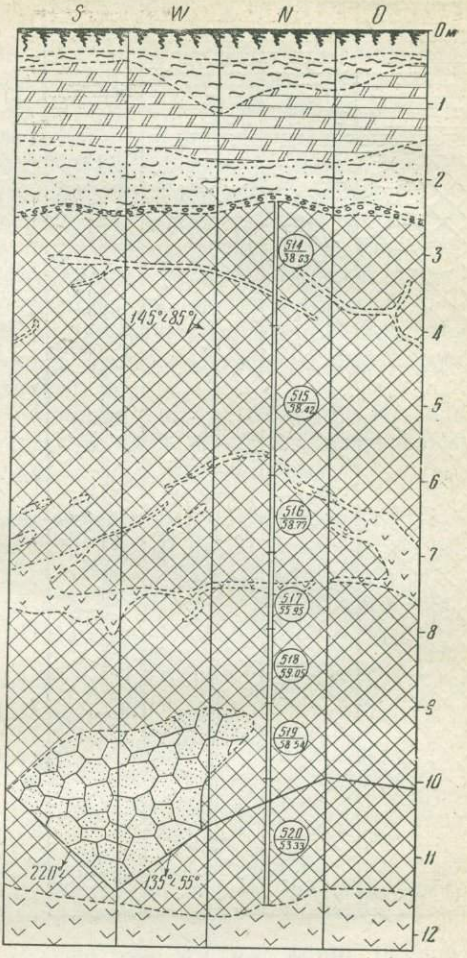
Фиг. 76. Шурф № 42 (см. фиг. 68)



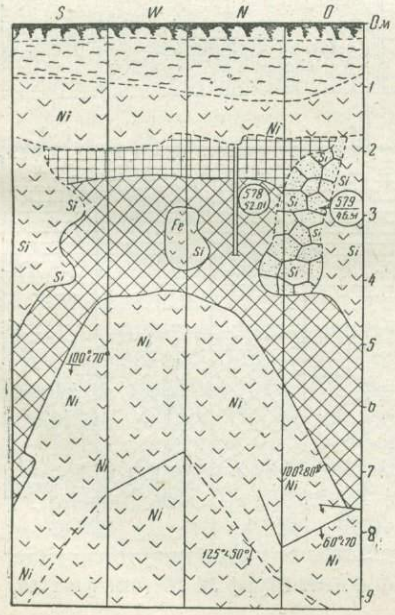
Фиг. 77. Шурф № 61 (см. фиг. 68)



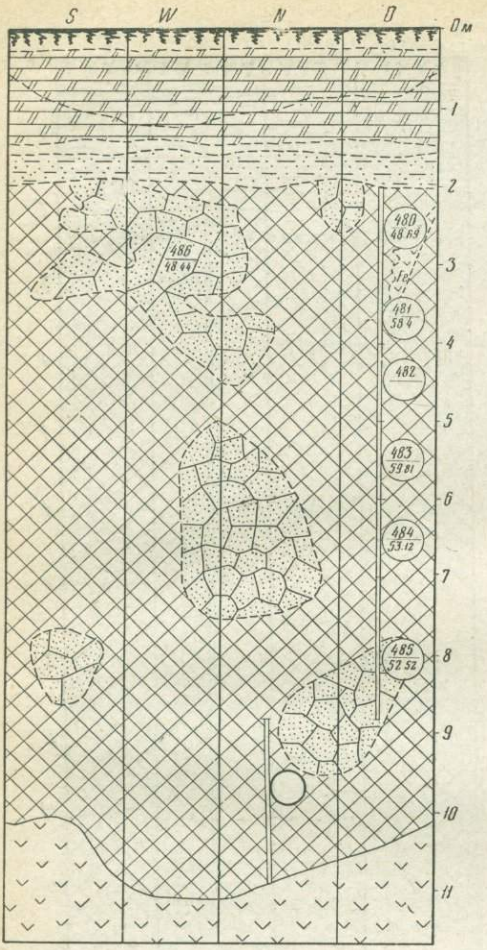
Фиг. 78. Шурф № 53 (см. фиг. 68)



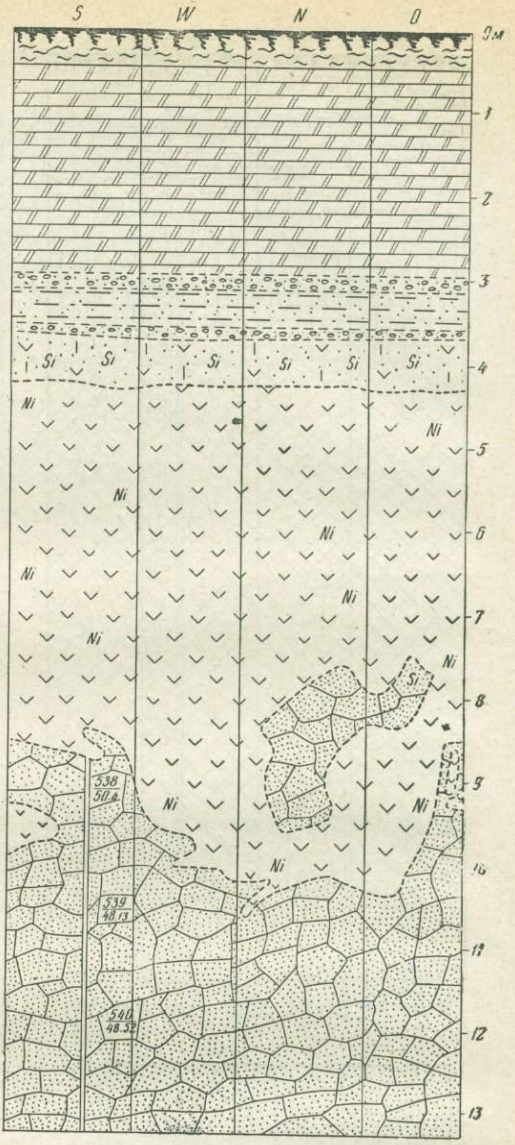
Фиг. 80. Шурф № 67 (см. фиг. 68)



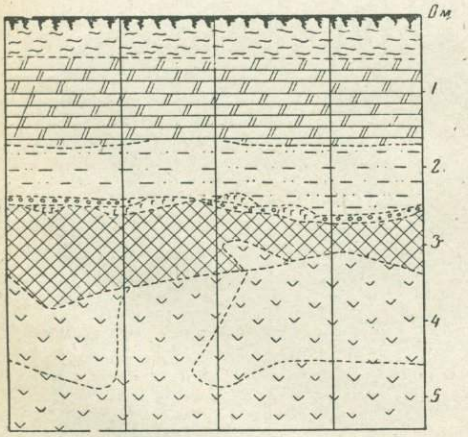
Фиг. 79. Шурф № 72 (см. фиг. 68)



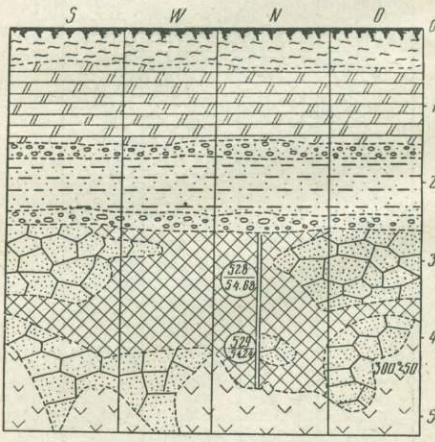
Фиг. 81. Шурф № 62 (см. фиг. 68)



Фиг. 83. Шурф № 78 (см. фиг. 68)



Фиг. 82. Шурф № 85 (см. фиг. 68)



Фиг. 84. Шурф № 76 (см. фиг. 68)

подошве еще более мелкой, местами причудливой по форме скульптуры. Очевидно, такие неровности, т. е. мелкие втеки рудной массы в сторону соседних серпентинитов, совершенно не могут изменить общую пологоволнистую форму лежачего бока, изображенную в профилях обычного масштаба. Они не могут затушевать также общий наклон рудной подошвы в стенках отдельных горных выработок. Однако в кернах буровых скважин подобная мелкогребенчатая поверхность лежачего бока вызывает преобладание крутонаклонных и даже вертикальных контактов лежачего бока и поэтому может создать совершенно ложное представление об общей его форме и характере залегания рудного тела (см. фиг. 92, 93).

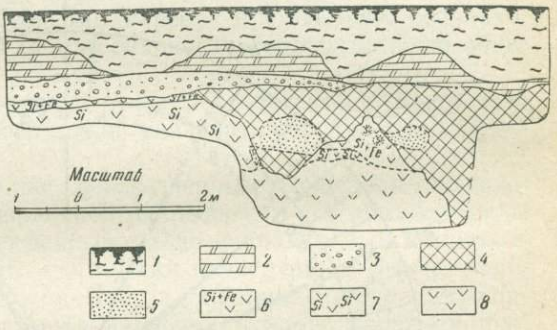
Таким образом, в сравнении с описанной выше формой рудных тел месторождения Спорного, для рудного тела Гигант характерны следующие особенности:

1) первичнопологое залегание большей части рудного тела, приближающее форму его к пластообразной залежи;



Фиг. 85. Взаимоотношения жильных габбро-диабазов, пироксенитов и руды (восточная стенка рассечки шурфа № 172 около выхода в шурф № 153); месторождение Спутник

1 — габбро-диабаз; *2* — пироксенит; *3* — хромактинолит; *4* — сплошной хромит



Фиг. 86. Взаимоотношения рудного тела с вмещающими породами и покровными отложениями (западная стенка канавы № 5 месторождения Гигант)

1 — почвенный слой и суглинки Q; *2* — опоковидные песчаники Cr_2; *3* — рыхлые глауконитовые песчаники и галечники; *4* — руды рыхлые; *5* — руды рыхлые, сохранившие равновкрапленную текстуру; *6* — силифицированные обохренные серпентиниты; *7* — силифицированные серпентиниты; *8* — выщелоченные серпентиниты

2) восточное падение погружающейся его части, тогда как для месторождения Спорного типичны, наоборот, западные наклоны контактов;

3) сложная, неправильно гребенчатая в разрезе форма поверхности лежачего бока.

Вторичные тектонические нарушения

Тектонические смещения в рудном теле месторождения Гигант в сильной степени замаскированы явлениями древнего выветривания. Отчетливо здесь выражено лишь одно нарушение сбросового типа — вдоль северо-западной границы рудного тела (сместитель № 1). Сместитель прослежен в шурфах № 15, 14, 84, 93 и канаве 3. Падение его ЮВ 150° ∠ 43—55°.

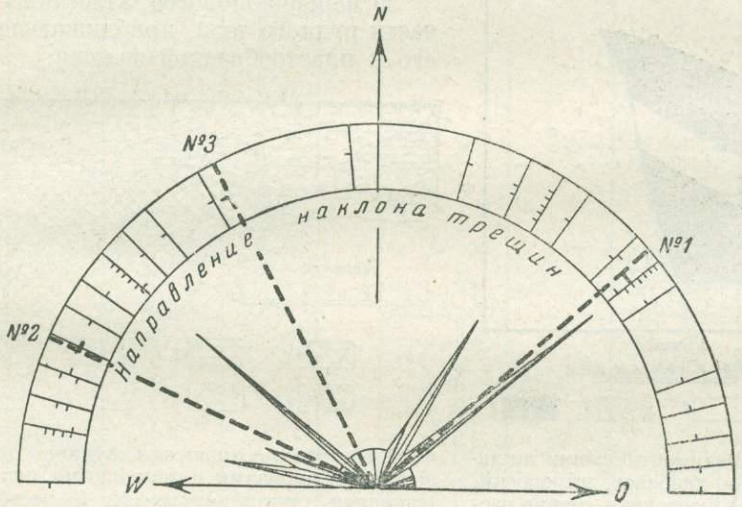
Смещение привело к относительному опусканию рудного тела, находящегося в висячем боку сместителя. Если относить небольшие рудные обособления, обнаруженные к северо-западу от линии смещения в шурфах № 72, 82, 89, к тому же рудному телу, то вертикальное расстояние между лежачим боком этого обособления и подошвой главного рудного тела определит амплитуду смещения (порядка 10—20 м).

При построении разведочных профилей наметились еще два сместителя (№ 2 и 3). Однако число выработок, в которых можно наблюдать последние, совершенно недостаточно. Предположительно оба они имеют северо-западное простирание и поэтому разделяют рудное тело в плане на три тектонических блока:

1) наименьший по площади северо-восточный блок, с сохранившимся от размыва висячим боком, несколько опущенный относительно остальной части рудного тела;

2) центральный блок, отграниченный от первого сместителем № 2, круто падающим к северо-востоку;

3) наибольший по площади юго-западный блок, отграниченный от центрального предполагаемым тектоническим нарушением сдвигового типа (сместитель № 3) с падением сместителя на ЮЗ 54—50°.



Фиг. 87. Роза трещин по месторождению Гигант на 50 замерах

Масштаб: 1 замер=1 см. По радиусам направление простирания трещин и сместителей (№ 1, 2 и 3)

Последние два смещения работниками геолого-разведочной партии треста Союзхромит считаются более юными, чем северный сброс. Оба они не вызывают существенных изменений первичной формы рудного тела.

Покровные меловые отложения названными смещениями не затрагиваются. Поэтому возраст тектонических нарушений несомненно доверхнемеловой. Далее можно заметить, что рыхлые разновидности руд преимущественно приурочены к тектоническим линиям, что более отчетливо выражается в глубоких горизонтах рудного тела (фиг. 99—101). Это обстоятельство является косвенным указанием на появление сместителей еще до процессов древнего выветривания.

Трещины, наблюдаемые в карьере и соответствующие по своей ориентировке установленным главным сместителям, заполнены не только гипергенными минералами (карбонатами, опалом), но часто и хромактинолитом. Следовательно, некоторые смещения могли происходить еще до затухания гидротермальной деятельности. Наконец, к самым ранним разрывам в рудной массе относятся те, которые отмечены образованием вдоль них описываемых ниже дунитовых жилок. Однако число их, сравнительно с густой сетью обычных трещин, крайне незначительно.

На фиг. 87 дана диаграмма-роза простирания трещин, замеренных в карьере рудника Гигант (50 замеров). На диаграмме намечаются два

статистических максимума трещин: 1) трещины северо-западного простирания, обладающие в большинстве случаев крутым юго-западным падением, и 2) трещины северо-восточного простирания, падающие под углом от 38 до 90° то в ту, то в другую сторону.

В замкнутых трещинах северо-западного простирания наблюдаются слабо выраженные зеркала скольжения. Брекчии перетирания и заполнение хромактинолитом характерны, главным образом, для трещин северо-восточного простирания. Как видим, ориентировка сместителя № 1 довольно близко совпадает с ориентировкой последних.

После сдачи настоящей работы в печать Г. А. Соколов и Н. В. Павлов имели возможность в конце сентября 1939 г. посетить район Южно-Кемпирсайских хромитовых месторождений и ознакомиться с новыми горными выработками. [1]

В этот период эксплоатационная траншея в карьере на месторождении Гигант была углублена на 8—9 м ниже первоначальной дневной поверхности месторождения. Карьером, захватывающим всю полого лежащую часть рудного тела, снят верхний горизонт рудного тела на глубину в 3.5—4 м от прежней поверхности. Дно карьера представляет собой хорошо зачищенную площадку и является сплошным горизонтальным обнажением рудного тела в данной его части.

Траншея в своей западной половине прорезает контакты рудного тела с дунитами лежачего бока его. Здесь можно различать первичные и вторичные тектонические контакты.

Первые характеризуются плотным, ненарушенным сложением вмещающих дунитовых серпентинитов и первичной макроструктурой контакта руды и дунита: контактная линия имеет действительно неправильный микроволнистый характер, соответствующий очертаниям ряда рудных зерен, непосредственно контактирующих с дунитом. Иногда параллельно основному контакту располагаются небольшие шлиры и линзочки рудного вкрапленника.

Вскрытые первичные контакты рудного тела в большинстве случаев падают на северо-запад под углами, варьирующими от 45 до 80°. Азимуты падения также варьируют в пределах северо-западных румбов. Однако в трех пунктах мы наблюдали на коротких участках (0.5—3 м) и пологое залегание контакта, сменяющееся снова на крутое северо-западное.

Создается впечатление, совпадающее с вышеизложенным, что подошва рудного тела до послерудных тектонических нарушений имела волнисто-гребнистый характер, с изоклинальным падением выступов на СЗ под углами 45—80° и с участками пологого залегания в местах переходов от одного гребня или волны к другому.

Однако в стенках траншеи гораздо чаще, чем первичные контакты, представлены тектонические. Последние отличаются в типичных случаях своей линейной резкостью и разрушистостью пород, примыкающих к тектонической поверхности. Поверхность сместителя маркируется также обычно зеркалами скольжения. Более интенсивные проявления тектонических воздействий — брекчиирование, раздробленность и сильное смятие пород не характерны для описываемых контактов. Видимые амплитуды смещений не велики, заключаются в пределах 0.5—7.0 м.

Характерными направлениями простирания сместителей являются северо-западные и северо-восточные; широтные и меридиональные сместители наблюдаются реже. Отмечены также единичные, почти горизонтальные смещения.

В результате сочетания первичной волнисто-гребенчатой поверхности подошвы рудного тела и вторичных тектонических нарушений по различно

[1] Текст, излагающий результаты дополнительных наблюдений (стр. 127—129), написан Г. А. Соколовым.

ориентированным плоскостям, создалась сложная форма поверхности подошвы рудного тела, дающая в вертикальном сечении различного размера и ориентировки угловатые выступы вмещающих дунитовых серпентинитов в рудное тело, и наоборот. Средний уровень такой поверхности отвечает той пологой подошве рудного тела, которая рисуется по разведочным данным.

Как видим, решение вопроса о первичной форме и первичном залегании рудного тела месторождения Гигант все еще наталкивается на серьезные трудности. Известно, что высказаны две крайних точки зрения: 1) в настоящей работе В. П. Логиновым (поддерживаемая Г. А. Соколовым) — о большем вероятии первичнопологого залегания близкой к поверхности основной части рудного тела и 2) П. М. Татариновым (1939 г.) — что пологое залегание есть результат серии тектонических смещений рудного тела, падавшего первоначально круто на северо-восток. Вполне убедительно доказать как первую, так и вторую точку зрения в настоящее время не удается. Хорошей иллюстрацией трудностей, стоящих при этом перед геологами, является следующий факт. Представитель второй из названных точек зрения П. М. Татаринов, на основе данных законченной разведки месторождения, рассматривал северо-восточное падение погруженной части месторождения как первичное и полагал, что до тектонических нарушений рудное тело представляло собой жилообразную линзу, падавшую под углом около 45° на северо-восток. Исходя из этого, им и была предложена соответствующая схема тектонических нарушений. Обнажения же в траншее, после ее углубки в 1939 г., отчетливо показали обратное — северо-западное падение первичных контактов, и теперь схему нарушений приходится перестраивать заново.

Вероятность представления о первичнопологом залегании основной части рудного тела подкрепляется следующими дополнительными соображениями:

1. Наблюдаемые амплитуды тектонических смещений сравнительно не велики (0.5—7.0 м) и обладают различной ориентировкой как простирания, так и падения; вследствие этого смещения эти не могли произвести очень значительных нарушений первичного залегания рудного тела.

2. Почва эксплоатационного карьера (отвечающая на конец сентября 1939 г. отметке 415 м выше уровня моря) сложена почти исключительно рудой; тектонические блоки дунитовых серпентинитов сюда не выходят, если не считать одного-двух небольших блоков в южной окраине рудного тела.

В разрабатываемой пологой части рудного тела можно мысленно провести две такие, почти горизонтальные, плоскости с расстоянием одна от другой в 8—10 м по вертикали, между которыми рудное тело не будет содержать тектонических блоков вмещающих пород. Этим еще более подтверждается пункт 1.

3. Построение тектонических нарушений, выполненное исходя из представления о тектоническом происхождении пологого залегания, показывает (см. фиг. 66), что обусловившие его тектонические нарушения должны были бы представлять собой систему параллельных сколов с постепенно возрастающей от одного конца рудного тела к другому абсолютной амплитудой перемещения блоков. Подобные смещения могли возникнуть лишь как результат образования складок скалывания в данном участке ультраосновного массива, под влиянием хотя бы складкообразования в породах постели массива. Ширина складки скалывания, соответствующей дислокациям рудного тела месторождения Гигант, должна лежать в пределах 150—180 м. Вероятность подобных мелких складок в интрузивном теле, хотя бы и в его сравнительно тонкой краевой части, какой представляется юго-восточная рудоносная часть Кемпирсайского массива, вообще говоря, не велика.

Однако категорически отрицать их возможность также нельзя, в особенности если принимать изложенное в нашей работе заключение о том, что

месторождение Гигант расположено в шарнирной части одной из региональных сводовых структур, т. е. в зоне, так сказать, предрасположенной к складчатым дислокациям.

Для более определенных выводов нужны новые факты, которые будут накапливаться с развитием эксплоатационных работ.

С точки зрения практических результатов, принятие той или другой точки зрения на условия залегания рудного тела месторождения Гигант не влияет существенно на исчисление суммарных запасов хромитов в этом месторождении. Усложняется лишь картина строения подошвы рудного тела. Для эксплоатационных работ детали этой картины должны, конечно, выясняться эксплоатационными разведками. По материалам этих разведок и будут строиться уточненные геологические профили, а не те в большей или меньшей мере гипотетические разрезы, которые мы только и имеем возможность строить сейчас.

Необходимо подчеркнуть, что вышеописанные и другие новые факты еще более подкрепляют наши основные выводы о сводовых структурах в Кемпирсайском массиве, о существовании определенного рудного горизонта, участвующего в этих структурах, и о дискордантности между пологим сводовым залеганием зон дифференциации массива и крутонаклонными полосчатыми структурами последних.

Первичные рудные текстуры и структуры

В отличие от месторождений северной половины массива, рудное тело Гигант сложено исключительно вкрапленными рудами. Среди них можно различать такие текстурные разновидности:

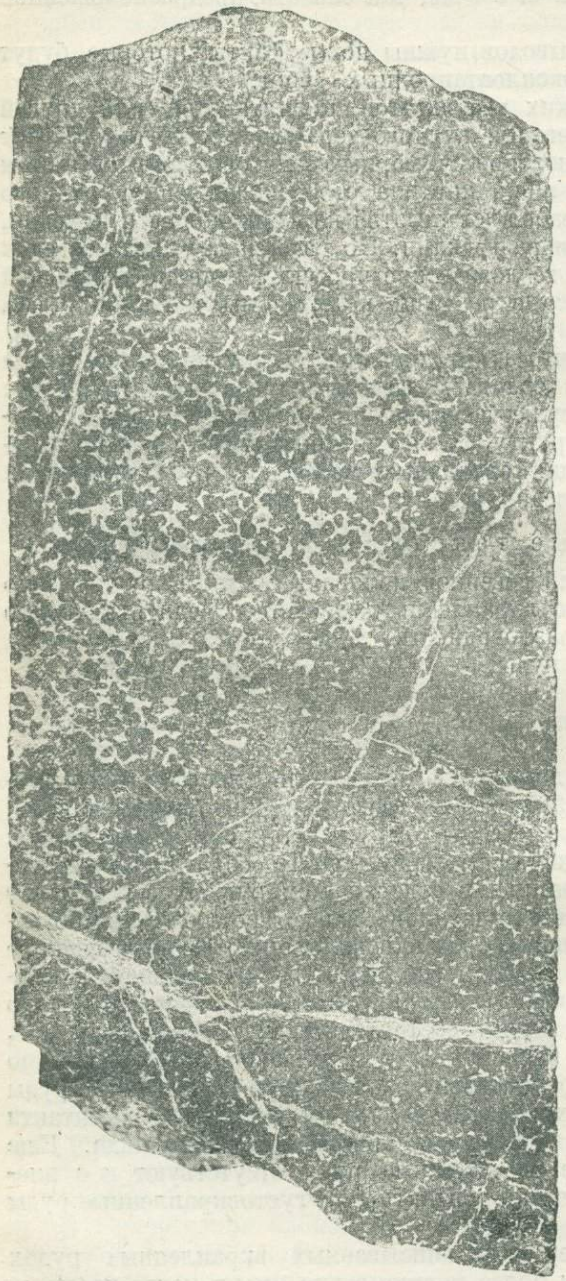
1) равномерновкрапленные руды;
2) полосчатые руды;
3) шлирово-полосчатые руды;
4) нодулярные руды.

Равномерновкрапленные руды отличаются среднезернистостью (поперечник зерен 2—3 мм), чаще всего они равномернозернисты. Очертания зерен субгедральные, так что структура хромита как горной породы может считаться гипидиоморфнозернистой. Преобладают на месторождении густые вкрапленники с содержанием рудных зерен от 70 до 90% и от 30 до 10% нерудных минералов. Вследствие этого, при богатстве химического состава хромшпинелида окисью хрома, средневзвешенное по месторождению содержание Cr_2O_3 равно 54%. С приближением к контактам рудного тела с вмещающими дунитами густота вкрапленности обычно несколько убывает. В связи с этим обстоятельством содержание Cr_2O_3 во вкрапленных рудах как у лежачего, так и у висячего боков обычно понижается до 48—50%. Эти сравнительно разреженные вкрапленные руды очень резко (с интервалом перехода не более 1—2 см) сменяются у контакта дунитом с обычным содержанием акцессорного хромшпинелида. Еще более резкий контакт там, где разреженные руды отсутствуют и с вмещающими дунитами непосредственно контактируют густовкрапленные руды (скв. № 4, 15, 19, 21, 31).

Относительные размеры зерен в описываемых вкрапленных рудах изменяются постепенно, причем более мелкие зерна имеют менее правильные (субгедральные до ангедральных) очертания, сравнительно с более крупными. Около висячего бока рудного тела в кернах скв. № 12 и 27 были встречены порфировидные вкрапленники с крупными округленными зернами хромшпинелида (размером в 3—4 мм) среди более густой вкрапленности мелких субгедральных зерен (размером в 0.5—1 мм).

В шлифах рудные зерна представляются обычно более или менее идиоморфными относительно оливина. Включения в хромшпинелидах мелких кристалликов оливина встречаются здесь довольно редко.

Вкрапленные полосчатые руды представляют собой чередование сравнительно широких полос (10—20 см) то более, то менее концентрированных вкрапленников. Границы полос обычно наклонены под ∠ 40—70° (фиг. 88). В пределах каждой отдельной полосы структура вкрапленных руд не отличается ничем существенным от описанной структуры равномерновкрапленных руд.



Фиг. 88. Наклонная граница между полосами с разной концентрацией вкрапленного хромита в полосчатых рудах месторождения Гигант (нат. вел.)

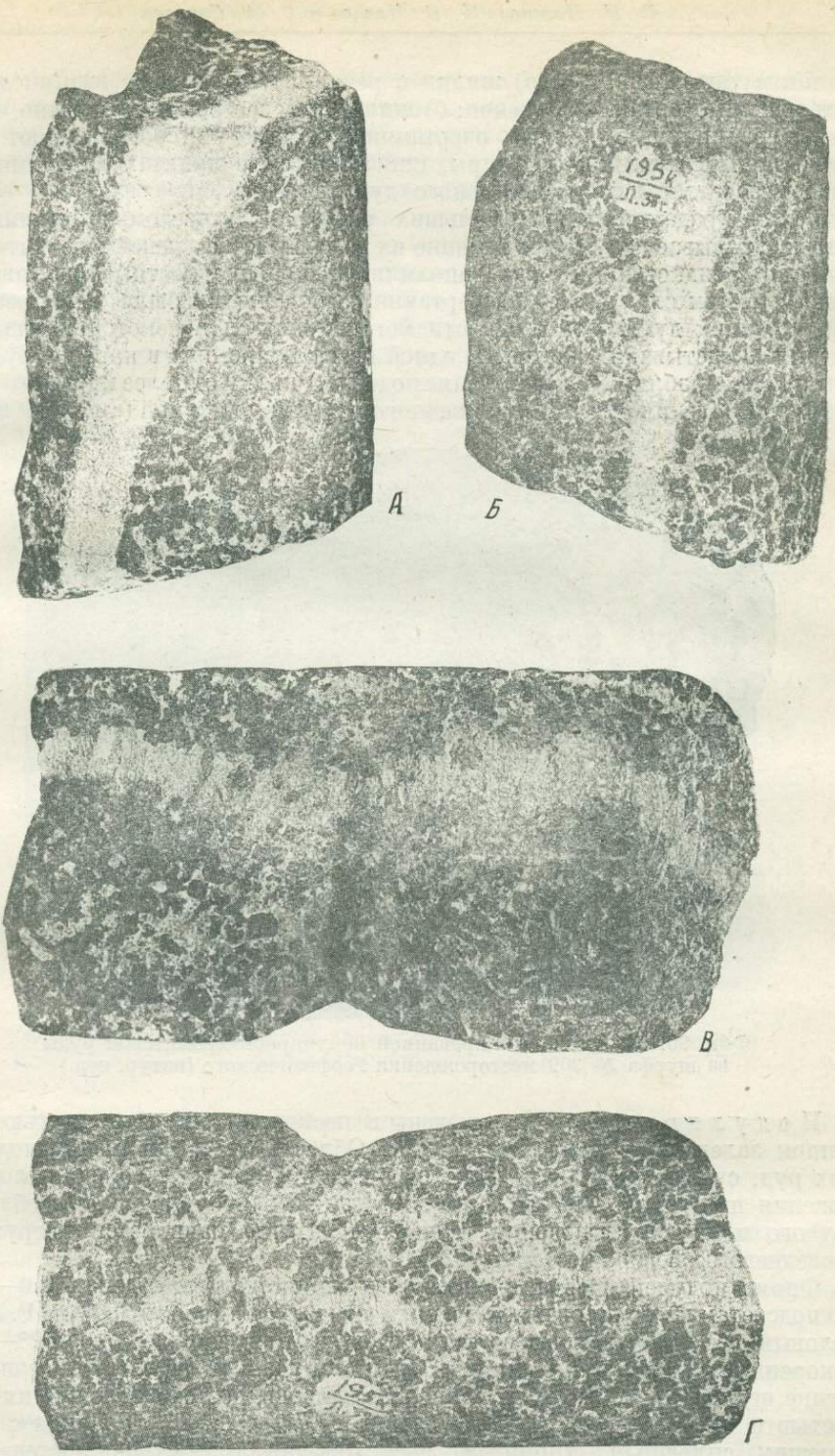
Характерно, что такие руды с наклонными границами между более и менее концентрированными вкрапленниками приурочены к северо-восточной погружающейся и выклинивающейся части рудной залежи. Около пунктов выклинивания эти полосы становятся более тонкими, измеряясь сантиметрами (скв. № 8, 21, 36), причем чередуются между собою уже мелкозернистый и среднезернистый вкрапленники.

Образование описанной полосчатости, повидимому, было вызвано внешними тектоническими воздействиями.

Вкрапленные шлирово-полосчатые руды наблюдались нами в единичных штуфах лишь в отвалах шурфов. Их характерным признаком является присутствие среди массы разреженной вкрапленной руды небольших линзовидных шлиров концентрированного вкрапленника или даже сплошного хромита. При этом различались два типа таких шлиров: а) шлиры сплошного и более крупнозернистого хромита, чем рудные зерна в окружающей вкрапленной руде, б) шлиры сплошного или густовкрапленного хромита с теми же размерами зерен, как и в окружающей, более бедной вкрапленной руде.

Во всех вышеназванных разностях вкрапленных руд нередко наблюдаются маломощные дунитовые жилки и прожилки (фиг. 89).

По степени резкости контактов дунитовые жилки можно разделить



Фиг. 89. Дунитовые прожилки в руде с различной степенью резкости их границ

А — керн скв. № 12, глуб. 20 м; Б — керн скв. № 12, глуб. 23.6 м; В — керн скв. № 12, глуб. 23 м; Г — керн скв. № 12, глуб. 23 м

на такие типы (фиг. 89): а) жилки с резкими (А), иногда взаимнодополнительными очертаниями стенок; б) жилки с менее резкими, обычно неровными границами, взаимные очертания которых не соответствуют друг другу (Б и В); в) жилки-шлиры, сливающиеся в пунктах выклинивания их с участками интерстициального дунита (Г).

Такая градация, при небольших размерах и частом выклинивании жилок, указывает на происхождение их за счет незастывшей еще интерстициальной жидкости, которая заполняла небольшие местные разрывы (Б, В и Г). В том случае, когда очертания стенок жилки были более резкими (А), источник дунитовой жидкости мог находиться в некотором удалении от пункта застывания жилки. В одной из глыб хромита в карьере рудника нам удалось наблюдать ответвление подобной жилки от более крупного округлого обособления дунита, окруженного нодулярной рудой (см. фиг. 93).



Фиг. 90. Штуф силифицированной нодулярной хромитовой руды из шурфа № 309 месторождения Геофизического (натур. вел.)

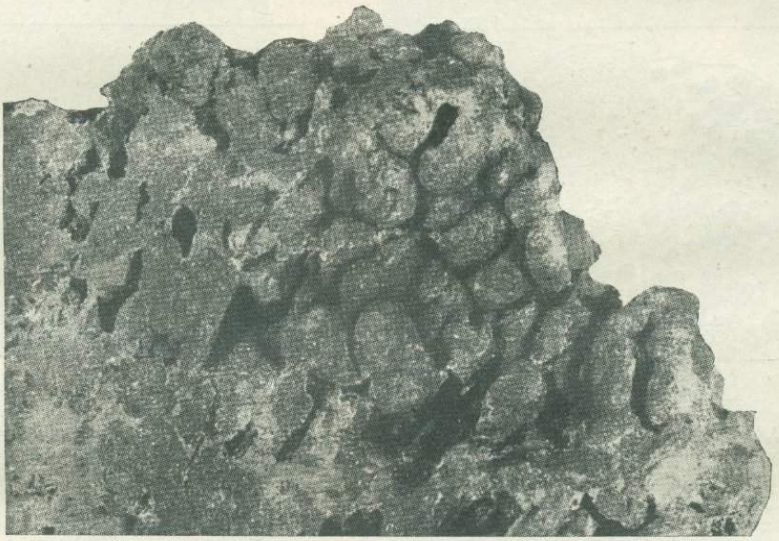
Нодулярные руды отмечены в нескольких шурфах, частью в коренном залегании, частью по отвалам. Область распространения нодулярных руд, судя по этим находкам, очерчивается четырехугольником расположения шурфов № 15, 31, 33 и 47, что как будто совпадает с областью крутого перегиба в подошве рудного тела, где начинается погружение последнего к северо-востоку.

Форма нодулей бобовая, диаметр их варьирует в пределах 0.6—2 см. По подсчетам на полированной поверхности штуфа, произведенным Г. А. Соколовым, объемное количество силикатной части составляет около 28—30%. В коренном залегании нодулярные руды нам удалось наблюдать в западной стенке шурфа № 33, где на глубине 1 м линзовидное обособление их мощностью в 10—15 см падает на юго-запад 220° ∠ 20—25°. Граница с окружающим сплошным хромитом расплывчатая вследствие постепенного сгущения нодулей у краев шлира.

Другое обособление нодулярной руды было любезно показано нам исполнявшим обязанности прораба Д. Л. Барановым в шурфе № 309 соседнего к юго-западу месторождения Геофизического. Здесь нодулярная руда образует наклонный к юго-западу 235° ∠ 40—50° пласт мощностью

около 90 см, залегающий в силифицированных дунитах с бедной вкрапленностью хромита. В отличие от описанных нодулей месторождения Гигант, здесь форма их выражается трехосным эллипсоидом (фиг. 90, 91). Ориентировка большинства соприкасающихся друг с другом нодулей однообразная. Как нам удалось заметить, длинная ось большей части нодулей совпадает с направлением падения, а средняя ось — с направлением простирания пласта. В тех участках, где нодули не соприкасаются друг с другом, а свободно погружены в массу дунита, однообразие в ориентировке их отсутствует. Размеры длинной оси нодулей в верхней части пласта около висячего бока 2—2.5 см, а в нижней части — 1—1.5 см. Обращает на себя внимание присутствие здесь разломанных нодулей, части которых сцементированы дунитом.

Время формирования нодулярных руд, очевидно, также предшествовало фазе появления трещин разрыва в рудной массе, так как в одной из



Фиг. 91. Ориентированные нодули из шурфа № 309 месторождения Геофизического (нат. вел.)

глыб хромита нам удалось наблюдать дунитовую жилку, которая пересекала границу между нодулярными и вкрапленными рудами (фиг. 92 и 93).

Кроме описанных бобовых руд на месторождении Гигант распространены мелконодулярные разреженные руды (диаметр нодулей 3—4 мм) с несовершенными очертаниями нодулей (фиг. 94). Для подобных руд, переходных от нодулярных к обычным вкрапленным, характерна приуроченность к контактам между главной массой вкрапленных руд и дунитами. Наиболее часто они представляют саму «донную» фацию (скв. № 12, 23, 24, 36 и др.) мощностью вдоль оси керна обычно около 10—16 см. В висячем боку мелконодулярные руды иногда залегают в виде самостоятельных рудных полосок шириной в 1—3 см (скв. № 11, 36).

В качестве первичной силикатной части всех описанных текстурных разновидностей служит обычно серпентинизированный оливин. В редких случаях последний замещен зеленым актинолитом (скв. № 26).

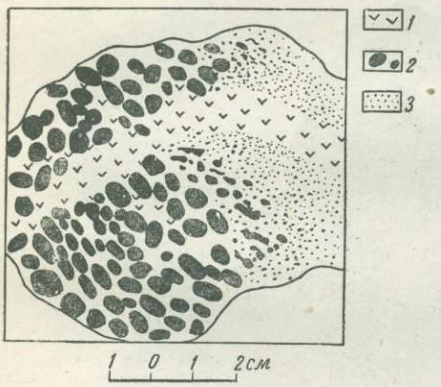
Обособленные рудные полоски — «спутники», располагающиеся в дунитах висячего и, в меньшей степени, лежачего бока, отличаются большим разнообразием текстур. В частности, местами в шлифах среди них наблюдаются признаки интерстициального расположения хромшпинелида по

отношению к оливину и так называемой «петельчатой» вкрапленной текстуры (шлифы № 65 и 193 из скв. № 21 с глуб. 31—70 м).

Приведенный выше обзор показывает, что в рудах месторождения Гигант нет таких текстурных и структурных признаков, которые указывали бы на более позднюю кристаллизацию хромшпинелида сравнительно с интерстициальным оливином.

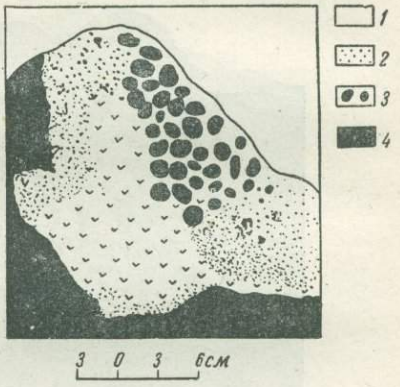
Так, например, зерна хромшпинелида в главной массе руды никогда не образуют петельчатых или полупетельчатых цепочек, которые окаймляли бы заключенное внутри субидиоморфное зерно или аггрегат зерен более рано выкристаллизованного оливина.

Не встречалось также ни одного примера оливиновых «нодулей», погруженных в массу мелкозернистого вкрапленного хромита, равно как и псевдосидеронитовых структур, наблюдающихся в рудах более северного Хабарнинского массива (Кашин и Федоров, 1940).



Фиг. 92. Дунитовая жилка, пересекающая границы нодулярной и вкрапленной руды. Месторождение Гигант

1 — силифицированный дунит; *2* —нодулярный хромит; *3* — вкрапленный хромит. Рис. А. А. Филимоновой



Фиг. 93. Ответвления жилки дунита от более крупного дунитового обособления. Месторождение Гигант

1 — силифицированный дунит; *2* — вкрапленный хромит; *3* — нодулярный хромит; *4* — сплошной хромит. Рис. А. А. Филимоновой

Наконец, ни разу не были встречены такие брекчиевидно-такситовые текстуры, в которых обломки дунита цементировались бы рудной массой, как это описывается А. Г. Бетехтиным для Н.-Тагильского массива (1935, 108), и которые столь характерно представлены в некоторых месторождениях массивов 3-го Крака (Соколов, 1938).

Наоборот, описанные рудные текстуры и структурные взаимоотношения хромшпинелида и оливина указывают на господствовавший «нормальный» порядок кристаллизации. Очевидно, выделение главной массы рудообразующего хромшпинелида было уже почти закончено, когда некоторая часть интерстициальной массы оливина еще продолжала оставаться в жидком состоянии. Она поэтому была способна заполнять появляющиеся под влиянием внешних импульсов трещины в руде. Различная степень резкости очертаний дунитовых жилок указывает на различную степень окристаллизованности рудной массы в момент возникновения этих трещин. Если считать, что разрывы, заполнявшиеся дунитовой жидкостью, появлялись более или менее одновременно, можно при детальном изучении характера и распределения дунитовых жилок до известной степени определить положение участков как более раннего, так и более позднего застывания, т. е. выяснить направления последовательно продвигавшейся кристаллизации рудного тела.

Существование дунитовых жилок, как и описанных выше полосчатых текстур, указывает, что застывание рудного тела происходило в условиях внешних динамических напряжений. В период формирования дунитовых жилок эти напряжения могли приводить: а) к образованию ранних разрывов, заполнявшихся отжимаемой интерстициальной дунитовой жидкостью, б) к возможному местному образованию при этом рядом с жилками более концентрированных вкрапленных руд, в) к ранним тектоническим смещениям в рудном теле (фиг. 95).



Фиг. 94. Полоска — спутник лежачего бока (скв. № 36, глуб. 12.5 м), сложенная мелконодулярным хромитом. Внизу, белая жилка карбоната (нат. вел.)



Фиг. 95. Наклонная граница хромита и дунита в лежачем боку рудного тела Гигант (скв. № 50, глуб. 59.4 м). Граница пересечена круто наклонным сбросом, отмеченным жилкой дунита. Вдоль позднейшей трещины появились жилки карбоната

Минералы руд месторождения Гигант (и частично соседнего месторождения Спутник)

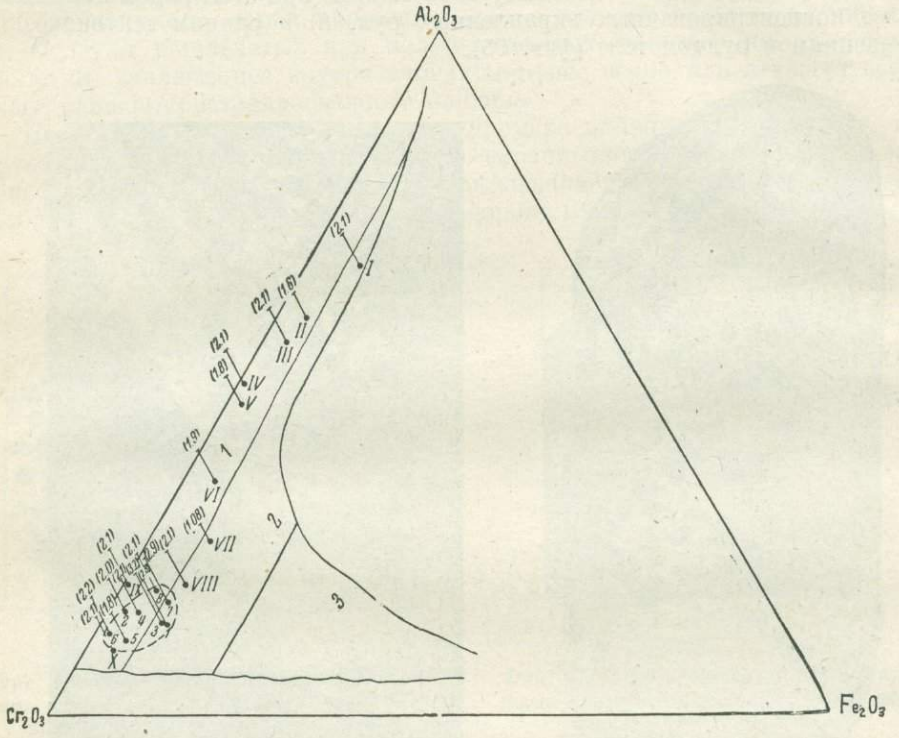
а) Магматические минералы

Рудообразующий хромшпинелид. По химическому составу хромшпинелид этих месторождений относится к магнохромитам.

Хромшпинелид в прозрачных шлифах образцов из глубоких частей рудного тела обычно обладает субидиоморфными очертаниями и просвечивает в вишнево- и буровато-красных тонах. Узкие непросвечивающие каемки наблюдаются лишь по краям зерен и вдоль трещинок, давая растушеванные переходы к просвечивающему ядру. С приближением к поверхности степень изменения хромшпинелидов увеличивается вплоть до того, что они становятся совершенно непрозрачными. На ряду с этим очер-

тания зерен становятся изъеденными; иногда отдельные зерна растрескиваются и распадаются на ряд обломков. В меньшей степени изменен хромшпинелид силифицированных разновидностей руд.

Химический состав рудообразующего хромшпинелида приведен в табл. 18 и отображен в диаграмме фиг. 96.



Фиг. 96. Диаграмма вариаций состава рудообразующих хромшпинелидов Кемпирсайского интрузива

1 — область хромшпинелидов, просвечивающих хорошо или удовлетворительно; *2* — область хромшпинелидов, просвечивающих плохо при повышенном содержании FeO и удовлетворительно при повышенном содержании MgO; *3* — область непросвечивающих хромшпинелидов. Римские цифры соответствуют номерам анализов табл. 21. Арабские цифры соответствуют номерам анализов табл. 18 (состав хромшпинелидов месторождения Гигант). Арабские цифры в скобках показывают отношения MgO : FeO (в мол.), графически изображаемые величиной вектора

1. Обр. № 66/38 г. Вкрапленник из рудной полоски в висячем боку рудного тела. Шурф № 171.
2. Обр. № 34/38 г. Среднезернистый вкрапленный хромит с серпентином и карбонатом (доломитом). Скв. № 12, глубина 21.80 м.
3. Обр. 33/38 г. Густовкрапленный хромит с серпентином и карбонатами. Скв. № 12, глубина 39.65 м.
4. Обр. № 32/38 г. Крупнозернистый разреженный вкрапленник, с округлыми очертаниями зерен, с серпентином и карбонатами. Скв. № 12, глубина 51.90 м (вблизи лежачего бока).
5. Обр. № 18/38 г. Нодулярный хромит с силифицированной нерудной частью. Отвалы шурфа № 31.
6. Обр. № 53/38 г. Мелкозернистый вкрапленник с силифицированной нерудной частью. Отвалы шурфа № 31.
7. Обр. № 63/38 г. Мелкозернистый сплошной хромит. Отвалы шурфа № 51.
8. Обр. № 35/38 г. Среднезернистый густой вкрапленник с хромактинолитовой нерудной массой. Скв. № 4, глубина 13.05—13.40 м.

Рентгенометрический анализ просвечивающего в шлифе хромшпинелида из обр. № 35 был произведен в Рентгеновской лаборатории ИГН АН СССР

Таблица 18

Химический состав рудообразующего хромшпинелида руд месторождения Гигант

Окислы	1				2				3				4			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %
SiO_2	0.32	003	—	—	0.53	009	—	—	0.35	006	—	—	0.48	008	—	—
TiO_2	—	—	—	—	0.20	003	—	—	—	—	—	—	0.20	003	—	—
Al_2O_3	7.38	073	073	7.2	7.82	076	076	7.6	7.59	075	075	7.3	8.60	084	084	8.2
Cr_2O_3	60.87	401	401	39.3	61.98	408	408	40.7	62.00	408	408	39.8	61.98	408	408	39.8
Fe_2O_3	6.76	043	043	3.5	2.57	016	016	1.7	6.24	039	039	2.9	2.02	013	013	2.0
FeO	9.17	127	127	13.9	11.89	165	165	16.1	8.46	117	117	13.1	11.91	165	165	16.0
MgO	14.95	372	368	36.1	14.41	360	340	33.9	15.50	387	378	36.9	14.84	371	357	34.0
CaO	—	—	—	—	0.46	008	—	—	—	—	—	—	0.12	002	—	—
$+H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$-H_2O$	—	—	—	—	0.01	—	—	—	0.04	—	—	—	0.11	—	—	—
Сумма	99.45	—	—	100.00	99.87	—	—	100.00	100.18	—	—	100.0	100.26	—	—	100.00
Исключенные при пересчете нерудные минералы	Серпентин — $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Серп.- $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Карбонат — $CaMg(CO_3)_2$				Серпентин — $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Серп. — $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Карбонат — $CaMg(CO_3)_2$			
$R_2O_3:RO$			1.04				0.99				1.05				0.96	
$Cr_2O_3:Al_2O_3$			5.5				5.3				5.3				4.8	
$MgO:FeO$			2.8				2.0				3.2				2.1	
Минеральный вид, по Болдыреву	Магнохромит — $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит — $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит — $(Mg,Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит — $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$		14.1				15.1				14.64				16.2	
	$MgO \cdot Cr_2O_3$		56.0				52.6				59.04				53.1	
	$FeO \cdot Cr_2O_3$		21.4				28.7				20.47				26.1	
	$FeO \cdot Fe_2O_3$		8.5				3.6				5.85				4.6	
Сумма				100.00				100.0				100.00				100.0

Таблица 18 продолжение

Химический состав рудообразующего хромшпинелида руд месторождения Гигант

Окислы	5				6				7				8			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	молек. %
SiO_2	2.04	34	—	—	6.20	103	—	—	0.86	014	—	—	0.46	008	—	—
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	следы	—	—	—
Al_2O_3	5.44	054	054	5.5	5.65	055	055	5.9	8.77	086	086	8.6	9.55	094	094	9.2
Cr_2O_3	60.27	396	396	40.0	59.78	393	393	42.2	60.66	399	399	39.7	58.66	386	386	37.7
Fe_2O_3	3.96	024	024	3.5	1.92	012	012	1.9	5.90	037	037	1.7	3.80	024	024	3.1
FeO	12.85	178	178	16.3	10.72	149	149	14.7	8.34	116	116	15.6	12.21	169	169	15.0
MgO	15.03	375	326	33.7	15.12	377	329	35.3	14.68	366	345	34.4	14.68	367	358	35.0
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$+H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$-H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.59	—	—	99.00	99.39	—	—	100.0	99.21	—	—	100.00	99.36	—	—	100.0
Исключенные при пересчете нерудные минералы	Серпентин — $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Серп. — $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Халцедон — SiO_2				Серпентин — $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Серпентин — $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$			
$R_2O_3 : RO$			0.94				0.96				1.13				0.95	
$Cr_2O_3 : Al_2O_3$			7.3				7.1				4.6				4.1	
$MgO : FeO$			1.8				2.2				2.9				2.1	
Минеральный вид, по Болдыреву	Магнохромит — $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит — $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит — $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит — $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$	10.8			11.78				17.16				18.3			
	$MgO \cdot Cr_2O_3$	54.4			58.88				51.66				51.3			
	$FeO \cdot Cr_2O_3$	24.8			25.59				27.89				23.8			
	$FeO \cdot Fe_2O_3$	10.0			3.75				3.29				6.6			
Сумма			100.0		100.00				100.00				100.0			

М. И. Захаровой. Вычисленная величина постоянной решетки оказалась равной 8.26Å, что по литературным данным (Вахрамеев, 1935) находится в полном соответствии с химическим составом хромшпинелида.

Выводы к таблице 18 и диаграмме фиг. 96 химического состава хромшпинелидов месторождения Гигант

1. На тройной диаграмме составов хромшпинелидов, предложенной Г. А. Соколовым (1940), составы всех анализированных хромшпинелидов месторождения Гигант образуют довольно ограниченное поле в левом нижнем углу диаграммы (очерчено пунктиром). Все составы попадают в область хорошо просвечивающих хромшпинелидов, близкую к вершине Cr_2O_3.

2. Минеральный вид хромшпинелида, по принятой классификации,— магнохромит $(Mg, Fe)OCr_2O_3$.

3. Значительных колебаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 в составе хромшпинелидов из руд различных текстурных разновидностей не наблюдается. Можно заметить, что при переходе от густовкрапленных руд (анализ № 3) к подулярным (анализы № 6 и 4) и средневкрапленным (анализы № 2 и 5) происходит некоторое понижение содержания MgO и повышение содержания FeO, что согласуется с выводами по Северо-Кемпирсайским месторождениям (см. фиг. 49).

4. Состав хромшпинелидов более или менее постоянен для различно расположенных по отношению к висячему и лежачему бокам участков рудного тела (сравнить анализы № 1, 2, 3, 4).

5. Колебания в содержании Fe_2O_3 и FeO могут быть объяснены различной степенью изменения хромшпинелидов.

Минералы, сопровождающие хромшпинелид в рудах, чаще всего относятся к серпентину, хлоритам и различным гипергенным минералам (нонтронит, карбонаты, опал, халцедон, кварц и др.); реже встречаются амфибол и тальк. Оливин и пироксен совместно с хромшпинелидом в руде нам наблюдать не удалось.

6. В сравнении с первичным составом акцессорного хромшпинелида из вмещающих рудное тело Гигант дунитов (см. табл. 16), рудообразующий хромшпинелид отличается, во-первых, резко повышенным содержанием окиси хрома и соответственно пониженным содержанием глинозема и, во-вторых, преобладанием по весу окиси магния над закисью железа.

б) Постмагматические минералы

Моноклинный пироксен-диопсид. Моноклинный пироксен был встречен нами в месторождении Гигант, в керне скв. № 19, на глубине 13—16 м, где он слагает небольшую жилку. Истинную мощность жилки и угол падения установить по керну не удалось. Макроскопически пироксен хорошо выделяется в серпентиновой массе по яркозеленому цвету, однако отличить его в штуфах от амфибола (гораздо более распространенного в месторождении) довольно трудно. В шлифах пироксен бесцветен, оптические константы его указывают на диопсид: $2V = +54, +55°$; $cNg = 44°$; $Ng' = 1.694$; $Np' = 1.662$ ($\pm$ 0.003); $Ng - Np = 0.029$.

Совместно с диопсидом встречается амфибол и, редко, биотит.

Амфибол. Амфибол обычно наблюдается в форме жилок различной мощности (от долей сантиметра до 0 1 м), либо совместно с диопсидом, как уже указывалось выше (в скв. № 19), либо (гораздо чаще) совместно с хлоритами. Реже амфибол выполняет промежутки между зернами хромшпинелида.

Макроскопически — это игольчатые кристаллы яркозеленого цвета. В шлифе бесцветен, иногда слабо зеленоват. Оптические константы его:

$2V = +70° — +80°$; $cNg = 18—20°$; $Ng' = 1.622$ ($\pm$ 0.003); $Np' = 1.614$ ($\pm$ 0.003); $Ng — Np = 0.026—0.027$.

Химический анализ, сделанный для аналогичного по макроскопическим и оптическим свойствам минерала с месторождения Спорного, указывает на высокое содержание в нем Al_2O_3 (10.68%). Исходя из оптических констант и данных химического анализа, минерал следует отнести к группе эденита.

Биотит. Встречается очень редко совместно с диопсидом и амфиболом (в шлифе из керна скв. № 19 месторождения Гигант). Минерал имеет бурую или буровато-зеленую окраску, резко плеохроирует в зеленовато-бурых тонах, абсорбция $Ng > Np$, угасание прямое, удлинение положительное. В шлифе различаются два типа биотита: а) бурые чешуйки ксеноморфных очертаний, обрастающие зерна пироксена и амфибола; б) буровато-зеленые или темнозеленые зерна, состоящие из мельчайших, неодновременно угасающих чешуек. Они явно замещают амфибол. Обычно биотит сопровождается значительным количеством гидроокислов железа.

Хлориты. Здесь распространены две разновидности хлорита:

а) крупнопластинчатый фиолетового цвета кеммерерит (с малым 2V, оптически отрицательный, с низким двупреломлением, $Nm' = 1.580$ ($\pm$ 0.004);

б) зеленоватый, до почти бесцветного, пеннин. В шлифе бесцветен, то положительный, то отрицательный, с малым 2V; аномальные тона интерференционной окраски. $Nm' = 1.572$ ($\pm$ 0.004). Двупреломление высокое, около 0.014.

Иногда оба хлорита встречаются совместно в срастании друг с другом. Однако кеммерерит более распространен в амфиболо-хлоритовых жилках, тогда как пеннин совместно с серпентином, амфиболом и другими минералами часто выполняет промежутки между зернами хромшпинелида.

Тальк. Мелкие чешуйки талька очень редко встречаются совместно с хлоритами и амфиболом в промежутках между зернами хромшпинелидов. Детально минерал не исследован.

Порядок образования минералов, судя по взаимоотношениям их в шлифах, примерно отвечает порядку перечисления.

Возникновение хлоритов могло быть связано с позднейшей гидротермальной деятельностью в связи с фазой габбровых инъекций. Однако образование жилок, сложенных пироксеном и амфиболом, предшествовало фазе габбровых инъекций. Эти жилки всегда резко обрываются у контактов рудной массы с габбро-диабазом (см. фиг. 85) и не показывают какой-либо зависимости в своем распределении от локализации габбровых даек.

в) Гипергенные минералы

Контронит. Широко распространен в пределах месторождения. Обычно выполняет промежутки между зернами хромшпинелида, замещая серпентин [1] и амфибол. В шлифе представлен мелкочешуйчатым аггрегатом зеленого и желтовато-зеленого цветов $Ng' =$ от 1.580 до 1.590; $Np' =$ от 1.572 до 1.580; $Ng—Np =$ от 0.010 до 0.018.

Бейделлит. Этот минерал был встречен на месторождении Спутник, где он приурочен к контакту серпентинитов с дайкой габбро-диабаза. Мощность прослоя бейделлита достигает здесь 1 м. Макроскопически ми-

[1] И. И. Гинзбург (1938) указывает, что появляющийся в результате замещения серпентина так называемый контронит представляет собой разность монтмориллонита — ферримонтмориллонит. Так как нами более детальных определений не производилось, то минерал условно назван контронитом.

нерал представляет собой жирную на ощупь, восковидную массу различных оттенков голубовато-зеленого цвета, во влажном состоянии хорошо просвечивающую в краях.

Интерференционная окраска в порошке серая; иногда, в более толстых пластинках, желтоватая. Показатели преломления его колеблются около 1.502. Результаты химического анализа даются в табл. 19.

Таблица 19

Химический состав бейделлита с месторождения Спутник

(из материалов И. И. Гинзбурга)

Окислы	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	43.08	718
Al_2O_3	25.43	249
Cr_2O_3	0.27	002
CaO	0.77	013
MgO	1.99	050
$-H_2O$	16.38	910
$+H_2O$	9.89	550
Сумма	97.81	—

Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР. Химик-аналитик А. Якубович.

В результате пересчета состав минерала можно выразить следующей приближенной формулой:

$$Al_2O_3\ 3SiO_2 \cdot 2H_2O \cdot nH_2O.$$

Карбонаты. Встречаются очень часто или в форме жилок, или в качестве продукта замещения серпентинита в ячейках, образованных хризотилом. Представлены тремя разновидностями:

1) Плотные опаловидные карбонаты встречаются в жилках или в ячейках хризотила; по составу соответствуют доломиту ($Ng = 1.678 + 0.004$; $Np' = 1.502 + 0.003$).

2) Рыхлые, почти порошковатые, встречаются в форме жилок или примазок на рыхлых рудах. По составу близки к кальциту ($Ng = 1.662 + +003$; $Np' = 1.495 + 0.003$). Вскипают от HCl на холоду.

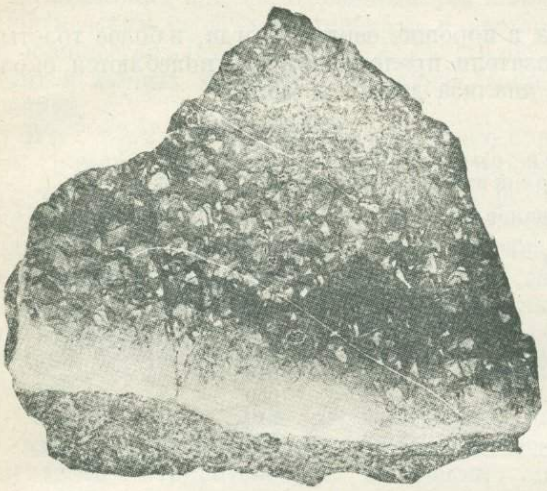
3) Плотные опаловидные жилки или стяжения, по составу соответствующие чистому магнезиту ($Ng = 1.700 + 0.003$; $Np' = 1.509 + 0.002$). Обычно магнезит встречается на некоторой глубине, замещая крупные участки серпентинита.

Опал. Различно окрашенные опалы широко распространены в пределах месторождений. Чаще всего встречается молочнобелый опал, выполняющий трещинки в рудах или промежутки между зернами хромшпинелидов. Темнозеленый опал иногда образует крупные скопления в зоне выщелоченных серпентинитов, подстилающих руды.

Халцедон встречается совместно с опалом. В шлифе можно наблюдать постепенные переходы участков, богатых опалом, в участки, богатые халцедоном. Для халцедона очень характерны сферолитовые аггрегаты. Слагающие их радиальные волоконца имеют отрицательное удлинение.

Кварц. По сравнению с опалом и, в особенности, халцедоном имеет небольшое распространение. Обычно кварц встречается или в промежутках между зернами хромшпинелида, совместно с халцедоном и опалом, или в форме жилок различной мощности, не превышающей, однако, 0.5 см. Кроме того, прозрачные, хорошо образованные кристаллы кварца величиной до 1 см образуют щетки и друзы в трещинах в руде. Такие друзы кварца были встречены нами в шурфе № 68 (фиг. 97, 98). Кристаллы кварца имеют

в поперечнике 3—4 мм; весьма короткостолбчаты. Равномерно развиты оба ромбоэдра. Грани призм с характерной поперечной штриховкой видны лишь в единичных кристаллах, ось которых несколько наклонна к поверхности нарастания. На гранях местами можно наблюдать вицинали, с характерным для низкотемпературных кварцев углом $\gamma > 90°$ (II тип вицинален, по Кальбу).[1] В основании щетки кварца видна корочка опала. Судя по всем этим признакам, кварц низкотемпературный и, вероятно, гипергенного происхождения.



Фиг. 97. Щетка кристаллов кварца на сплошном хромите (шурф № 68 месторождения Гигант) ($^3/_4$ натур. вел.)

Гипс. Лучистые сферолитовые аггрегаты гипса размерами 0.5—1 см в диаметре были встречены нами в прожилке глинистой нонтронитоподобной массы среди рыхлых руд на глубине 1.5—2.0 м от поверхности, в транше месторождения Гигант. Макроскопически и в порошке с иммерсионными жидкостями бесцветен, удлинение положительное, оптический знак



Фиг. 98. Щетка кристаллов кварца при увелич. 5

отрицательный. Показатели преломления: $Ng' = 1.529$; $Np' = 1.517 \pm 0.003$; $Ng - Np =$ около $0.009 - 0.010$.

Гидроокислы Fe часто встречаются в пределах обоих месторождений. Они приурочены главным образом к верхнему горизонту месторождений (так называемой нонтронито-охристой зоне), но присутствуют и в

[1] Вицинали любезно указаны Г. Г. Леммлейном.

более глубоких частях — в выщелоченных серпентинитах. Обычно гидроокислы Fe выполняют либо трещинки в хромшпинелиде, либо промежутки между зернами их. В последнем случае они встречаются совместно со всеми вышеописанными минералами. Особенно часто наблюдается в шлифах отложение гидроокислов Fe в хлоритах, причем скопление этих окислов происходит либо по краям чешуек, либо в середине их. Выделение гидроокислов сопутствует силификации. Помимо происхождения за счет полного разложения силикатов, часть гидроокислов происходит, повидимому, за счет окисления и гидратации закисного железа магнетита, мелко рассеянного в хризотиловых шнурах. Некоторая часть их, сконцентрированная в трещинках хромшпинелида, произошла, может быть, за счет окисления части железа, заключающегося в последнем.

Сложение рудной массы в связи с проявлениями древнего выветривания

По степени разрыхленности, состоянию цемента и просвечиваемости рудообразующего хромшпинелида, на месторождении Гигант различаются четыре разновидности руд:

1) Очень плотные силифицированные руды (вкрапленные и густовкрапленные) с опало-халцедоно-кварцевым цементом, обычно обогащенные бурыми гидроокислами железа, очень трудно поддающиеся удару молотка. Среди этих руд можно различить две разновидности:

а) руды с реликтовой текстурой, при которой силикаты нацело замещены халцедоном, опалом и, реже, кварцем, а хромшпинелид хорошо просвечивает, за исключением тонких каемок вдоль трещин и границ рудных зерен;

б) руды с нарушенной первичной текстурой, в которых силификация произошла уже после изменения руды другими процессами выветривания, а хромшпинелид просвечивает лишь в отдельных участках.

Относительное количество плотных силифицированных руд не превышает 3—5%, к общему запасу руд.

2) Плотные руды (вкрапленные и густовкрапленные) с сохранившимися интерстициальным серпентином (по оливину), хлоритами, жилками амфиболов. В связи с процессами древнего выветривания такие руды пронизаны мелкими жилками карбонатов, опалов и других гипергенных минералов. Штуфы легко разбиваются молотком, иногда разламываются вдоль трещин руками; в шлифах обычно, кроме непрозрачной рудной массы, наблюдаются небольшие просвечивающие ядра хромшпинелидов. В зависимости от минералогического характера преобладающих прожилков, можно различить: а) руды с опало-халцедоновыми прожилками, б) руды с карбонатными прожилками. Обычно в плотных рудах с сохранившимся серпентиновым цементом преобладают карбонатные жилки.

3) Рыхлые руды с сильно выщелоченным цементом, в котором серпентин и хлориты большей частью замещены карбонатами, понтронитами, гидроокислами железа. Руды еще не потеряли связности, но легко разламываются руками; в шлифах хромшпинелид обычно полностью непрозрачен. Густота жилок гипергенных карбонатов и опало-халцедона в этих рудах больше, чем в описанной выше разновидности, причем жилки из опало-халцедона преобладают над карбонатными. Относительное количество этой разновидности руд на месторождении Гигант около 45%.[1]

4) Порошковатые руды с совершенно выщелоченными нерудными минералами; лишь в трещинках хромшпинелидов наблюдаются чешуйки хлорита, понтронита и гидроокислов железа; в шлифе хромшпинелид совершенно не просвечивает.

---

[1] На основании данных ситового анализа, произведенного Донской геологоразведочной партией треста Союзхромит.

Относительное количество порошковатых руд по объему не превышает 3—5% от общих запасов месторождения.

Химический состав разновидностей сырых руд (см. табл. 20) характеризуется такими особенностями:

Таблица 20

Химический состав различных категорий руд месторождения Гигант

Компоненты	Руды рыхлые		Руды рыхлые и порошковатые			Руды силифицированные	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	10.82	1.50	1.50	2.15	5.68	21.88	17.87
TiO_2	0.17	0.16	0.16	0.18	—	0.19	0.10
Cr_2O_3	42.08	61.02	61.63	60.91	55.98	47.09	50.55
Al_2O_3	6.76	10.28	10.99	8.28	11.08	6.05	6.42
Fe_2O_3	10.15	12.78	12.82	12.59	7.13	6.50	4.50
FeO				2.08	4.81	7.31	7.48
MnO	0.13	0.10	0.15	0.16	—	0.18	—
MgO	19.27	11.19	11.23	11.51	12.26	11.00	12.80
CaO	1.67	0.68	0.62	0.00	—	0.36	—
$+H_2O$	данных нет			0.65	2.62	0.53	0.36
$-H_2O$						0.11	0.19
NiO	0.24	0.12	0.09	—	—	0.00	—
CO	—	—	—	—	—	следы	—
Cu	не обн.	не обн.	не обн.	—	—	0.03	—
S	следы	следы	следы	—	—	—	—
P_2O_5	0.014	следы	0.008	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	0.13	0.26	—
Сумма	91.90	95.83	99.20	98.51	99.69	101.49	100.27
	Анализы неполные						
Cr_2O_3:FeO (весов.)	4.14	4.76	4.80	4.54	4.98	3.57	4.38

Примечание. Анализы 1, 2, 3 взяты из отчета Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит за 1938 г.

Анализы 4, 5, 6, 7 выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

1. Проба № 687/38 г. Плотный густовкрапленный хромит в серпентиново-карбонатной массе.
2. Проба № 691/38 г. Рыхлый, почти порошковатый хромит с окислами Fe, хлоритами и амфиболом (траншея).
3. Проба № 693/38 г. Порошковатый хромит с окислами Fe и нонтронитом.
4. Обр. № 264/37 г. Порошковатый хромит.
5. Обр. № 168/38 г. Рыхлый хромит с амфиболом и хлоритами.
6. Обр. № 252/37 г. Густой крупнозернистый вкрапленник в серпентиновой массе, которая частично замещена опалом и халцедоном.
7. Обр. № 253/37 г. Плотный хромит с опалом и халцедоном.

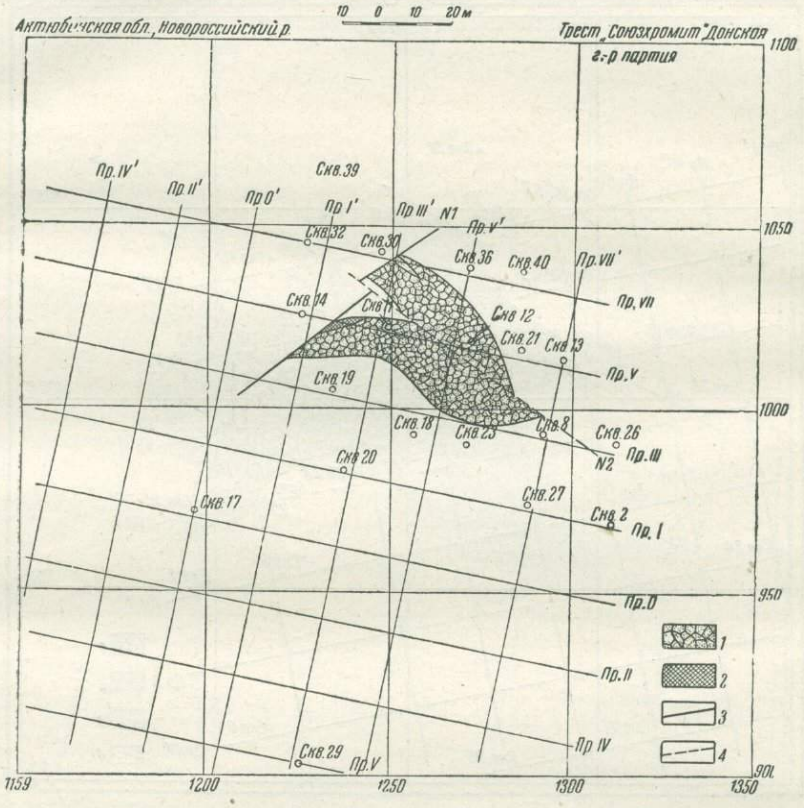
1) Силифицированные руды отличаются значительно повышенным содержанием SiO_2 и пониженным содержанием MgO по сравнению с неизмененными рудами, аналогичными по густоте вкрапленности.

2) Рыхлые и порошковатые руды характеризуются резко повышенным содержанием Cr_2O_3 и соответственно увеличенным содержанием Al_2O_3 по сравнению как с неизмененными, так и силифицированными рудами; это увеличение происходит за счет удаления SiO_2 и MgO при выщелачивании силикатной части руд. Содержание третьего полуторного окисла Fe_2O_3 возрастает еще в большей мере за счет окисления FeO. Благодаря этому Fe_2O_3: FeO>1 (см. анализы № 4, 5), чего почти никогда не отмечается в неизмененных разностях руд, где Fe_2O_3 : FeO<1. Изменение соотношения

Fe_2O_3: FeO выражает изменение самого хромшпинелида, который в рыхлых и порошковатых рудах теряет свою прозрачность.

Поскольку суммарное содержание $FeO + Fe_2O_3$ не изменяется заметно, кондиционный коэффициент $Cr_2O_3 : FeO$[1] остается более или менее постоянным в различных категориях руд.

Анализы № 2,3 и 4 показывают, что данные рыхлые и порошковатые руды являются природными концентратами, с ничтожным остаточным количеством нерудных минералов. При сравнении этих анализов с анализами искусственных концентратов неизмененных хромшпинелидов (табл. 18) видим лишь одно существенное различие, а именно — окисление FeO в Fe_2O_3;



Фиг. 99. Донское месторождение хромита № 1 Гигант. План горизонта 260 м

1 — хромит вкрапленный (каменистый); *2* — хромит рыхлый; *3* — сместители наблюдаемые; *4* — сместители предполагаемые

соотношения других окислов не претерпевают заметных изменений, и, в частности, Al_2O_3, на ряду с Cr_2O_3, не принимает заметного участия в миграции вещества.

Дебаеграммы проб наиболее измененных хромшпинелидов месторождения Гигант[2] сохраняют все линии, характерные для неизмененных хромшпинелидов. Постоянная решетка при этом также сохраняется (8.26 Å).

Таким образом, степень разрушения решетки хромшпинелида при гипергенных процессах меньше, чем при гидротермальном изменении хромшпинелидов, исследованном С. А. Кашиным (1937).

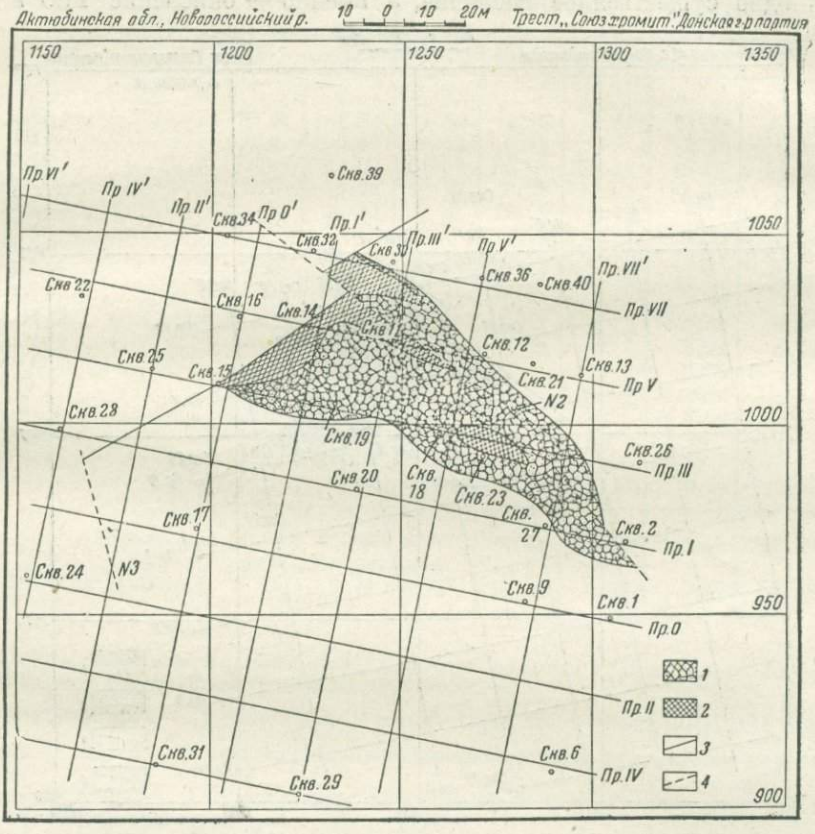
Для учета практической значимости выявленных особенностей руд,

[1] Суммарное железо, перечисленное на FeO.

[2] Рентгенограммы были выполнены в лаборатории ИГН М. И. Захаровой.

подвергшихся древнему выветриванию, обратимся к распределению их в пределах рудного тела.

Распространение разновидностей руд на площади месторождения схематически изображается на карте фиг. 64. Как видим, первичные плотные руды совершенно отсутствуют в самой верхней части рудного тела, и здесь представлены лишь измененные разновидности руд. Их площадное распределение показывает некоторую зависимость от двух факторов. а) сгущения тектонических линий в северной части месторождения, в связи с чем порошковатые разности руд сохранились здесь от смыва при данной степени де-



Фиг. 100. Донское месторождение хромита № 1 Гигант. План горизонта 270 м

1 — хромит вкрапленный (каменистый); *2* — хромит рыхлый; *3* — сместители наблюдаемые; *4* — сместители предполагаемые

нудации, б) выхода на размытую поверхность в западной и южной частях месторождения лежачего бока руды при общем неглубоком залегании его, в связи с чем здесь проявляется повышенная силификация отдельных рудных участков и, следовательно, некоторое обогащение рыхлой рудной массы плотными силифицированными разновидностями.

С переходом к более низким горизонтам происходят следующие изменения в сложении рудной массы, как показывают погоризонтные планы месторождения (см. фиг. 99—101): [1]

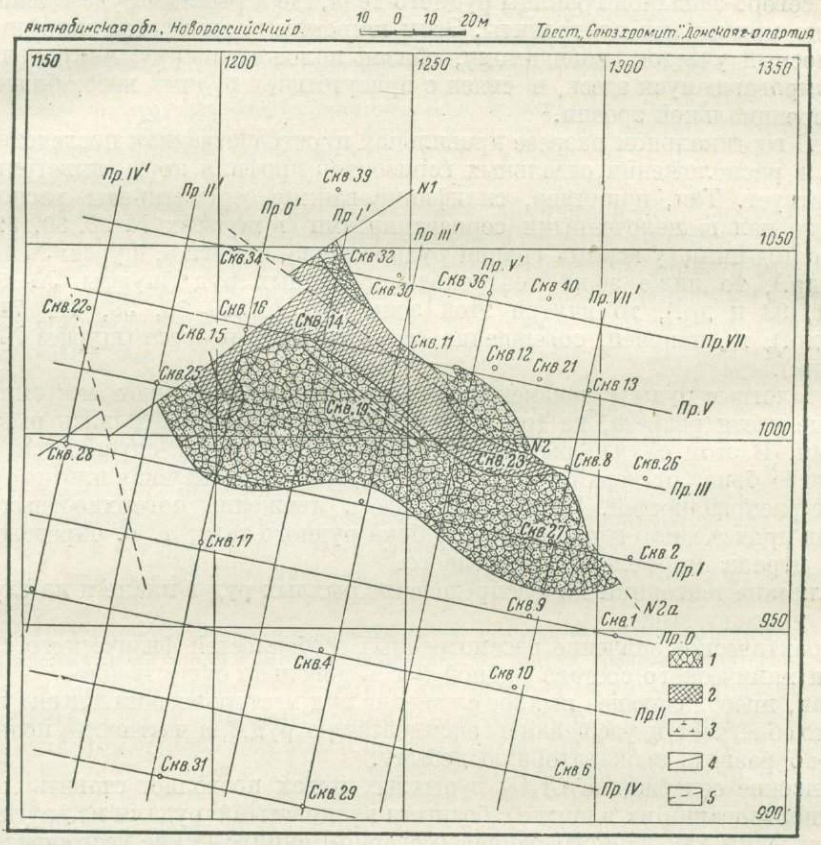
1) резко возрастает объем плотных руд, которые уже в плане горизонта 280 м преобладают над рыхлыми рудами; вся погруженная северо-восточная часть рудного тела представлена плотными рудами;

[1] Приводимые погоризонтные планы заимствованы из отчета Донской геологоразведочной партии (Алешин и др., 1938).

2) плотные руды более глубоких горизонтов относятся лишь к первичным рудам, т. е. вкрапленным рудам с серпентиновой массой, тогда как силифицированные разновидности здесь уже не встречаются;

3) порошковатые разности, характерные лишь для размытой поверхности рудного тела, на глубине также полностью отсутствуют, а рыхлые руды показывают отмеченную выше приуроченность к участкам сгущения тектонических линий.

Таким образом, в целом намечается некоторая вертикальная зональность строения рудной массы, в общем соответствующая обычному профилю древ-



Фиг. 101. Донское месторождение хромита № 1 Гигант. План горизонта 280 м

1 — хромит вкрапленный (каменистый); *2* — хромит рыхлый; *3* — пироксениты; *4* — сместители наблюдаемые; *5* — сместители предполагаемые

ней коры выветривания в серпентинитах. При этом порошковатые и рыхлые руды, учитывая минералогический состав их силикатной части, можно считать эквивалентом зоны охр и частично нонтронитов, а плотные руды с карбонато-серпентиновым цементом — эквивалентом ниже располагающихся зон нонтронитов и выщелоченных серпентинитов. Присутствие силифицированных руд указывает на приближение профиля выветривания на участке месторождения Гигант к так называемому «силифицированному» профилю.

Однако наличие крупной, полого залегающей рудной массы, с отмеченными деталями морфологии и тектоники рудного тела, обусловило появление некоторых иных интересных особенностей в строении профиля выветривания на рудоносном участке. Главнейшие из этих особенностей таковы:

1. Глубина влияния агентов выветривания на боковые серпентиниты значительно меньше, чем на самую рудную массу. Так, например, в северной части месторождения (шурфы № 18, 49, 53 и скв. № 11, 14, 16) рыхлые руды с нонтронитизированной силикатной частью распространяются до глубины 20—35 м, тогда как в прилегающих серпентинитах нижняя граница нонтронитовой зоны находится всего на глубине от 5—6 м (шурфы № 74, 79, 81, 82) до 8—12 м (шурфы № 66, 83, 87, 88).

2. Силифицированные обохренные серпентиниты окружают в виде неширокой каймы (10—20 м) рудные выходы со всех сторон, за исключением части северо-западной границы рудного тела, где к рыхлым рудам непосредственно примыкают нонтроиты. Этим широким проявлением силификации рудоносный участок, повидимому, обязан положительному микрорельефу, сформировавшемуся здесь, в связи с присутствием рудных масс, благодаря дифференциальной эрозии.[1]

3. В вертикальном разрезе правильная пространственная последовательность в расположении отдельных горизонтов профиля коры выветривания отсутствует. Так, например, силифицированные серпентиниты располагаются то над выщелоченными серпентинитами (в шурфах № 29, 30, 32, 66, 73), то под ними (у южных границ рудного тела, канава 5, шурфы № 10, 12, 13 и др.), то ниже зоны нонтронитизированных руд (шурфы № 8, 34, 63, 91, 93 и др.), то внутри этой зоны (шурфы № 33, 39, 47, 71, 75, 90 и др.), то, наконец, совершенно отсутствуют в разрезе (шурфы № 4, 9, 79 и др.).

4. Плотные руды с неизмененными силикатами занимают местами срединные части разреза, не только покрываясь, но и подстилаясь рыхлыми рудами. В этом случае рыхлые руды придонной части спускаются вдоль лежачего бока, от верхнего горизонта рыхлых руд, облекая плотные руды обеих разновидностей. Повидимому, здесь движение поверхностных растворов происходило вдоль лежачего бока рудного тела, т. е. определенную роль играла морфология последнего.

Влияние тектоники на распределение рыхлых руд в плане и на глубину было указано выше.

Практическое значение рассмотренных особенностей физического сложения и химического состава рудной массы довольно существенно.

Так, преобладающее рыхлое сложение руд месторождения Гигант значительно облегчает и удешевляет эксплоатацию руд и, в частности, позволяет широко развить экскаваторную добычу.

Высокое содержание Cr_2O_3 в рыхлых рудах позволяет ставить вопрос об использовании их в шихте с бедными кусковатыми рудами из других месторождений как данного района (Северно-Кемпирсайские месторождения), так и Урала вообще (например, Сарановского месторождения).[2] Отрицательной стороной рыхлых руд месторождения Гигант является возможность значительных потерь при транспортировке руд в навал, однако это затруднение технически устранимо.

Силифицированные разности руд неблагоприятны как для эксплоатации (высокая плотность, влекущая за собой большую затрату взрывчатых материалов при разработке крупных блоков), так и для технологического процесса выплавки феррохрома (резко повышенное содержание SiO_2). Однако содержание силифицированных руд в общем объеме рудной массы не велико. При разработке же более глубоких горизонтов рудного тела эта разновидность руд совершенно исчезнет.

---

[1] Роль положительного рельефа в образовании силифицированного горизонта профиля коры выветривания освещена в работах И. И. Гинзбурга (1938), И. И. Савельева (1936) и др.

[2] См. сноску на стр. 102.

Покровные отложения в районе месторождения Гигант

Характерной чертой геологической обстановки в районе месторождения Гигант, совершенно необычной для большинства других уральских месторождений хромитов, надо признать нередкое расположение коренных выходов хромитовых руд среди меловых отложений.

Стратиграфический разрез покровных отложений около рудных выходов выражается следующей колонкой (сверху вниз):

	Мощность
1. Буроватые рыхлые суглинки с почвенным и растительным слоем	до 0.5 м
2. Голубовато-серые и зеленоватые плотные опоковидные песчаники с опаловым цементом и обильными конкрециями окремнения	до 5 »
3. Бурые и зеленовато-желтые рыхлые глауконитовые песчаники с включениями галек хромита, силифицированных серпентинитов и других пород	до 1.5—2 »
4. Слабо сцементированные полимиктовые конгломераты из галек различных осадочных и изверженных пород, в том числе и хромита .	до 0.1—0.2 »
5. Коренные породы ультраосновного массива и продукты их древнего выветривания.	

В горизонте глауконитовых песчаников (3) обнаружены окатанные фосфоритизированные обломки губок (*Actinosyphonia* sp., *Ventriculites* sp. ex gr., *Ventriculites radiatus* M a n t.), зубы акул (из родов *Lamna* и *Corax*), зуб ящера из семейства Plesiosauridae, отпечатки неопределимых пелиципод. В верхнем горизонте (2) плотных глауконитовых песчаников обнаружен *Ostrea vesicularis* L a m., *Gastropoda* sp., *Cyprina* sp., *Nucula* sp. (определения А. Л. Яншина).

Приведенная фауна заставляет относить горизонты 2 и 3 к сенону (от сантона до маастрихта). К сожалению, в коллекции не оказалось форм, которые помогли бы установить возраст отложений более точно.

В приведенном виде разрез наблюдается обычно лишь за пределами рудного контура. На участках же, где подстилающие коренные породы представлены х р о м и т о м, мощность разреза обычно уменьшается за счет выпадения нижних его горизонтов и соответственного подъема коренного рельефа.

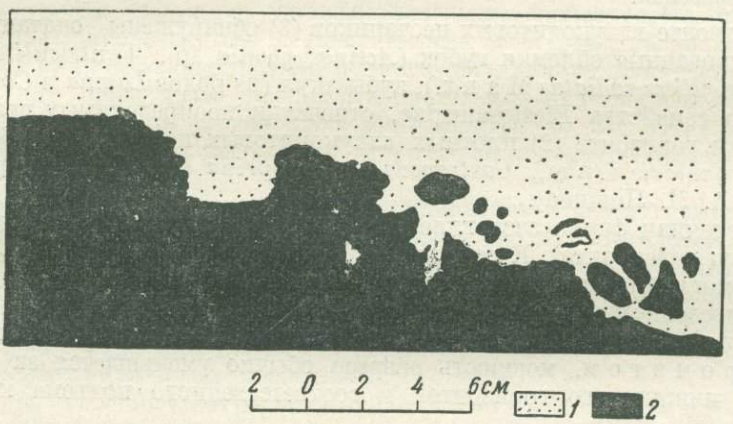
Таких участков, где «окна» коренных хромитов были известны на территории рудника перед началом разведочных работ, имелось два: 1) в северо-западной части месторождения (район шурфов № 28 и 72), где гребень хромитов вытягивался в северо-восточном направлении, и 2) в южной части месторождения (район траншеи и шурфов № 33, 34 и 47), где на плане была оконтурена небольшая площадь, занятая коренными выходами и элювием хромита. Мощность наносов около этих участков оказалась ничтожной, и бóльшая часть руды залегла непосредственно под слоем суглинков.

С приближением к выступам древнего рельефа, в горизонтах меловых отложений наблюдаются также некоторые фациальные изменения. Они проявляются главным образом в увеличении количества и размеров хромитовой гальки, диаметр которой возрастает до 3—4 см. При этом различаются два уровня залегания хромитовой гальки: 1-й — в основании разреза, непосредственно на коренных хромитах, и 2-й — на границе нижнего и верхнего горизонтов меловых отложений. Нижний слой с хромитовой галькой покрывает всю площадь коренных хромитовых выходов, подвергшихся морской абразии.

По своему происхождению хромитовая галька этого слоя представляет собой отпрепарированные морским течением от порошковатого и рыхлого материала ядра более плотного хромистого железняка. Некоторые из «ядер» легко разминаются руками и, следовательно, едва ли могли сохраниться, если бы они подвергались сколько-нибудь значительному переносу и истиранию. Обычное строение этого нижнего слоя «конгломератов» и карманo-

образный характер размытой поверхности изображены на фиг. 102. Верхний слой появляется лишь около крупных выступов древнего микрорельефа, сложенных коренными хромитами. Обнаружение хромитовой гальки в стенках какой-либо горной выработки на границе стратиграфических горизонтов 2 и 3 указывает, следовательно, на близость размывавшихся коренных выходов хромита, выступающих выше нижних горизонтов покровных отложений. Образованием микрорельефа коренные породы на площади хромитового месторождения обязаны были, очевидно, дифференциальной эрозии еще до наступления верхнемелового моря. Роль морской трансгрессии сводилась главным образом к заполнению неровностей рельефа принесенным материалом. Абразивному смыву при наступлении верхнемелового моря подверглась, повидимому, лишь небольшая часть коренных пород на рудоносном участке. Это доказывается такими фактами:

1) В сформировавшемся до трансгрессии профиле древнего выветривания вмещающих пород рудного тела оказалась смытой лишь зона охр, а в самом рудном теле, повидимому, лишь масса порошковатого хромита. Остальные горизонты коры выветривания сохранились, несмотря на положительный характер коренного рельефа на всем рудоносном участке относительно прилегающей площади.



Фиг. 102. Характер размытой поверхности рудного тела (восточная стенка северной рассечки шурфа № 307, месторождение Спутник)

1 — верхнемеловые песчаники, *2* — хромитовая руда

2) Хромитовый обломочный материал принимает очень небольшое количественное участие в составе осадочных пород. Можно было бы допустить последующий унос этого материала, однако распространение хромитовых конгломератов 2-го слоя довольно ограниченное, что указывает на слабую силу течения.

3) Микрорельеф, сохранившийся в области довольно рыхлых коренных пород, сам по себе указывает на ограниченную нивелирующую силу моря.

После отложения первого слоя конгломератов главная поверхность рудных выходов была ими предохранена от размыва, за исключением выступающих частей, вокруг которых образовались узкие ореолы хромитовых галек 2-го слоя.

Горизонтальное залегание осадочных пород, при небольшой мощности их и почти равнинности рельефа, создает благоприятные условия для оконтуривания смежных рудных тел (Геофизическое, Спутник и др.) путем детальной гравиметрической съемки.

Заключение по месторождению Гигант

В итоге рассмотрения главнейших особенностей месторождения Гигант можно наметить такие главные этапы его геологической истории:

1. Остывание дунитового горизонта интрузива и локализация при этом остаточного хромитоносного расплава в данном участке массива в форме полого лежащей пластообразной рудной массы. Механизм этой локализации может рассматриваться лишь после описания структуры южного хромитоносного поля в целом.

2. Кристаллизация рудного расплава в условиях бокового давления, с прохождением следующих этапов развития морфологических и текстурных особенностей рудного тела:

а) частичная деформация рудной залежи в фазу пластичного еще состояния ее, с появлением наклона в северо-восточной части рудного тела и усложнением формы его контактов;

б) образование чередующихся наклонных полос с большей и меньшей концентрацией вкрапленника и мелких побочных рудных шлиров-спутников, а также кристаллизация нодулярных руд в наклонных шлирах, деформация нодулей и появление в них однообразной ориентировки;

в) образование в поздние этапы кристаллизации рудного тела первых разрывов, с заполнением трещин интерстициальной дунитовой жидкостью.

Эти этапы частично перекрывали друг друга.

3. Далее происходило окончательное застывание рудного тела с завершением кристаллизации оливина.

4. Образование трещин отдельности, заполнение их хромдиопсидом, метасоматически развивающимся амфиболом, хлоритом, автосерпентинизация оливина.

5. Главные смещения в рудном теле; появление даек габбро-диабазов, дополнительная серпентинизация первичных силикатов и, может быть, вторая фаза образования хлорита.

6. Позднейшие тектонические процессы, создавшие сеть трещин в габбро-диабазах, и, вероятно, новая стадия гидротермальных процессов, с образованием биотита, талька.

7. Ранняя денудация массива, и района месторождения Гигант в частности, выход месторождения на дневную поверхность.

8. Древнее выветривание руд и вмещающих пород, образование гипергенных минералов.

9. Частичный размыв месторождения при верхнемеловой трансгрессии, отложение морских осадков в данной части массива.

10. Новое вскрытие хромитоносного участка позднейшими эрозионными процессами и этап современного континентального выветривания руд.

Дальнейшее подробное изучение месторождения Гигант в процессе его эксплоатации позволит уточнить высказанные положения и детализировать его геологическую историю.

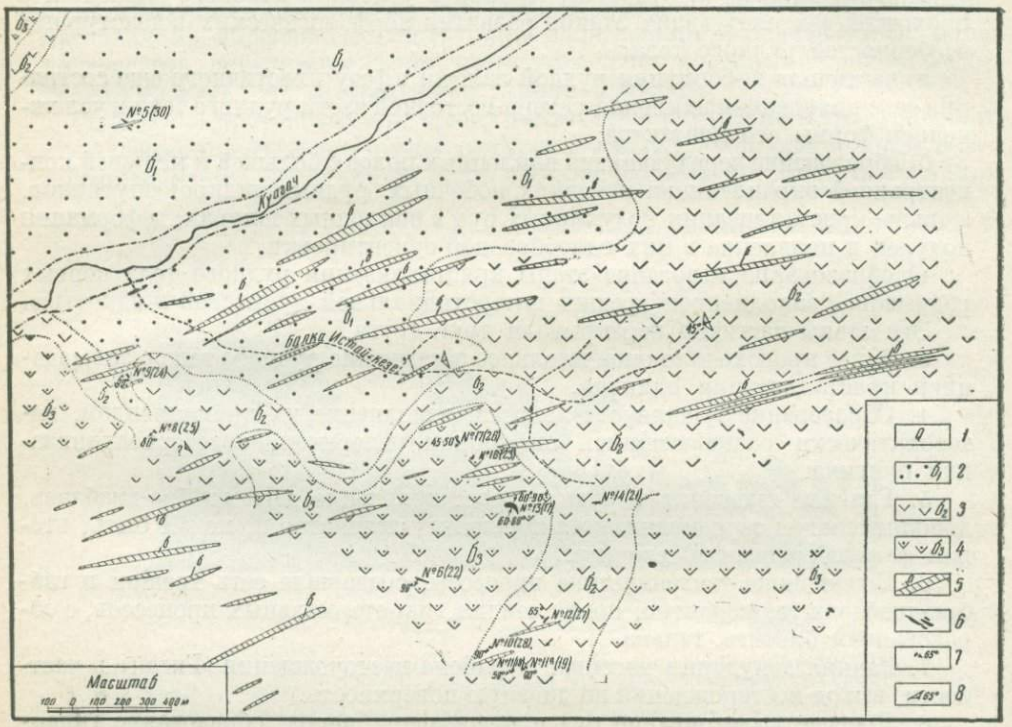
VI. Геологическое строение главнейших рудоносных площадей Кемпирсайского массива

Для более детального выяснения условий залегания хромитовых месторождений в тех или иных петрографических фациях ультраосновного массива, в нижеследующей главе дается структурно-петрографическое описание двух характерных рудоносных участков Кемпирсайского массива: 1) площади Южно-Кемпирсайской группы месторождений низкохромистых руд в северной части массива и 2) площади распространения крупных месторождений высокохромистых руд в юго-восточной части массива.

1. Структурные особенности района Южно-Кемпирсайской группы месторождений [1]

Н. В. Павлов

Район расположен по левобережью р. Куагач в осевой части массива. Для этого района нами составлена петрографическая карта в масштабе 1 : 5000 на глазомерной основе, на площади около 5.5 км² (см. карту, фиг. 103). Как показывает карта, в строении площади принимают участие:



Фиг. 103. Схематическая петрографическая карта Южно-Кемпирсайского участка хромитовых месторождений

1 — аллювиальные отложения; *2* — выщелоченные дунитовые серпентиниты, серпентинизированные дуниты и пироксеновые дуниты; *3* — выщелоченные гарцбургитовые серпентиниты и полосчатые серпентинизированные гарцбургиты; *4* — гарцбургитовые серпентиниты и серпентинизированные порфировидные гарцбургиты; *5* — габбро-диабазы; *6* — рудные хромитовые тела; *7* — простирание и падение рудного тела; *8* — простирание и падение планполосчатости. Составлена на глазомерной основе Д. Н. Кофановым и Н. В. Павловым, 1937 г. Ориентирована по магнитному меридиану, склонение восточное, угол 8°35′. Дайки габбро-диабазов юго-западной части карты нанесены по данным А. Н. Рыбалкина

1) дуниты и энстатитовые дуниты,
2) полосчатые гарцбургиты,
3) порфировидные массивные гарцбургиты,
4) хромитовые руды,
5) дайки габбро-диабазов.

Вмещающие палеозойские породы и породы мезо-кайнозойского плаща на площади участка отсутствуют. Ультраосновные породы в той или иной мере серпентинизированы — можно различать серпентиниты по дунитам и гарцбургитам, с одной стороны, и серпентинизированные дуниты и гарцбургиты — с другой.

[1] Не смешивать с месторождениями юго-восточной части Кемпирсайского массива (Донская, Джарлы-Бутакская, Джангиз-Агачская группы).

На площади максимального эрозионного сноса, тяготеющей к долине р. Куагач и нижнему течению балки Истай-Кезе, наблюдаются породы дунитового состава — дунитовые серпентиниты, серпентинизированные дуниты и серпентинизированные энстатитовые дуниты. В повышенных частях рельефа господствуют породы гарцбургитового состава.

Приуроченность дунитов к гипсометрически наиболее низким частям площади, а также форма и расположение условной границы между породами дунитового и перидотитового составов в районе балки Истай-Кезе и других более мелких саев указывают на то, что дунитовая серия пород располагается под породами перидотитовой серии. Исключение представляют серпентинизированные дуниты, связанные с рудными телами, и отдельные полосы дунитов, располагающиеся иногда в поле развития перидотитов.

Дунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты спорадически содержат незначительное (1—2%) количество баститизированного ромбического пироксена. По мере приближения к полям развития перидотитов, в дунитовых серпентинитах появляются шлирово-полосчатые обособления серпентинизированных энстатитовых дунитов с содержанием баститизированного пироксена до 4—6%, а иногда и полосы гарцбургитовых серпентинитов, с постепенными в контактах переходами к господствующим дунитам. Такие полосы имеют мощность от нескольких сантиметров до 3—5 м и простираются по азимуту 340° с западным падением под углом 50—55°.

При подъеме от долины р. Куагач к водоразделам, т. е. в северо-западном и юго-восточном направлениях, поле пород дунитового состава постепенно сменяется полем развития гарцбургитовых серпентинитов и серпентинизированных полосчатых и порфировидных гарцбургитов, которые слагают большую часть картированной площади, причем среди перидотитов преобладают полосчатые гарцбургиты. Последние примыкают непосредственно к полю дунитов; порфировидные разности гарцбургитов располагаются среди полосчатых гарцбургитов и занимают наиболее высокие части рельефа участка.

Полосчатые гарцбургиты характеризуются наличием вытянутых в определенном направлении узких линз и полос сгущения и разрежения зерен ромбического пироксена или баститовых псевдоморфоз по ним; в других случаях зерна пироксена образуют в плане цепочки в массе оливиновых (серпентиновых) зерен, однако ориентировка самих зерен пироксена и бастита разнообразна.

Полосчатые гарцбургиты имеют выдержанное простирание с азимутом 340—345° при падении на юго-запад под углом 50—55°. Иногда среди полосчатых гарцбургитов наблюдаются отдельные согласные полосчатые обособления дунитовых серпентинитов, мощностью до 4—5 м.

Массивные порфировидные гарцбургиты характеризуются неравномерным распределением крупных зерен ромбического пироксена или бастита размерами 0.3—0.8 см в оливиновой (серпентиновой) массе. Для порфировидных гарцбургитов характерно также и то, что в них содержится несколько повышенное против полосчатых гарцбургитов количество ромбического пироксена (бастита) — до 20%, против 15—16% в полосчатых гарцбургитах.

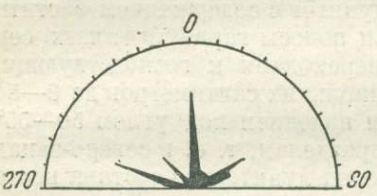
Порфировидные гарцбургиты не имеют обычно полосчатой текстуры, — они массивны, и только близ границы с полосчатыми гарцбургитами иногда появляется слабо выраженная полосчатость с простиранием 340°. Самостоятельные дунитовые обособления в поле развития порфировидных гарцбургитов редки, однако дунитовые серпентиниты, связанные с хромитовыми телами, здесь весьма характерны.

Хромитовые руды располагаются в полях развития всех перечисленных разновидностей ультрабазитов, но преимущественно среди полосчатых и массивных гарцбургитов.

Хромитовые тела всегда появляются в сопровождении дунитов, образующих вытянутые линзы и полосы среди гарцбургитов. Мощность таких дунитовых линз, сопровождающих и вмещающих рудные тела, колеблется от 0.5 до 10 м, реже — до 15 м, длина их по простиранию измеряется десятками метров.

Рудные хромитовые тела имеют жилоподобную форму и резкие первичные контакты: простирание и падение последних в подавляющем числе случаев согласно с первичной полосчатостью вмещающих пород, т. е. СЗ 310—340°, и лишь в единичных случаях рудные тела являются секущими (см. стр. 64). Очень часто хромитовые тела нарушены вторичными тектоническими смещениями и представлены отдельными тектоническими блоками. Характерными направлениями простирания сместителей являются: а) меридиональное, б) близкое к широтному (290°) и два диагональных (см. фиг. 104).

Ультрабазиты участка секутся большим числом даек габбро-диабазов, точнее — габбро и микрогаббро; все дайки имеют одно общее направление простирания — СВ 75—80°, с крутым северным падением. Видимая мощность даек составляет от 5 до 50 м; по простиранию прослеживаются от 100 до 1000 м.



Фиг. 104. Диаграмма-роза простирания сместителей в районе Южно-Кемпирсайской группы месторождений

Зарегистрированы случаи, когда дайки габбро-диабазов пересекают рудные тела, причем иногда вдоль даек наблюдается смещение рудных блоков (месторождения 5, 13 и др.). Обилие даек габбро-диабазов указывает на сильную тектоническую нарушенность этой части массива.

Итак, хромитовые рудные тела располагаются преимущественно в зоне полосчатых и порфировидных гарцбургитов, залегающих выше зоны дунитов; форма рудных тел жилоподобная, с резкими контактами; часто рудные тела нарушены тектоническими смещениями.

В общем строении Кемпирсайского массива этот участок является размытой частью одного из сводовых поднятий в массиве (см. стр. 51). Ось сводового поднятия имеет простирание 340° и испытывает погружение в направлении на север.

Первичная полосчатость пород и простирание первичных контактов большинства рудных тел в основном совпадает с простиранием оси сводового поднятия.

Изложенные материалы имеют существенное значение для суждения о генезисе месторождений (см. гл. VIII).

2. Первичные структурные особенности южного хромитоносного поля массива

В. П. Логинов

Все крупнейшие хромитовые месторождения района (Гигант, Спорное, Алмаз, Жемчужина и др.) располагаются недалеко от южных границ массива, т. е. принадлежат к его краевой части. Это обстоятельство несколько облегчает задачу предварительного изучения первичной структуры хромитоносного поля в целом и структурного положения рудных тел. Однако значительные затруднения перед исследователем возникают в связи с малой расчлененностью рельефа района и вытекающей отсюда слабой обнаженностью коренных пород. Кроме того, в этой части массива широко распространены мезо-кайнозойские отложения, прикрывающие крупную площадь ультраосновных пород.

Заключение о куполообразной форме потолка всей юго-восточной части массива было уже приведено в обзоре морфологии массива; строение вертикального разреза массива в южном рудоносном поле также было освеще-

но выше (гл. III, стр. 45). Остановимся здесь более детально лишь на сводовых структурах южной краевой части массива и попытаемся определить структурные особенности размещения хромитовых месторождений.

Для этой цели необходимо рассмотреть распространение в южной части массива различных петрографических разновидностей ультрабазитов. Важнейшее значение для определения внешних границ массива и составления его петрографической карты имеет непрерывная периферическая полоса перидотитов. Существование ее было впервые выявлено нами летом 1937 г. при составлении детальной геологической карты участка Джарлы-Бутакских месторождений (фиг. 80), где ширина этой полосы составляет в среднем 100—150 м. С внешней стороны (с юга) перидотиты граничат с вмещающими габбро-диоритами, которые несколько южнее подверглись инъекции со стороны более юных плагиогранитов.[1] Хотя измерить точно наклон поверхности контакта ультрабазитов и габбро-диоритов здесь не удается, однако общее падение ее к югу не вызывает сомнений. В этом можно убедиться, в частности, сопоставляя гипсометрические отметки наблюдаемого контакта между основными и ультраосновными породами в различных пунктах правого и левого склонов долины ручья. Здесь сохранились также изолированные друг от друга небольшие по площади «шапки» габбро-диоритов на серпентинизированных гарцбургитах. Угол наклона контактовой поверхности, построенный на учете барометрических отметок в различных пунктах, оказался равным 8—10°, с падением к югу (фиг. 5).

Габбро-диориты к востоку, югу и западу от данного участка их развития перекрываются плащом горизонтально лежащих мезо-кайнозойских отложений, распространение которых было уже раньше отмечено на геологической карте А. Н. Алешкова (1936—1937).

В северном от контакта направлении коренные ультраосновные породы обнажаются в правильной последовательности, отвечающей той, которая была установлена в разрезе на р. Мамыт при движении от висячего бока массива к его лежачему боку (см. стр. 46 и фиг. 23). Как и на Мамыте, здесь сначала различаются сильно серпентинизированные гарцбургиты (в некоторых шлифах на ряду с хризотилом и баститом присутствует бесцветный амфибол). Далее, в 40—50 м, степень серпентинизации перидотитов несколько уменьшается, и в шлифах встречаются остатки оливина, энстатита и просвечивающего желтовато-коричневым цветом хромшпинелида. В 100—150 м от контакта густота вкрапленности пироксенов постепенно уменьшается, и далее перидотит постепенно сменяется дунитами.

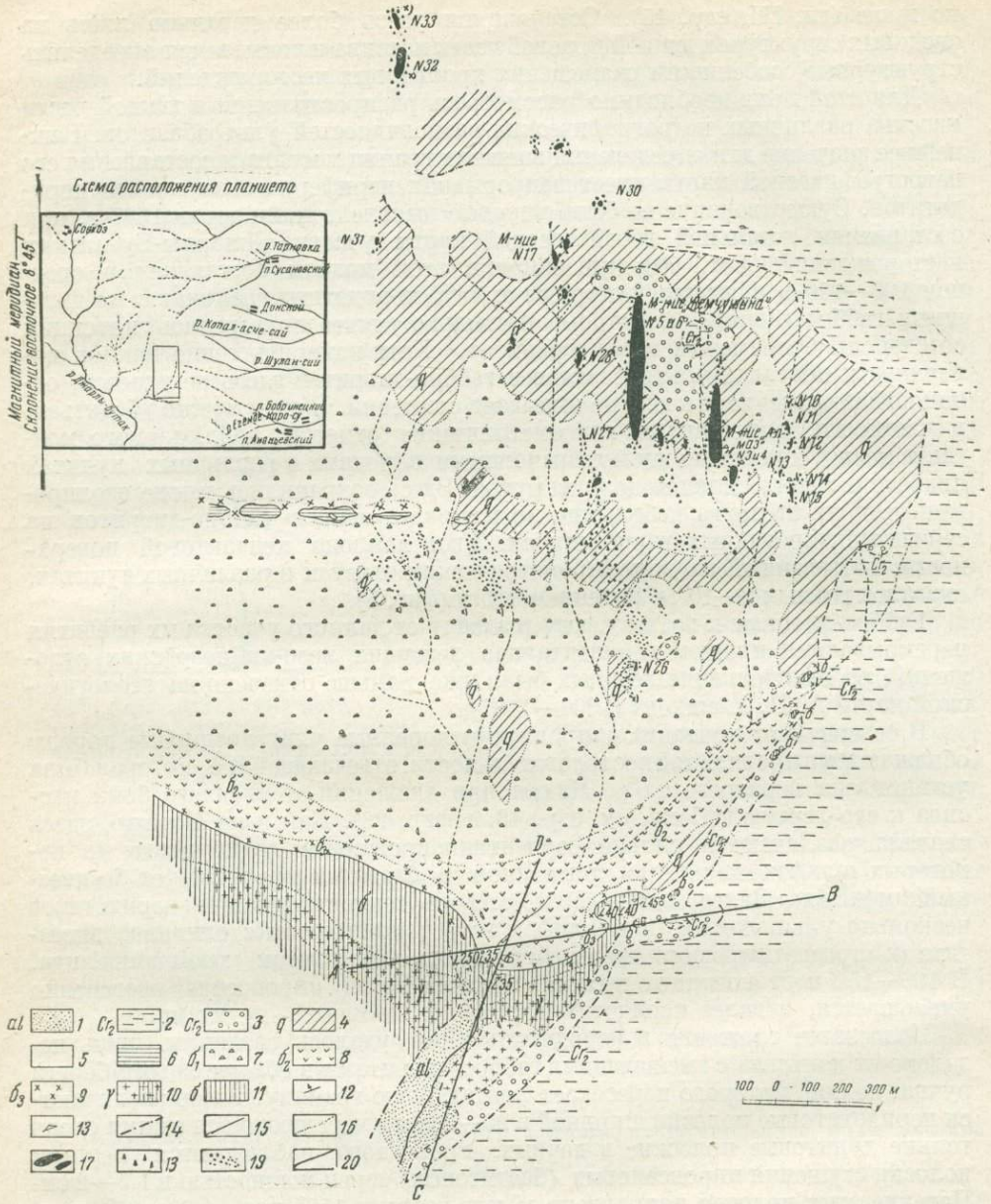
Полосчатое сложение в перидотитах нам удалось различить лишь недалеко от контакта с вмещающими габбро-диоритами в обрыве левого берега ручья, долина которого пересекает контактовую границу. Здесь различаются перидотитовые полоски шириной в 20—30 см и чередующиеся с ними очень тонкие дунитовые полоски; в первых, кроме того, наблюдаются местами полоски сгущения пироксеновых (баститовых) зерен мощностью в 1.5—2 см. Падение этих полосок направлено к юго-востоку 150° под ∠ 20—25°, т. е. более или менее согласно наклону контактовой поверхности.

В связи с тем, что полоса перидотитов образует дугу, обращенную вогнутостью к северу (фиг. 105), общую структуру участка можно представить в виде свода, полого погружающегося к югу (фиг. 21 и 22). Ось свода имеет приблизительно меридиональное направление и уходит в своем северном продолжении в поле хромитоносных дунитов.

К востоку от описанного контакта перидотиты также местами граничат с габбро-диоритами, однако контакт обычно прикрыт четвертичными суглинками и задернован.

Описанная полоса перидотитов протягивается в широтном направлении

[1] Петрографическое описание этих пород см. в главе I, стр. 16 и др.



Фиг. 105. Геологическая карта рудного поля Джарлы-Бутакских месторождений хромита (на глазомерной основе)

1— аллювий террас; *2*— песчаники и опоки; *3* — базальный конгломерат; *4* — древняя кора выветривания (силифицированные и магнезитизированные ультрабазиты); *5* — пироксениты; *6* — горнблендиты; *7* — сильно серпентинизированные дуниты и энстатитовые дуниты; *8* — сильно серпентинизированные перидотиты; *9* — серпентиниты; *10* — аплитовидные плагиограниты и гибридные породы; *11* — габбро-амфиболиты, *12* — падение контактов; *13* — падение полосчатости изверженных пород; *14* — границы трансгрессивного налегания; *15* — границы инъекции, *16* — прочие граничные линии; *17* — коренные выходы хромитов; *18* — высыпки хромитовой щебенки; *19* — высыпки полуокатанной гальки хромитов, *20* — линии профилей

Примечание: Выходы и россыпи хромитов, отмеченные знаком *, открыты впервые нами при картировании данного участка в 1937 г. Составили В. П. Логинов и А. А. Филимонова, 1937/38 г.

как к западу, так и к востоку. В западном и северо-западном направлениях продолжение ее было пересечено нашими маршрутами в ряде пунктов и, в частности, по долинам рр. Джарлы-Бутак и Тас-сай. Здесь наблюдается меньшая степень денудации с сохранением останцов кровли, представленных также габброидами; площадь перидотитов значительно расширяется.

В восточном направлении полоса перидотитов сохраняет сначала ту же самую ширину около 100—150 м и также сменяется на севере серпентинизированными дунитами, на юге же граничит с покровными отложениями (верхнемеловыми опоковидными песчаниками). Для краевой перидотитовой полосы здесь характерна своего рода синусоидальная конфигурация в плане. В частности, к востоку от только что описанной дуги перидотитов, обращенной выпуклостью к югу, располагается новый дугообразный отрезок полосы перидотитов, на этот раз обращенной выпуклостью к северу.

Следующий к востоку отрезок полосы перидотитов снова обращен выпуклостью к югу. В соответствии с этими изгибами, граница дунитов с перидотитами то отступает к югу, то снова возвращается к северу. Амплитуда таких колебаний достигает, примерно, 2 км.[1]

Далее к востоку, уже на расстоянии 4.5 км от описанного выше контакта, полоса перидотитов приобретает сначала северо-восточное, а затем северное направление. В таком направлении она протягивается, расширяясь до 1 км, вдоль восточной границы массива с мезо-кайнозойскими отложениями до пос. Донского и далее прослежена к северу до р. Тарновки. На этом протяжении в петрографическом строении краевой части массива появляются новые черты. На широте месторождения Спорного, при наличии краевой перидотитовой зоны, ближе к периферической части массива появляются лерцолиты, вытягивающиеся в виде меридиональной полосы, ограничиваемой с востока перекрывающими их мезо-кайнозойскими отложениями. Ширина этой полосы к юго-западу от пос. Донского составляет около 600—700 м. На севере продолжение, повидимому, этой же полосы лерцолитов было встречено к западу от пос. Сусановского. Промежуточная площадь между поселками Донским и Сусановским закрыта меловыми отложениями. В западном направлении моноклинный пироксен встречается в породах все более и более редко; на широте пос. Донского здесь проходит меридиональная полоса массивных гарцбургитов шириной около 300—400 м. Еще далее к западу с ней граничат дуниты, среди которых встречаются участки гарцбургитов с неопределенными очертаниями.

На широте пос. Сусановского, к западу от перидотитов с моноклинным и ромбическим пироксенами, отмечается полосчатое чередование дунитов и гарцбургитов. Граница полосчатого комплекса с центральной дунитовой площадью зафиксирована нами в долине сая Джангыз-Агач, приблизительно в 3.5 км выше пос. Сусановского. Падение полосчатости в районе к западу от пос. Сусановского вариирует от восточного до западного (см. гл. III, стр. 54).

В заключение обзора фактического материала напомним, что в 1.5 км к востоку от границы ультраосновных пород с мезо-кайнозойскими отложениями в долине р. Тарновки обнажаются осадочные породы палеозойского возраста от кремнистых сланцев S_2 (?) до граувакк D_3^2 включительно (см. гл. I, стр. 10). Полоса конгломератов и граувакковых песчаников прослежена и в долине следующего к югу ручья, в 3 км к востоку от пос. Донского. Здесь, как и в первом разрезе, падение пластов пород восточное, хотя угол падения и является более пологим (20—25°).

---

[1] Указанные изгибы полосы перидотитов в плане хорошо отражаются на геологической карте масштаба 1 : 10 000, составленной летом 1938 г. геолого-съемочной партией треста Союзхромит под руководством К. И. Прохоровой. К сожалению, планшет этой съемки не захватывает значительной части южных границ массива и всей восточной его границы.

Однако, по данным П. Л. Безрукова, А. Л. Яншина и А. Г. Фокина (Яншин и Безруков, 1935), здесь, вдоль восточной границы массива, прослеживается крупный сброс, нарушивший мезо-кайнозойские отложения. Последний, повидимому, затрагивает и палеозойский фундамент, поэтому восточная граница массива может иметь тектонический характер.

Таким образом, суждение об особенностях формы южной хромитоносной части массива может опираться лишь на следующие факты:

а) Наличие примыкающих с юга к ультраосновным породам выходов более древних габбро-диоритов, намечающих границу распространения непрерывной площади ультраосновного массива в южном направлении.

б) Появление в 1.5 км к востоку от пос. Сусановского широкой полосы палеозойских отложений (S_2—D_3), ограничивающих на востоке распространение массива, возможно — по тектонической поверхности. [1]

в) Существование периферической полосы перидотитов, сохраняющей у южных границ более или менее постоянную ширину и постепенно расширяющуюся к северу вдоль восточных границ массива.

г) Довольно резкая смена перидотитов дунитами с удалением от границ массива; у восточных границ на широте пос. Сусановского эта смена более постепенна, так как здесь появляется промежуточный между дунитами и перидотитами полосчатый комплекс.

д) Отсутствие останцов кровли на площади распространения дунитов и появление их лишь в краевой южной части массива среди перидотитов.

е) Синусоидальные очертания полосы перидотитов на юге массива, в которых различаются в общем два дугообразных отрезка, обращенных выпуклостью к югу, и промежуточный, соединяющий их, выпуклый к северу.

ж) Установленное при помощи детального картирования сводообразное строение одного из краевых участков массива у южных его границ.

з) Восточное падение осадочных пород ($\angle 25$—$40°$), располагающихся в 1.5—2.5 км от восточной границы перидотитов с мезо-кайнозойскими отложениями, и соответствующее этому падению расположение более древних членов разреза ближе к ультраосновным породам.

и) Южное пологое падение контакта серпентинизированных перидотитов с габбро-диоритами на продолжении осевой части закартированного нами сводового участка.

Пункты а, б, в, г, д, з, и лучше всего согласуются с представлением о выпуклой форме потолка массива вообще и, в частности, о периклинальном погружении краевых частей массива под вмещающие породы, может быть, частично осложненном последующими сбросовыми явлениями.

Пункты е и ж указывают на существование в южной краевой части массива складкоподобных изгибов, образующих погружающиеся к югу своды и промежуточные структурные депрессии.

В пределах только рассмотренной части южной границы массива можно различить по крайней мере два свода: 1) западный свод в районе к югу от Джарлы-Бутакских месторождений хромита; 2) восточный свод к югу от месторождения Спорного, где, как и в первом случае, граница перидотитов и дунитов образует дугообразное замыкание, обращенное выпуклостью к югу.

Конкретные особенности формы второго свода остаются невыясненными. Если считать, что восточное крыло его совпадает с восточной границей ультраосновных пород, то поперечная ширина этого свода достигает 3 км, что превышает примерно в два раза ширину западного свода.

Поскольку вмещающие породы массива и значительная часть полосы перидотитов здесь прикрыты мезо-кайнозойскими отложениями, вполне воз-

[1] И падающих к востоку.

можно, что выделяемая положительная структурная форма является в действительности значительно более сложной, чем западный свод.

Промежуточная между обоими сводами структурная впадина хорошо вырисовывается по изгибу полосы перидотитов на детальной геологической карте К. И. Прохоровой.[1] Граница дунитов с перидотитами и граница последних с вмещающими останцами кровли вдается здесь почти на 2 км к северу.

Допускаемая здесь волнистая поверхность первичного потолка массива согласуется с аналогичной формой кровли, установленной по расположению останцов кровли в более северных его участках.

Обращаясь теперь к особенностям размещения хромитовых месторождений в плане рассмотренной общей структуры этой части массива, можно, поскольку отдельные месторождения уже описаны в той или иной степени в предыдущих главах, выразить эти особенности в нескольких обобщающих положениях:

1. Все известные здесь рудные тела (количеством свыше 30) располагаются исключительно среди дунитов. В краевом поясе перидотитов, в районе между пос. Донским и р. Джарлы-Бутак, пока не было обнаружено никаких скоплений хромита. Лишь севернее, около пос. Сусаповского, где полоса перидотитов становится широкой, в сухих руслах саев Кулаша и Джапгиз-Агач, на ряду с окатанными валунами перидотитов, попадаются мало окатанные глыбы хромита; последние могут относиться к размытым обособлениям хромита среди пород дунито-гарцбургитового полосчатого комплекса. В своем западном продолжении, на водоразделе рр. Джарлы-Бутак и Тас-сай (см. гл. VII), краевая кайма перидотитов содержит рудные тела с низкохромистым хромшпинелидом.

2. Наименьшее расстояние, на которое выявленные рудные тела южных месторождений удалены по радиальному направлению от перидотитов, равно приблизительно 100—120 м в Джарлы-Бутакской группе (месторождение 16, расположенное к востоку от месторождения Алмаз) и 150—200 м в группе Донских месторождений (небольшое месторождение нодулярных руд к югу от дороги из пос. Донского на месторождение Гигант) Главная масса месторождений удалена несколько дальше от периферической границы дунитов с перидотитами, но в целом тяготеет к этой границе. Зона, насыщенная месторождениями, как это видно на карте,[2] составляет полосу шириной примерно в 1 км, протягивающуюся от левых притоков р. Джарлы-Бутак на западе до широты пос. Донского на востоке. Южная граница этой полосы имеет более определенные очертания, которые грубо соответствуют очертаниям границы перидотитов и дунитов. Северная граница является менее очерченной, однако и количество обнаруженных поисками рудных точек в северном направлении значительно меньше.

Рассматривая положение рудных проявлений в структуре данной части массива тем же способом, которым нами ранее была установлена закономерная вертикальная зональность расположения в теле массива отдельных типов ультраосновных пород, можно притти к выводу о существовании здесь более или менее правильного хромитоносного горизонта дунитов, в соответствии с общей структурой верхней части массива. От располагающегося выше горизонта перидотитов горизонт рудоносных дунитов отделяется промежуточным горизонтом безрудных дунитов. Вертикальная мощность этого безрудного горизонта изменчива, но в общем незначительна, в пределах нескольких десятков метров.

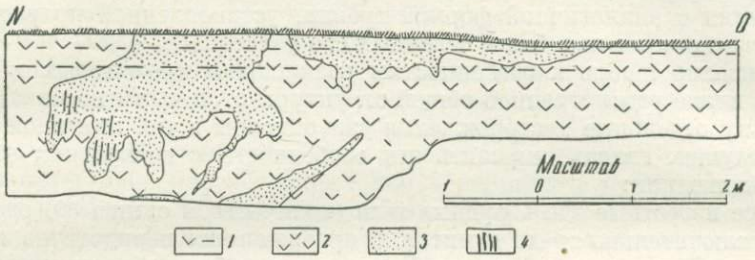
С принятием такого сравнительно полого залегающего рудоносного го-

[1] В пользовании автора находился лишь полевой вариант этой карты, составленный в масштабе 1 : 10 000 летом 1938 г.

[2] См. предварительную карту, составленную летом 1938 г. геологом треста Союзхромит К. И. Прохоровой в масштабе 1 : 10 000 (Алешин и др., 1938).

ризонта удовлетворительное объяснение получает замечательно обильная насыщенность дунитовой площади юго-восточной части нашего массива рудными хромитовыми обособлениями. Последние располагаются на очень близких гипсометрических уровнях, с амплитудой всего около 40 м, причем подошвенные части некоторых рудных тел уже вскрыты разведочными работами (Гигант, мелкие рудные тела в районе месторождения Алмаз).

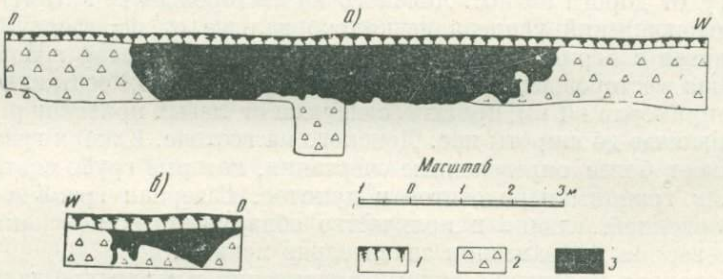
Сравнительно быстрое разрежение рудных проявлений в северном направлении может быть результатом выхода на дневную поверхность нижележащих, менее рудоносных дунитов, как следствие указанного выше погружения осей сводов на юг.



Фиг. 106. Месторождение № 3, канава 6 (северная стенка)

1 — элювий серпентинита; *2* — серпентинизированный дунит; *3* — мелкозернистый вкрапленный хромит; *4* — падение полосчатости

3. В соответствии с представлением о существовании рудоносного горизонта, месторождения располагаются не только на площади сводовых участков, но и в промежуточной структурной депрессии. К последней принадлежат месторождения 18, 19, 29.[1] Однако главная масса месторождений, и в том числе наиболее крупные рудные тела, оказалась приуроченной к сводовым структурам. К западному своду принадлежат месторождения Жемчужина и Алмаз с группой прилегающих месторождений; к восточному своду (может быть, к его западному крылу) можно отнести месторождения Гигант, Спутник, Спорное, Геофизическое и др. Такого рода неравномерность в распределении выявленных месторождений вряд ли можно объяснять лишь различной степенью развития поисковых работ или неравномерной обнаженностью района. Скорее всего причина заключается в более значительной глубине



Фиг. 107. Месторождение № 17 (северный конец месторождения): а) южная стенка крайней северной канавы, б) северная стенка канавы № 28

1 — растительный слой; *2* — дунит; *3* — хромит. Рис. А. А. Филимоновой

[1] Не исключена возможность обнаружения на этой площади новых месторождений методами гравиметрических поисков.

размыва сводовых участков, и, следовательно, можно искать слепые рудные тела в участке промежуточной депрессии.

4. При сравнении размеров, морфологии и элементов залегания рудных тел, находящихся в различном удалении от периферической каймы горизонтов, наблюдаются некоторые интересные различия. Близко расположенные к перидотитам рудные тела обладают обычно наклонным залеганием и сложены нодулярными и отчетливо полосчатыми вкрапленниками, в меньшей степени — равномерно вкрапленными рудами. Более удаленные от перидотитов рудные тела (и, следовательно, более глубоко залегавшие относительно потолка массива) проявляют тенденцию к неправильной форме, местами приближающейся к пластообразной (фиг. 106 и 107), а в текстурном отношении преобладающая часть рудной массы в них, в отличие от первых, сложена равномерно вкрапленным среднезернистым хромитом без ясно выраженной полосчатости.

Подобное разграничение можно провести среди месторождений всех трех групп южной половины Кемпирсайского массива: 1) в Джарлы-Бутакской группе — сравнить месторождения 10, 11, 12, 15, 16 и более удаленные от перидотитов месторождения 5—6 (Жемчужина), 17 и др.; 2) в Донской группе — сравнить краевые месторождения 20, 2 и небольшое месторождение нодулярных руд в 1 км к западу от пос. Донского с месторождениями Гигант, Спутник и др.; 3) в Джангиз-Агачской группе — сравнить восточное месторождение полосчатых руд и западное месторождение.

5. Элементы залегания наклонных рудных тел и сопровождающих их рудных полосок не согласны с ориентировкой границы между перидотитами и дунитами, которая, повидимому, соответствует ориентировке потолка массива. Так, например, располагающиеся в восточном крыле Джарлы-Бутакского свода рудные тела месторождений 10, 12, 15, 16 характеризуются крутым западным падением. Самый южный коренной выход хромитов этого участка, вскрытый разведочной канавой в 450 м от широтно ориентированной границы дунитов и перидотитов самой южной оконечности массива, имеет почти меридиональное простирание и крутое западное падение. Аналогичные примеры несогласного залегания можно привести из более восточных хромитоносных участков. Таким образом, внутреннее строение рудоносного горизонта в некотором отношении аналогично строению полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса, однако полого лежащие рудные тела по своему структурному положению могут оказаться конкордантными с крупными структурами.

6. Элементы залегания наклонных рудных тел для различных участков южной части массива в общем не тождественны. Так, например, на месторождении Донском 2-м рудное тело имеет крутое восточное падение; на месторождении Спорном рудные полосы, наоборот, падают на запад (по крайней мере в его западной части); в соседних к западу месторождениях 18, 20 снова наблюдается восточный наклон рудных тел, и, наконец, в еще более западных месторождениях 10, 12, 15, 16 падение рудных полос опять западное.

Простирание всех перечисленных рудных тел остается близким к меридиональному.

Подобные вариации наклона, повидимому, аналогичны изменениям наклона полосчатости в полосчатых перидотитах более северных участков. Если это так, то объяснение их природы упирается в разработку вопроса о формировании полосчатости в ультраосновных породах вообще.

Указанные особенности размещения и элементов залегания рудных тел в южной части массива прежде всего проливают некоторый свет на причину появления здесь сравнительно широкой хромитоносной площади. Эта причина заключается, повидимому, в оптимальном сочетании следующих трех факторов:

Вариация состава рудообразующих хромшпинелидов

Окислы	I				II			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. количч.	молек. количч.	первичн. состав в молек. %	вес. %	молек. количч.	молек. количч.	первичн. состав в молек. %
SiO_2	5.59	093	—	—	3.00	050	—	—
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	37.21	365	351	33.1	33.12	324	290	29.0
Cr_2O_3	21.77	143	143	13.4	29.24	192	192	19.0
Fe_2O_3	10.27	064	064	3.5	9.83	058	058	2.0
FeO	8.29	115	115	15.7	9.09	126	126	19.0
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	16.23	405	363	34.3	15.94	398	296	31.0
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O_+	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O-	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.36	—	—	100.00	100.22	—	—	100.0
Исключенные при пересчете нерудные ископаемые	Хлорит по оптическим данным $6MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 3Si_2O \cdot 5H_2O$ Халцедон SiO_2				Хлорит по оптическим данным $6MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$			
$R_2O_3:RO$			1.16				1.27	
$Cr_2O_3:Al_2O_3$				0.40				0.65
$MgO:FeO$				2.18				1.63
$Cr_2O_3:FeO$	1.24				1.63			
Минеральный вид хромшпинелида, по Болдыреву	Хромпикотит $(Mg, Fe)O \cdot (Cr, Al)_2O_3$				Хромпикотит $(Mg, Fe)O \cdot (Cr, Al)_2O_3$			

Таблица 21

месторождений Кемпирсайского района

III				IV				V			
Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
вес. %	молек. количч.	молек. количч.	первичн. состав в молек. %	вес. %	молек. количч.	молек. количч.	первичн. состав в молек. %	вес. %	молек. количч.	молек. количч.	первичн. состав в молек. %
1.05	017	—	—	1.97	033	—	—	0.13	002	—	—
—	—	—	—	0.34	—	—	—	—	—	—	—
31.46	308	296	27,0	26.20	257	257	24.5	25.83	253	253	23.2
35.43	233	233	21.0	39.70	261	261	24.9	43.48	286	286	26.2
4.26	028	028	2.0	2.67	017	017	0.6	15.85	099	099	0.6
11.77	163	163	16.0	11.80	164	159	17.2	0.81	011	011	17.8
—	—	—	—	0.08	001	001	0.08	—	—	—	—
16.43	411	375	34.0	15.62	391	341	32.6	14.15	353	350	32.2
—	—	—	—	0.14	1.5	1.5	0.12	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0.13	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0.53	0.30	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—	—	—
100.56	—	—	100.0	99.37	—	—	100.00	100.25	—	—	100.0
Хлорит по оптическим данным $6MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 3Si_2O \cdot 5H_2O$				Серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$				Серпентин $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$			
	1.03				1.06				1.7		
		0.77				1.01				1.13	
		2.12				2.14				1.80	
2.26				2.79				2.88			
Хромпикотит $(Mg, Fe)O \cdot (Cr, Al)_2O_3$				Хромпикотит $(Mg, Fe)O \cdot (Cr, Al)_2O_3$				Хромпикотит $(Mg, Fe)O \cdot (Cr, Al)_2O_3$			

Окислы	VI				VII			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав в молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав в молек. %
SiO_2	1.64	027	—	—	0.08	002	—	—
TiO_2	0.14	002	—	—	0.45	—	—	—
Al_2O_3	18.30	179	165	16.5	13.31	130	130	13.0
Cr_2O_3	47.92	315	315	31.5	53.76	353	353	35.0
Fe_2O_3	3.67	023	23	2.0	16.58	104	104	2.0
FeO	12.23	169	169	17.5	4.99	68	68	24.0
MnO	0.11	001	—	—	0.13	—	—	—
MgO	15.04	376	325	32.5	10.30	257	254	26.0
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0.12	003	—	—	0.22	004	—	—
V_2O_5	0.16	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.03	—	—	—	—	—	—	—
H_2O_+	0.73	041	—	—	0.19	010	—	—
H_2O_-	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.09	—	—	100.0	100.30	—	—	100.0

Исключенные при пересчете нерудные ископаемые	Серпентин $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2HO$ Хлорит по оптическим данным $6MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$		Серпентин $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$	
$R_2O_3:RO$	1.01		1.8	
$Cr_2O_3:Al_2O_3$	1.90		2.70	
MgO:FeO	1.91		1.08	
$Cr_2O_3:FeO$	3.32		2.70	
Минеральный вид хромшпинелида, по Болдыреву	Хромпикотит $(Mg, Fe),O \cdot (Cr, Al)_2O_3$		Хромпикотит $(Mg, Fe)O \cdot (Cr, Al)_2O_3$	

Примечания: 1. В первых двух графах каждого анализа приводятся в третьей дается состав хромшпинелида в молек. колич. после исключения из реставрированный за счет перевода избытка Fe_2O_3 в FeO для приведения отношения
Присутствие нерудных минералов, исключающихся при пересчете, определя

Продолжение табл. 21

VIII				IX				X			
Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав в молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав в молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав в молек. %
18.42	307	—	—	5.83	097	—	—	1.50	025	—	—
—	—	—	—	0.22	003	—	—	—	—	—	—
8.24	080	080	9.5	6.91	068	068	9.4	4.68	046	046	4.9
46.10	303	303	36.5	44.73	294	294	40.0	62.22	409	409	43.3
5.52	034	034	4.0	3.04	019	005	0.6	12.71	079	079	1.8
9.70	135	135	16.0	8.15	113	113	16.0	6.47	090	090	16.0
—	—	—	—	0.15	002	—	—	—	—	—	—
11.57	289	253	34.0	17.00	425	236	34.0	12.86	321	321	34.0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	4.97	088	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2.14	118	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0.47	—	—	—	—	—	—	—
99.55	—	—	100.0	93.61	—	—	—	—	—	—	100.0
Серпентин $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ Халцедон SiO_2				Серпентин $3MgO \cdot 6H_2O \cdot 2SiO_2$ Лимонит $2Fe_2O \cdot 3H_2O$ Доломит $CaO \cdot MgO \cdot 2CO_2$ Кальцит $CaO \cdot CO_2$				Кварц SiO_2			
	1.08					1.05				1.30	
			3.84				4.25				8.83
			2.12				2.12				2.12
3.14				4.10				3.41			
Магнохромит $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$				Магнохромит $(Mg, Fe)O \cdot Cr_2O_3$			

первичные данные анализа рудного концентрата в вес. % и молек. колич. окислов, данных анализа состава нерудных минералов; в четвертой — состав хромшпинелида, R_2O_3:RO к единице.
лось предварительно в шлифах для каждого отдельного случая анализа.

а) более интенсивный, чем в северных частях, размыв юго-восточной части массива, что доказывается отсутствием на рудоносной площади останцов кровли;

б) сравнительно неглубокое расположение хромитоносного горизонта относительно потолка массива, что связано, во-первых, с локализацией хромитов в верхней части дунитового горизонта и, во-вторых, с небольшой мощностью вышележащего горизонта перидотитов;

в) взаимное геометрическое соответствие, с одной стороны, мягкого, почти равнинного рельефа хромитоносной части массива и, с другой — пологоволнистой формы потолка плутонической массы, определившего форму верхней поверхности рудоносного горизонта.

Все эти обстоятельства должны быть приняты во внимание при развертывании очередной детальной геологической съемки хромитоносного участка и, в частности, при прослеживании северных границ хромитоносной площади, которые остаются пока неопределенными. Что касается восточных и южных границ возможного распространения месторождений, то они должны быть значительно расширены — до пределов, уже намечающихся в настоящее время. В частности, хромитовые месторождения могут быть обнаружены на площади к востоку и югу от месторождения Спорного, к востоку и северо-востоку от месторождения Гигант, почти до границы с краевыми перидотитами. Повидимому, вся эта площадь или бóльшая часть ее находится в пределах дунитовой зоны, уже выведенной на поверхность древними денудационными процессами. Однако, прежде чем развертывать здесь поиски гравиметрическим методом, необходимо закартировать эти площади в масштабе 1:10 000 и определить сеткой редких скважин или шурфов мощность мезо-кайнозойских отложений и петрографический характер коренных ультраосновных пород подстилающего фундамента, а также установить геофизической съемкой положение истинного контакта ультрабазитов с вмещающими палеозойскими толщами.

VII. Вариации состава рудообразующих хромшпинелидов и границы площади с месторождениями высокосортных хромитов

В. П. Логинов

Пределы вариации первичного химического состава хромшпинелида из хромитовых руд района сведены нами в табл. 19. В эту сводку вошли анализы концентратов лишь таких хромшпинелидов, которые заметно отличаются друг от друга по своему химическому составу. Следовательно, эти анализы характеризуют собой все качественное разнообразие первичного состава хромшпинелидов Кемпирсайского района.

Анализы расположены в таблице в порядке возрастающего содержания Cr_2O_3 в хромшпинелидах, с чем связано соответственное понижение содержания Al_2O_3. Эту закономерность широкого взаимного изоморфного замещения хрома и алюминия можно легко проследить уже на первичных данных анализа рудных концентратов. Однако поведение других главнейших компонентов не поддается учету из рассмотрения этих первичных данных, так как MgO и FeO частично входят в состав присутствующих в концентрате нерудных минералов и, с другой стороны, соотношение FeO и Fe_2O_3 в составе хромшпинелидов резко варьирует в зависимости от степени гидротермального и гипергенного изменения последних. Поэтому мы пересчитали первичные аналитические данные на молекулярные количества и исключили состав нерудных минералов (оливина, серпентина, хлорита, а в отдельных анализах и кварца, карбонатов и др.). В остатке после исключения нерудных минералов часть Fe_2O_3 была перечислена в FeO для приведения отношения R_2O_3 : RO в составе хромшпинелида к единице. Таким обра-

зом, был вычислен и выражен в молекулярных процентах наиболее вероятный первичный состав хромшпинелида во всех десяти анализах.

I. Обр. № 78/38 г. Щебенка сплошного силифицированного хромита из серпентинитов на водоразделе рр. Мамыт и Карагачты (выход в контакте серпентинитов с ксенолитом габбро).

II. Обр. № 1/38 г. Сплошной хромит из района Батамшинского никелевого месторождения северной части Кемпирсайского массива.

III. Обр. № 80/38 г. Сплошной хромит рудного выхода в серпентинитах водораздела рр. Мамыт и Карагачты (рудное тело на правом берегу р. Кызлычты, в 100 м от контакта серпентинитов и габбро).

IV. Обр. № 174/37 г. Сплошной хромит из месторождения № 13 северной части Кемпирсайского массива.

V. Обр. № 113/38 г. Щебенка сплошного хромита из россыпи в верховьях ручья Степного.

VI. Обр. № 83/38 г. Сплошной хромит из рудного выхода на правом берегу р. Кызлычты около впадения ее в р. Мамыт.

VII. Обр. № 284/38 г. Сплошной хромит из крайнего западного выхода Джарлы-Бутакской группы месторождений.

VIII. Обр. № 165/38 г. Концентрат убогого вкрапленного силифицированного хромита в верховьях р. Джарлы-Бутак (левые истоки).

IX. Обр. № 196/37 г. Концентрат полосчатого вкрапленного хромита из восточного месторождения Джангиз-Агачской группы.

X. Обр. № 244/37 г. Концентрат силифицированного густовкрапленного хромита из месторождения № 30 Джарлы-Бутакской группы.

За исключением образца № 174/37 г., взятого из коллекции Н. В. Павлова, все остальные анализированные образцы руд принадлежат к коллекции В. П. Логинова.

Сравнивая результаты пересчета (табл. 21), мы приходим к заключению, что почти во всех хромшпинелидах, несмотря на широкие колебания в содержании Cr_2O_3 (13.4—43.3% мол.) и Al_2O_3 (4.9—33.1% мол.), относительное содержание каждого из остальных компонентов оказывается более или менее одинаковым, именно: MgO —31—34%, FeO —16—19% и Fe_2O_3—1—4%.

Некоторое исключение представляет анализ VII, в котором содержание MgO падает до 26%, а FeO возрастает до 24% и отношение MgO : FeO (мол.) приближается к единице, т. е. приблизительно в два раза меньше, чем в остальных девяти примерах. Мы видим также, что этот анализ показывает резко повышенное содержание в хромшпинелиде TiO_2 и V_2O_5, совершенно не свойственное другим анализированным хромшпинелидам Кемпирсайского массива. В текстурном отношении рассматриваемый анализированный образец резко отличается от вкрапленных руд соседних рудных тел, представляя собой сплошной крупнозернистый хромит густочерного цвета. В месторождениях массива 3-го Крака на Южном Урале (Соколов, 1938, 27, 55) такие текстурные разновидности хромита характеризуются морфологическими признаками более поздней кристаллизации сравнительно с вкрапленными рудами. Может быть, и рассматриваемый хромшпинелид принадлежит к подобной позднейшей генерации, в связи с чем появились и указанные особенности его химического состава. Тем не менее, при пересчете этого анализа хромшпинелид оказывается хромпикотитом, т. е. не отличается по минералогическому виду, несмотря на свой характерный состав, от хромшпинелидов I, II, III, IV, V, VI. Лишь в трех последних анализах, VIII-IX, X, хромшпинелиды относятся к магнохромитам.

Из этого примера мы видим также, что существующая классификация хромшпинелидов не позволяет выявить некоторых существенных различий в составе последних.

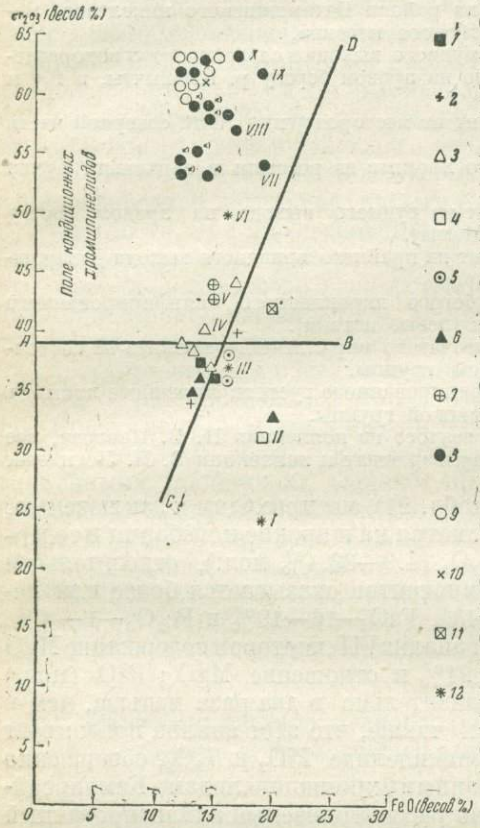
Состав хромшпинелидов для большей наглядности перенесен на треугольную диаграмму Cr_2O_3, Al_2O_3, Fe_2O_3 (фиг. 96).[1]

Мы видим, что в соответствии с выводами, полученными при рассмотрении

[1] Этой диаграммой мы уже пользовались выше для изображения состава рудообразующих хромшпинелидов месторождения Гигант.

таблицы, фигуративные точки располагаются лишь вдоль стороны треугольника Cr_2O_3—Al_2O_3, и длина вектора MgO : FeO остается более или менее постоянной.

Остальные имеющиеся в нашем распоряжении анализы рудных хромшпинелидов, частью приведенные в соответствующих местах текста данной работы, не вносят существенных дополнений к выводам относительно вариации состава хромшпинелидов.



Фиг. 108. Диаграмма вариаций состава концентратов рудообразующих хромшпинелидов Кемпирсайского района.

Группы месторождений: *1* — Бурановская 2(0); *2*— Западно-Кемпирсайская 2 (4); *3*— Южно-Кемпирсайская 5 (12); *4* — Батамшинская 1 (8); *5* — Шелектинская 2 (0); *6* — Тассайская 3 (2); *7* — Степнинская 2 (2); *8* — Джарлы-Бутакская 15 (0); *9* — Донская 7 (3); *10* — Джангиз-Агачская 1 (1); *11* — Тагашасайская 1 (2); *12* — Мамытская 3 (4). Примечания: 1. Римские цифры относятся к точкам анализов табл. № 21 и диаграммы фиг. 96. 2 Цифры в условных обозначениях указывают: 1-я— число охарактеризованных фигуративными точками месторождений; 2-я — число месторождений, не охарактеризованных химическими анализами и не попавших на диаграмму. 3. Фигуративные точки Джарлы-Бутакской группы со значком (*) соответствуют рудным концентратам с содержанием SiO_2 до 6 % (анализы Донской геол.-разв. партии), для остальных групп SiO_2 в концентратах 0—3.5 %

Выяснив характер содержания и пределы колебания главнейших компонентов в составе рудообразующих хромшпинелидов Кемпирсайского массива, обратимся к рассмотрению двух следующих вопросов:

1. В какой степени распространены отдельные разновидности рудообразующих хромшпинелидов в доступных исследованию частях Кемпирсайского массива?

2. Имеются ли какие-нибудь геологические закономерности в распространении отдельных разновидностей хромшпинелидов?

Для ответа на эти вопросы существенно важно следующее обобщение: первичный химический состав хромшпинелида в пределах одного и того же рудного тела в Кемпирсайском массиве остается более или менее постоянным.

Эта важнейшая особенность пространственного проявления вариации состава хромшпинелидов была проверена на многочисленных химических анализах рудных концентратов с месторождений Гигант, Спорное и др. (см. главы IV и V).

Следовательно, при выявленном переменном содержании в хромшпинелидах Cr_2O_3 и Al_2O_3 можно с достаточной для наших целей точностью характеризовать хромшпинелиды в любом отдельном месторождении массива каким-либо единичным анализом. Поэтому для сопоставления составов хромшпинелидов всех известных в массиве месторождений можно применить любой простой тип диаграммы, которая отражала бы лишь вариацию содержания в хромшпинелидах Cr_2O_3 и Al_2O_3. Однако для практической цели на ряду с этим необходимо, чтобы такая диаграмма изображала также и отношение химического состава рудных концентратов к существующим кондициям хромовых руд.

Нам кажется наиболее пригодной для указанных целей диаграмма с двумя прямоугольчыми осями координат, на которых откладывается весовое содержание в концентрате двух компонентов — Cr_2O_3 (ордината) и суммарное FeO (абсцисса). Тогда две пересекающиеся прямые, выражаемые уравнениями: 1) $Y = 2.5X$ и 2) $Y = 39$, отграничат на диаграмме поле хромшпинелидов, концентрат которых пригоден для выплавки феррохрома.[1] На такую диаграмму (фиг. 108) мы нанесли данные по составу рудообразующих хромшпинелидов 44 рудных тел месторождений Кемпирсайского района. При этом фигуративные точки, территориально относящиеся к одной группе месторождений, изображаются одинаковыми значками. Составы, использованные в приведенной выше треугольной диаграмме (фиг. 96 и табл. 21), здесь также нанесены и обозначены номерами соответствующих анализов этой таблицы.

В таком виде диаграмма не только дает статистическую картину распространенности в районе различных рудообразующих хромшпинелидов, но и характеризует через состав рудного концентрата кондиционные свойства сплошных руд и продуктов механического обогащения вкрапленных.

Как видим, фигуративные точки образуют в своем расположении две естественные группировки: 1) хромшпинелиды с высоким содержанием окиси хрома, которыми характеризуются южные месторождения (Джангиз-Агачские, Донские, Джарлы-Бутакские и др.); 2) хромшпинелиды с средним и низким содержанием окиси хрома, принадлежащие главным образом к месторождениям северной части массива и к некоторым месторождениям южной его части.

Как видим, ряд фигуративных точек второй группировки все же попадает в контур, отвечающий кондициям для выплавки феррохрома. Естественно, что уже небольшая примесь силикатной части, обычно присутствующей в сырых (неконцентрированных) рудах, выведет состав рассматриваемых руд второй группировки за пределы этого контура. Однако сплошные (массивные) руды преобладают в месторождениях с таким критическим составом рудообразующего хромшпинелида.

Одновременно диаграмма иллюстрирует два следующих положения, уже получивших фактическое обоснование выше, в главах IV и V настоящей работы:

1) Первичный химический состав хромшпинелида остается более или менее постоянным во всех рудных телах, находящихся в пределах одной группы месторождений.

2) Относительное постоянство состава хромшпинелида распространяется и на несколько соседних групп месторождений, т. е. на определенную площадь массива.

Оба эти обобщения позволяют произвести своеобразное геолого-экономическое районирование всей площади массива и, в частности, выделить контур хромитоносной площади с высокосортным рудообразующим хромшпинелидом. Задача такого районирования была специально поставлена нами еще в полевой обстановке, как только было выяснено постоянство химического состава рудообразующего хромшпинелида в месторождениях Донской, Джарлы-Бутакской и Джангиз-Агачской групп. С этой целью мы предприняли поиски таких рудных точек, которые характеризовались бы другим составом хромшпинелида, сравнительно с известными смежными месторождениями.

---

[1] В качестве допустимого низшего предела для использования руд при выплавке феррохрома мы взяли содержание $Cr_2O_3 = 39\%$ и отношение $Cr_2O_3 : FeO$ (вес) $= 2.5$. Как известно, ферросплавные заводы в отдельные периоды пользуются рудами и с меньшим (37—38%) содержанием Cr_2O_3, если отношение $Cr_2O_3 : FeO$ не ниже 2.5.

Небольшие поиски, произведенные нами в течение нескольких дней осенью 1937 г., привели прежде всего к открытию в южной части массива новых рудных выходов с тем же высококачественным хромшпинелидом. Этот результат позволил расширить пределы интересующей нас площади с высокосортными рудами до долины р. Джарлы-Бутак на западе и до границы дунитов с перидотитами на юге и востоке.

Сложнее обстояло дело с установлением границ интересовавшей нас площади в северном направлении. Единственным фактическим опорным пунктом здесь явились рудные полоски в дунитах правого берега р. Тагаша-сай с содержанием в сплошной руде $Cr_2O_3 = 38\%$, $FeO = 18\%$. Эти рудные выходы находятся в значительном удалении к северу от крайних известных северных выходов высококачественных хромитов (Джангиз-Агачское месторождение).

Помимо этого рудного выхода, по данным геолога С. А. Жутеева (1933, стр. 22), имеется рудный выход на водоразделе балки Борисовской и сая Джангиз-Агач, с содержанием в рудах $Cr_2O_3 = 54\%$. Следовательно, граница распространения высокосортных руд должна проходить где-то южнее долины р. Тагаша-сай и севернее водораздела балки Борисовской и сая Джангиз-Агач.

К сожалению, пока не было обнаружено ни одного месторождения в верховьях долины р. Тагаша-сай, качество руд которого позволило бы судить о расположении северо-западной границы площади с высокосортными рудами. Однако и в очерченных рамках намечается крупная площадь, на которой должны быть развернуты в первую очередь поиски высокосортных хромовых руд.

За пределами этой площади, в северной и западной частях Кемпирсайского массива, выходы высокосортных руд пока не известны. Тем не менее, наши исследования (В. П. Логинов и А. А. Филимонова) выявили присутствие здесь единичных месторождений с средним содержанием Cr_2O_3 в сплошной руде порядка 43—47% (месторождения в верховьях ручья Степного). Следовательно, при данной степени геологической исследованности Кемпирсайского массива северную и западную части его можно считать областью распространения низкосортных и среднесортных хромовых руд.

В таком виде представляются эмпирически установленные нами границы районов распространения рассмотренных выше рудообразующих хромшпинелидов.

Остановимся теперь на выяснении структурно-геологического положения указанных районов с рудами различного состава. Сравнительно отчетливо выявляющимся геологическим критерием служит в данном случае приуроченность месторождений хромита к тому или другому петрографическому горизонту Кемпирсайского плутона. Так, в предыдущей главе уже было отмечено, что все обнаруженные южные месторождения с высокосортными рудами находятся в пределах верхней части дунитового горизонта. С другой стороны, вмещающие породы всех месторождений с более низким содержанием Cr_2O_3 принадлежат к более высоким горизонтам плутона. Таким образом, эмпирически установленные границы распространения месторождений с высокосортным рудообразующим хромшпинелидом близко совпадают с границами преобладающего распространения дунитов.

Более наглядно такую зависимость химического состава хромшпинелида от петрографического характера окружающих ультраосновных пород можно проследить в районе месторождений на водоразделе рр. Тас-сай и Джарлы-Бутак. Высыпки хромита располагаются здесь или непосредственно среди перидотитов (наиболее южные и западные рудные проявления),

или же среди дунитовых полос, также окруженных перидотитами. Сплошные руды здесь содержат: Cr_2O_3 —33—35%, Al_2O_3 —25—30%, FeO —17%. Однако непосредственно к востоку от долины р. Джарлы-Бутак выходы перидотитов становятся очень редкими, и начинают преобладать выходы дунитов. Исчезают также сложенные древними изверженными породами останцы кровли массива, часто встречавшиеся на западном склоне водораздела рр. Тас-сай и Джарлы-Бутак и в долине последней.

В соответствии с таким переходом эрозионного среза в более глубокие горизонты массива, состав рудообразующего хромшпинелида резко изменяется: ближайшие к востоку от долины р. Джарлы-Бутак высыпки щебенки хромитов дают содержание Cr_2O_3 в хромшпинелиде 53—56%. Текстура руд становится вкрапленной, в отличие от сплошных руд с низкохромистым хромшпинелидом из месторождений на водоразделе рр. Тас-сай и Джарлы-Бутак.

Эта резкость перехода от низкохромистых к высокохромистым хромшпинелидам соответствует узкому интервалу перехода в этой части массива от верхнего горизонта перидотитов к ниже залегающему горизонту дунитов. С этой точки зрения в дальнейшем было бы интересно исследовать характер градации в составе хромшпинелидов в районе к востоку от Джангиз-Агачских месторождений, где развит полосчатый дунито-перидотитовый комплекс.

Резко варьирует также состав рудообразующих хромшпинелидов в небольшом восточном ультраосновном массиве — на водоразделе рр. Карагачты и Мамыт. Анализы 1, 3 и 6 в табл. 19 иллюстрируют эту вариацию в направлении от рудных тел, расположенных около лежачего бока массива, к рудным телам его осевой части.

Однако месторождения с различным составом хромшпинелида располагаются здесь в пределах одного и того же дунитового горизонта, хотя и на различных его уровнях. Поэтому тот критерий, каким мы пользовались для ориентировки в изменении состава хромшпинелидов главного Кемпирсайского массива, оказывается уже неприменимым. Повидимому, при наклонном залегании восточного ультраосновного массива процессы распределения остаточного рудного расплава и самый ход рудообразования происходили несколько иначе, чем в главном массиве, где рудоносные горизонты располагаются более или менее горизонтально.

Таким образом, в Кемпирсайском ультраосновном массиве и его восточном спутнике наблюдается довольно отчетливое изменение состава хромшпинелидов в тесной связи с геологической позицией рудных тел, хотя внешние закономерности этого изменения в том и другом примерах не совсем одинаковы.

Наметившиеся для главного Кемпирсайского массива вариации состава рудообразующих хромшпинелидов несомненно связаны с общим ходом дифференциации его. Последняя привела к относительному накоплению в верхних горизонтах массива таких элементов, как кремний, кальций и алюминий. Однако алюминий, в отличие от первых двух элементов, не может в больших количествах входить в решетки кристаллизующихся метасиликатов (диаллага и амфибола). Поэтому избыток его вступает в состав хромшпинелида как рудного, так и акцессорного, соответственно понижая в нем содержание хрома.

Более обстоятельно ход рудообразующих процессов в различных горизонтах массива освещается в главе о генезисе хромитов.

В заключение подчеркиваем, что на составе рудообразующих хромшпинелидов дунитового горизонта, повидимому, не отражаются меняющиеся особенности «колонки» (т. е. вертикального разреза) массива. Так, например, разрез массива в районе Джангиз-Агачских месторождений содержит в качестве верхнего горизонта полосчатые перидотиты, перемежаю-

щиеся с полосами дунитов, т. е. напоминает скорее разрез в северных частях массива, чем в районе р. Джарлы-Бутак. Тем не менее, состав рудообразующих хромшпинелидов является практически одинаковым как в Джангиз-Агачской, так и Джарлы-Бутакской группе месторождений. Следовательно, истинное распространение высокосортных хромистых железняков в Кемпирсайском массиве едва ли может ограничиваться рамками той площади, которая была очерчена выше с весьма приблизительной точностью северных границ. В соответствии с выявленной структурой массива, рудоносные дуниты, повидимому, погружаются в северном направлении под дунито-гарцбургитовый горизонт и могут слагать на глубине значительную часть массива. Как и в южной части массива, они могут заключать в себе высокосортные руды хромита. При малой исследованности Кемпирсайского массива не исключается возможность обнаружения выходов этих дунитов на площади, расположенной и к северу от долины р. Тагаша-сай.

С другой стороны, среди дунито-гарцбургитового горизонта массива могут присутствовать единичные месторождения с содержанием Cr_2O_3 — 43—45%. Таким примером являются месторождения в верховьях ручья Степного, равно как и месторождение № 8 в северной части массива. Может быть, такого рода месторождения располагаются в горизонтах переходных к более глубоким рудоносным дунитам. Другое возможное объяснение присутствия этих месторождений в верхних горизонтах массива заключается в допущении инъекции дунито-хромитового расплава снизу из тех более глубоких горизонтов, в которых образуются руды с повышенным содержанием хрома в хромшпинелиде.

VIII. Генезис хромитовых месторождений Кемпирсайского ультраосновного массива

Г. А. Соколов

Особенности геологического положения и химизма руд вызывают необходимость в рассмотрении вопросов генезиса хромитовых месторождений Кемпирсайского массива раздельно по двум группам: 1) месторождения высокосортных руд юго-восточного дунитового ядра и 2) прочие месторождения массива, сложенные низкосортными рудами и залегающие в полях развития полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса или гарцбургитов.

Небольшое число месторождений обладает промежуточными чертами химизма руд, при сходстве в геологическом положении с месторождениями то той, то другой из названных групп, в связи с чем потребуется специально остановиться на соображениях и о генетических их особенностях.

Прежде чем перейти к непосредственному обсуждению генезиса наших месторождений, рассмотрим в кратких чертах условия кристаллизации вкрапленных руд различных текстур, так как это облегчит в дальнейшем анализ генетических особенностей отдельных типичных месторождений. Среди вкрапленных руд, представленных в месторождениях Кемпирсайского массива, выше указывались такие текстурные разновидности:

а) Развитые в весьма небольших количествах, сравнительно бедные вкрапленные руды с макро- или микропетельчатой текстурой, которая выражается в том, что рудные зерна располагаются как бы прерывистыми петлями: во внутренней части петель находится сросток зерен серпентинизированного оливина, самые же окружающие их петли сложены аггрегатом более мелких субидиоморфных зерен хромшпинелида и серпентинизированного оливина. Поперечники петель варьируют от 5 мм до долей миллиметра, а поперечники рудных зерен, слагающих, вместе

с оливином или серпентином по оливину, цепочку петли, ограничиваются соответственно 2.0—0.1 мм.

б) Развитые в подчиненных количествах неравномерно вкрапленные руды полосчатой текстуры; содержание хромшпинелида и соответственно оливина, в той или иной мере сорпентинизированного, меняется от полосы к полосе; отдельные полосы имеют дунитовый состав с только акцессорной рудной вкрапленностью. Рудные полосы могут обладать и не обладать петельчатой текстурой вкрапленника.

в) Широко представленные неравномерно вкрапленные руды полосчатой текстуры с шлировыми обособлениями весьма концентрированного вкрапленника и сплошных руд; отдельные участки и шлиры таких руд могут быть сложены нодулярными рудами.

г) Господствующий в крупных месторождениях более или менее равномерный густой вкрапленник, без признаков петельчатой текстуры. В структурном отношении характерны субгедральные формы рудных зерен. Отдельные участки таких руд могут быть также сложены нодулярными рудами.

Петельчатая текстура руды хотя и развита весьма слабо в рудах обсуждаемых месторождений, однако имеет для нас то существенное значение, что она отражает кристаллизацию по эвтектической схеме: оливин, выделившийся в ядрах петель, принадлежит к ранним выделениям из расплава, рудно-силикатный аггрегат цепочек петель представляет собой как бы эвтектическую остаточную смесь, кристаллизовавшуюся в интерстициях после выделения оливиновых ядер. Эти последние ближе всего можно характеризовать как гломеропорфировые вкрапленники.[1]

А. Г. Бетехтин (1937, 125) высказывает для петельчатых текстур хромитовых руд предположение, что они образовались в результате инфильтрации рудного вещества в полузастывший дунит. Изучение подобных текстур в различных вариациях приводит нас к заключению, что инфильтрация действительно имеет место, но как явление, идущее в развитие вышеуказанного порядка кристаллизации, когда интерстициальная, близкая к эвтектике рудно-силикатная жидкость отсасывается (по образному выражению А. Н. Заварицкого) в места пониженного давления.

Различия в скорости кристаллизации хромшпинелидов и оливина, явления переохлаждения, присутствие летучих компонентов и некоторых количеств других элементов, не входящих в состав оливина и хромшпинелида (Са и др.), повлияют, конечно, на структурные отношения между главными минералами в сторону тех или иных отклонений от типичных эвтектических структур (в частности — образование гипидиоморфно-зернистых структур). Существенно важно отметить, что нормальная, равномерно петельчатая текстура свидетельствует о том, что жидкая фаза до конца кристаллизации оставалась на месте и не испытывала дифференциальных перемещений (отжатия и т. п.). Повидимому, подобные условия были весьма ограничены в наших месторождениях, почему типичные петельчатые текстуры руд и не сохранялись.

Полосчатая текстура вкрапленных руд отражает более сложные условия кристаллизации рудоносного расплава, при которых имели место ориентированные дифференциальные перемещения жидкой фазы по отношению к ранее выделившимся кристаллам. Поскольку полосы более бедного рудного вкрапленника показывают обычно деформированную петельчатую текстуру, постольку можно думать, что наиболее поздно сохранившаяся жидкая фаза должна приближаться по своему составу к вышеупоминавшейся как бы эвтектической смеси хромшпинелида и оли-

[1] Типичные петельчатые текстуры описаны в работе о Хабарнинском массиве, помещенной в этом же сборнике.

вина. Следовательно, таким путем достигается концентрация рудных компонентов только до состояния густого вкрапленника, и не может возникнуть обособлений сплошных руд. Условия формирования последних характеризуются ниже.

Уяснение механизма относительного перемещения жидкой фазы в кристаллизующемся рудоносном расплаве является сложной и трудной проблемой, на которой здесь мы не имеем возможности останавливаться подробно. Вероятной причиной таких перемещений служит внешнее ориентированное давление, которое вызывает в значительно, но еще не до конца закристаллизованном расплаве возникновение закономерно ориентированных направлений пониженного давления. Подобные направления в известном смысле аналогичны трещинам Люденса-Моора в сдавливаемой твердой среде; в область таких направлений пониженного давления должна отсасываться имеющаяся жидкая фаза, т. е. мы предполагаем явления, аналогичные фильтр-прессингу.

Дополнительное усложнение условий кристаллизации мы имеем в случае руд полосчатой текстуры с шлирами весьма концентрированных вкрапленников и сплошных руд. Как уже указывалось, нормальная кристаллизация рудоносного расплава по схеме, близкой к эвтектической, не может привести к обособлению жидкой фазы, почти не содержащей силикатных компонентов.[1] Образованию концентрированных вкрапленников и сплошных хромовых руд вообще дается два объяснения. Одни исследователи (А. Н. Заварицкий, 1928; А. Г. Бетехтин, 1935, 1937) полагают, что рудные компоненты удерживались в расплаве в форме каких-то соединений, содержавших в себе летучие компоненты (H, S, C и др.). Подобные соединения обособлялись, локализовались в расплаве и при соответствующих условиях температуры и давления распадались, образуя руды с тем или иным относительным содержанием рудного минерала и, в частных случаях, сплошные хромитовые руды. Другие исследователи (Г. А. Соколов), не отрицая возможного значения для некоторых типов хромитовых месторождений только что изложенного взгляда, придают большое значение явлениям местной ликвации рудоносного расплава на жидкость, обогащенную силикатными компонентами, и жидкость, обогащенную рудными компонентами, причем ликвация происходит при некоторой оптимальной концентрации летучих, растворенных в расплаве. Принятие ликвации базируется на существовании хромовых руд с нодулярной текстурой. При слиянии рудных капель и могут в таком случае получиться обособления концентрированных и сплошных руд. Существенным доводом в пользу такого взгляда является то обстоятельство, что участки нодулярных руд весьма часто приурочены к областям совместного нахождения сравнительно богатых вкрапленных руд и шлиров сплошных руд. Естественно, однако, что для слияния нодуль не всегда будут соответсвующие условия и в таких случаях рудные нодули останутся излированными в массе дунита или рудного вкрапленника.

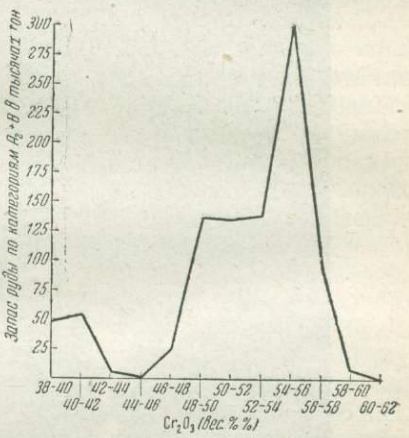
Помимо образования шлиров сплошных руд путем слияния рудных капель при ликвации, можно также предполагать явления собирательной кристаллизации хромшпинелидов, поскольку весьма часто сплошные руды являются в то же время и крупнозернистыми.

Последний из указанных нами текстурных типов кемпирсайских руд — равномерный густой вкрапленник без признаков петельчатой текстуры представляет собой результат кристаллизации обособленного рудного расплава, состав которого прибли-

[1] На это обращает внимание А. Н. Заварицкий в недавней статье о фузивных месторождениях.

жается к эвтектическому между оливином и хромшпинелидом, не считая растворенных летучих. Подобное заключение основывается прежде всего на большом постоянстве объемных отношений между хромшпинелидами и силикатами в рудах месторождений Гигант и Спорное. Нами составлена статистическая кривая (фиг. 109), показывающая запасы (в тоннах) хромитовых руд с различным содержанием Cr_2O_3. Данные для этой кривой почерпнуты из отчета Донской геолого-разведочной партии треста Союзхромит (Алешин и др., 1938). Кривая показывает, что абсолютным преобладанием в месторождениях Гигант и Спорное пользуются руды с содержанием $Cr_2O_3 = 52—56\%$. Не трудно было подсчитать, зная состав рудообразующего хромшпинелида, что такие руды должны состоять из 79—81% по объему хромшпинелидов и 21—19% серпентина.

Небезынтересно отметить, что содержание хромшпинелида и силикатов в равномерных подулярных рудах Гиганта по нашим подсчетам составляет соответственно 71.1 и 28.9% объемных, т. е. рудного минерала меньше, чем в предполагаемой эвтектической смеси. Этого и следовало ожидать, согласно анализу бинарной диаграммы для случая ликвационных соотношений, данного А. Н. Заварицким (1937).



Фиг. 109. Кривая запасов руд с различным содержанием Cr_2O_3 месторождений Гигант и Спорное

Другим основанием для представления о составе равномерных густых вкрапленников месторождений Гигант и Спорное, как о близком к эвтектике, служат структурные особенности данного типа руды, заключающиеся в субгедральном характере форм рудных зерен, что говорит об одновременной, в основном, кристаллизации и рудного минерала и силиката (оливина) (см. фиг. 88 и 110). Однако хромшпинелид заканчивает свою кристаллизацию несколько раньше оливина, когда в интерстициях остались еще некоторые количества силикатной жидкости. Эта последняя может образовать маломощные дунитовые жилки, рассекающие массу вкрапленника (фиг. 89).[1]

Таким образом, в противоположность вкрапленным рудам с макро- или микропетельчатой текстурой, оливин более раннего выделения был в рассматриваемом текстурном типе руд изолирован от остаточной жидкости, и последняя закристаллизовалась в более или менее однородный афировый [2] гипидиоморфнозернистый аггрегат. Состав жидкой фазы почти до конца кристаллизации, повидимому, оставался более или менее постоянным, так как в шлирах среди таких руд мы не встречаем убогих вкрапленников или безрудных дунитов. Наоборот, шлиры здесь сложены лишь несколько более богатым вкрапленником; местами обособляются также и подулярные руды с сопутствующими им сплошными. Лишь в конце кристаллизации появляются маломощные дунитовые жилки.

Перейдем теперь к рассмотрению генезиса хромитовых месторождений

---

[1] Оптические константы оливинов, замеренные в подобных рудах из месторождений массива 3-й Крака, показывают, что состав оливина закономерно меняется в зависимости от относительного времени его выделения: идиоморфные включения оливина в зернах хромшпинелидов являются наиболее магнезиальными; оливин дунитовых жилок — более железист; оливин основной массы руды имеет промежуточный состав.

[2] То есть без вкрапленников.

первой группы, т. е. руд высокосортных, залегающих в юго-восточном дунитовом ядре. Удобнее разобрать последовательно генетические особенности месторождений Гигант и Спорное как наиболее вскрытых разведочными выработками и являющихся вместе с тем типичными представителями по условиям залегания, форме рудного тела и сложению руд.

Как уже излагалось, рудное тело месторождения Гигант, представляющее по форме неправильную пластообразную линзу, в основном сложено рудами того текстурного типа, который выше мы назвали «более или менее равномерный густой вкрапленник без признаков петельчатой текстуры». Контакты рудного тела с вмещающими дунитами достаточно резкие; в периферических частях наблюдается лишь небольшое уменьшение относительного количества рудных зерен во вкрапленнике и нередко переход его в мелконодулярные руды. Эта резкость контакта подчеркивается в осо-



Фиг. 110. Густой хромитовый вкрапленник гипидиоморфнозернистой структуры. Без анализатора. Увелич. 8

бенности в лежачем боку — практическим отсутствием шлиров-спутников. В висячем боку, а также в области выклинивания погруженной на СВ северо-восточной части рудного тела, наоборот, фиксируется целая серия маломощных рудных шлиров-спутников, согласных с падением данной части рудного тела. Тем не менее, основная граница рудного тела здесь так же отчетлива, как и в лежачем боку.

Компактность рудной массы и резкая в общем отграниченность руд от вмещающих дунитов являются характерной чертой месторождения Гигант.

Мы можем, следовательно, сказать, что рудное тело этого месторождения закристаллизовалось из крупной, обособленной расплавленной массы, по составу своему приближающейся к эвтектике хромшпинелид-оливин с некоторым, повидимому существенным, содержанием растворенных летучих компонентов. Кристаллизация рудной массы происходила в условиях внешнего ориентированного давления, о чем свидетельствует шлировая полосчатость руд, в особенности заметная в погру-

женной юго-восточной части месторождения. Как уже говорилось, шлировость внутри рудного тела проявляется только в закономерно ориентированном чередовании несколько более богатых вкрапленников с несколько более бедными, без обособления полос убогого вкрапленника или безрудных, что, повидимому, характерно для кристаллизации расплава, близкого к эвтектике.

В полном соответствии с изложенными выше условиями кристаллизации подобного расплава находятся и столь характерные для руд Гиганта маломощные дунитовые жилки.

Как могла обособиться при кристаллизации дунитов подобная крупная масса рудного расплава?

Рудоносное юго-восточное поле в структуре всего массива в целом представляет мощное дунитовое обособление, залегающее в вертикальном разрезе интрузии ниже всех других основных дифференциатов интрузии — перидотитов типа лерцолитов, гарцбургитов, пород полосчатого гарцбургито-дунитового комплекса.

Остывание такого дунитового обособления, естественно, происходило от периферии к центральным частям. Значительный период кристаллизации занимало выделение оливина — как минерала, резко избыточного. Это обусловливало постепенное нарастание оболочки твердых дунитов в периферических частях обособления дунитового расплава, с локализацией остающейся еще жидкой части расплава во внутренних частях. Вероятное гравитационное погружение оливина, повидимому, вызывало более быстрое нарастание твердых дунитов в донных частях обособления, чем в его верхних частях.

При отсутствии существенных тектонических воздействий на поздних этапах остывания и кристаллизации дунитового ядра мы должны будем получить на некотором уровне, расположенном ближе к верхней поверхности дунитов, серию отдельных обособлений остаточного расплава, по своему составу приближающихся к эвтектике хромшпинелид — оливин, с теми поправками, которые вносят растворенные в остаточном расплаве летучие. Предполагаемые явления как раз отвечают тому представлению о существовании в юго-восточном дунитовом ядре общего рудоносного горизонта, которое было выведено в предыдущих главах на основе анализа геологических наблюдений.

Переходя к конкретным условиям рудного тела месторождения Гигант, мы должны прежде всего объяснить резкость границ рудного обособления с вмещающими дунитами, ибо при спокойном завершении только что описанного процесса кристаллизации дунитов естественно было бы ожидать постепенных переходов между рудным телом и вмещающим дунитом по типу «затухающей вкрапленности»

Причинами резких границ в изверженных породах могли быть: или (того или иного типа) относительное перемещение кристаллизующихся сред, или посторонние включения, или обособления газовых сред, или, наконец, распад на несмешивающиеся жидкости — ликвация. У нас нет оснований предполагать последнее хотя бы уже потому, что при ликвации оливино-хромитового расплава, как показывают подулярные руды, обособляющаяся рудная жидкость значительно богаче рудными компонентами, чем валовой состав руды месторождения Гигант. Трудно также говорить о газообразном состоянии рудной массы перед кристаллизацией или о посторонних включениях. О каком же перемещении рудного расплава по отношению к вмещающим дунитам может итти речь в данном конкретном случае? Направление перемещений определяется пространственной ориентировкой пограничных поверхностей. По сказанному в главе V, Б, первичный контакт лежачего бока в общем и целом представляет весьма полого падающую на северо-восток поверхность, которая в меньшей по площади

северо-восточной части месторождения меняет свой наклон на более крутой (см. профиль, фиг. 65).

Учитывая форму рудного тела и положение его в структуре рудоносного участка, мы можем легче всего представить себе локализацию рудной массы месторождения Гигант как результат отжатия рудного расплава, обособившегося на некотором горизонте дунитового ядра, в замковые части сводовой структуры, наличие которой для данной части массива установлено выше. Это отжатие явится тогда первым перемещением, которое может обусловить резкость границ между рудой и вмещающими дунитами.

Как подробно описывается в главе V, Б, первичная поверхность рудного тела месторождения Гигант осложнена мелковолнистой или неправильно гребенчатой и т. п. скульптурой; наблюдались местами как бы втеки рудной массы неправильной грушевидной формы во вмещающие дуниты.

Для объяснений деталей скульптуры лежачего бока обратимся предварительно к некоторым наблюдениям над формой вскрытых канавами мелких рудных тел того же рудоносного поля. Фиг. 106 показывает конфигурацию контакта руды с вмещающими дунитами в подошве небольшого, в основном смытого, рудного тела № 3, расположенного к западу от месторождения Алмаз. Мы видим здесь, что при общей, полого лежащей подошве рудного тела руда образует несколько весьма неправильных языков, как бы втеков, во вмещающие дуниты, в ориентировке которых можно лишь отдаленно уловить некоторую общность направления. Местами в рудном теле довольно отчетливо проявлена первичная полосчатость руд, падение которой изображено на зарисовке круто наклонными на запад штрихами. Направления рудных языков грубо приблизительно параллельны ориентировке полосчатости. Морфологически эти соотношения весьма похожи на хорошо известное геологам соотношение руд и вмещающих пород при метасоматическом замещении первыми последних вдоль намечающихся направлений механической неоднородности или трещиноватости. Вполне естественно, что лишь направление метасоматических языков задается трещиной, конечная же форма метасоматического образования будет неправильной, показывающей только приблизительную субпараллельность начально заданному направлению проникновения метасоматизирующей среды. На некоторых зарисовках шурфов, помещенных в гл. V, Б, можно видеть близ контакта руды с дунитами небольшие, повидимому реликтовые, включения дунита в руде. Признаки замещения рудным хромитовым расплавом дунитов наблюдались нами неоднократно в хромитовых месторождениях других районов.

С физико-химической точки зрения растворение оливина в рудном хромитовом расплаве, близком к эвтектике, вполне допустимо по следующим соображениям. Как известно (см. Э й т е л ь, Физическая химия силикатов, 1936, стр. 219), в системах силикат-окисел (например, корунд) часто наблюдались явления переохлаждения, при которых кристаллизация одного из компонентов продолжается несколько ниже температуры эвтектики. Вследствие этого жидкая фаза становится недосыщенной этим компонентом против эвтектических соотношений и, следовательно, может при благоприятных условиях растворить некоторое количество выделявшегося компонента (в нашем случае оливина).[1]

Наблюдения по горным выработкам над характером поверхности висячего бока очень скудны. Единичные шурфы, вскрывающие коренной контакт, показывают, что детали скульптуры контактной поверхности и здесь отмечаются теми же особенностями, что и в лежачем боку (языки, неправильная волнистая поверхность и т. п.).

---

[1] Аналогично известному объяснению Фогта для образования овоидов микроклина в гранитах.

Мелкие рудные шлиры-спутники, развитые вокруг выклинивающейся северо-восточной части рудного тела, однообразно ориентированы и вытянуты параллельно висячему боку рудного тела. Это говорит о локализации здесь рудного вещества, главным образом под влиянием ориентированного давления, вдоль наметившихся направлений пониженного давления во вмещающих дунитах, без видимых признаков растворения и замещения последних рудным расплавом.

Рудные шлиры не имеют характера жил; на контакте их с дунитом серпентинизированный оливин рудных интерстиций сливается с основной массой дунита без каких-либо признаков пограничной поверхности; контуры шлира видны благодаря почти полному отсутствию в дунитах рудных зерен. Все это говорит за то, что вмещающие дуниты в момент формирования рудных шлиров как таковых и поверхности висячего бока рудного тела не были еще вполне застывшими, содержали некоторое количество жидкой фазы. Однако количество интерстициальной жидкости было, повидимому, уже невелико, и в целом дуниты воспринимали внешнее давление не как гидростатическое, но с образованием направлений скалывания — направлений пониженного давления. Вдоль этих направлений и фиксировались шлиры, и ими же определялась в данном месте ориентировка поверхности лежачего бока главного рудного тела.

Дальнейшие усложнения формы рудного тела обусловливаются уже послерудными, преобладающе малоамплитудными сбросами, приводящими к ступенчатому характеру поверхностей рудного тела в некоторых его участках.

Итак, формирование месторождения Гигант, согласно изложенным представлениям, проходило такие стадии:

а) Образование, в результате кристаллизации дунитов, остаточного рудного расплава, по составу близкого к эвтектике оливин-хромшпинелид, с растворенными в нем летучими; остаточный расплав обособлялся в дунитах на определенном горизонте.

б) Отжимание рудного расплава в замковые части сводовой структуры данной части массива.

в) Окончание кристаллизации дунитов и кристаллизация рудного расплава в условиях внешнего ориентированного давления, вызывающего в неполностью еще затвердевших дунитах, а позже и в кристаллизующемся рудном расплаве возникновение направлений пониженного давления. При этом последовательно имели место: локализация круто падающих мелких рудных шлиров-спутников и частичные пластические деформации той же ориентировки в основном рудном теле; образование шлировой полосчатости в рудном теле; отжатие дунитовых жилок; частичное растворение дунитов рудным расплавом в зальбандных частях вдоль направлений пониженного давления и формирование вследствие этого мелковолнистой, неправильно гребенчатой, сосковидной и т. п. частной скульптуры поверхностей рудного тела; послерудные тектонические нарушения.

Далее наступает пневмогидротермальная стадия и затем — после значительного перерыва во времени — гипергенный этап преобразования месторождения.

Обратимся теперь ко второму изучавшемуся нами и разведывавшемуся месторождению — Спорному.

В его строении мы находим ярко бросающиеся в глаза отличия от месторождения Гигант. Вместо крупной компактной массы густо вкрапленных руд, образующей одну в основном полого залегающую пластообразную линзу, мы имеем здесь, по сказанному в главе V, А, систему рудных шлиров различной мощности и протяженности, круто падающих в разведанной пока части на запад. Если в месторождении Гигант имеется общая непрерывная поверхность рудного тела, то в случае месторождения Спорного

она отсутствует: с дунитами граничат отдельные рудные шлиры. Можно лишь предполагать, по далеко еще не полным разведочным данным, что все рудные шлиры располагаются в пределах некоторого общего горизонта (см. профиль, фиг. 59), гипсометрически весьма близкого к горизонту локализации месторождения Гигант.

В сложении руд наблюдаются такие особенности. Мощные рудные шлиры весьма сходны по характеру рудных текстур с погруженной выклинивающейся частью Гиганта: они сложены в основном густым вкрапленником, слегка шлировatым, с локальными обособлениями почти сплошных руд, но без чисто дунитовых обособлений. В маломощных шлирах и в выклинивающихся частях больших шлиров локально представлены полосчатые вкрапленники, чередующиеся с тонкими дунитовыми полосами. В этих же местах характерно представлены неравномерно вкрапленные руды с шлировыми обособлениями весьма концентрированного вкрапленника, нодулярных руд и руд сплошных. Необходимо, однако, подчеркнуть, что господствуют в месторождении густовкрапленные руды.

Таким образом, в главной своей части рудный расплав, из которого сформировалось месторождение Спорное, был аналогичен по составу рудному расплаву месторождения Гигант. Однако в локализации его в значительно более резкой форме, чем в случае месторождения Гигант, играли роль явления выжимания расплава по направлениям, секущим предполагаемую поверхность общего рудного горизонта.

Лишь полосчатые вкрапленники маломощных шлиров и выклинивающихся частей больших шлиров, показывающие местами признаки п е т е л ь ч а т о й т е к с т у р ы вкрапленника, являются представителями тех частей рудного тела, кристаллизация которых происходила из более бедного рудоносного расплава.

Условия кристаллизации шлирово-полосчатых руд указывались в начале главы: они заключаются в сочетании процесса кристаллизации остаточного рудоносного расплава с ориентированным внешним давлением. При кристаллизации расплава имеют место явления: а) начального выпадения гломеропорфировых аггрегатов оливина, б) обособление хромшпинелидо-оливиновой жидкости, близкой к эвтектике, с растворенными в ней летучими, в) местные ограниченные явления ликвации расплава, с образованием богатой рудной жидкости, не смешивающейся с силикатной жидкостью. Состав жидкой фазы, таким образом, меняется; в связи с этим наблюдается непостоянство состава шлиров, которые образуются, по сказанному ранее, в результате отсасывания жидкой фазы по направлениям пониженного давления.

Однако при всех вариациях состава жидкой фазы в наибольшем количестве должен получаться в ходе кристаллизации рудный расплав как бы эвтектического состава. И мы видим, что мощные рудные шлиры месторождения Спорного сложены продуктом кристаллизации именно такой жидкости — густыми вкрапленниками с гипидиоморфнозернистой структурой и с отношением рудной части к нерудной близким к 80 : 20 (см. стр. 175); чисто силикатные шлиры при этом не образуются, а руды петельчатой текстуры, подулярные руды, так же как и шлиры сплошных руд, имеют подчиненное развитие.

Таким образом, в ходе кристаллизации рудного расплава существенных качественных различий между месторождениями типа Гигант и Спорное нет, — они скорее количественные. Основные генетические отличия лежат в форме рудных обособлений, т. е. в способе л о к а л и з а ц и и рудного расплава.

Рудные шлиры месторождения Спорного резкостью своих контактов и формой напоминают шлирные жилы. Однако вряд ли справедливо рассматривать их как результат инъекции рудного расплава из какого-то

глубоко залегавшего его источника. Во многих случаях две соседние, расположенные вкрест простирания шлира вертикальные скважины подсекают: одна — мощный рудный шлир, наклоненный под углом около 50° к горизонту, другая — либо безрудные дуниты, либо маломощный шлир. Данных для предположения о тектонических нарушениях при этом в ряде случаев нет. Сопоставляя эти условия с наблюдавшимся в некоторых выработках быстрым выклиниванием книзу менее мощных шлиров, мы можем думать, что выходящие на поверхность большие рудные шлиры выклиниваются книзу на сравнительно небольшой глубине (см. профиль, фиг. 59, правая часть). Поскольку подобные отношения можно привести для многих шлиров, разбросанных по всей площади месторождения, наиболее вероятно предположение, что рудные шлиры представляют собой деформированные в условиях ориентированного давления отдельные обособления рудного расплава среди дунитов, лишь с небольшим относительным перемещением первых по отношению ко вторым. Как и в случае Гиганта, вышеописанные детали периферических, в частности выклинивающихся, частей рудных шлиров указывают, что в момент деформаций окружающие дуниты не были еще окончательно затвердевшими и сами принимали участие в перемещениях как вязкая среда. Что же касается до первичной локализации рудного расплава в дунитах, то, в отличие от Гиганта, мы должны принять для Спорного не одно крупное, а несколько близко друг от друга расположенных, более мелких обособлений рудного расплава в почти закристаллизовавшихся дунитах.

Локализуясь, примерно, на одном гипсометрическом уровне, они в сумме своей образуют участок общего рудоносного горизонта.

Итак, имеющиеся фактические данные в нашем толковании побуждают искать наиболее вероятную причину различия форм Гиганта и Спорного в разных относительных размерах и разном числе обособлений рудного расплава в дунитах. В случае Гиганта — одно крупное и компактное рудное обособление, форма и положение которого среди дунитов в основном отвечают рудному горизонту. В случае Спорного — серия самостоятельных, более мелких обособлений рудного расплава в дунитах, вместе маркирующих рудоносный горизонт, но каждое порознь деформированное в жилоподобный шлир, направление падения которого является секущим по отношению к предполагаемым поверхностям рудоносного горизонта.

Стоя на точке зрения отжатия рудного расплава в осевые замковые части сводовой структуры, можно притти к заключению, что рудная масса Гиганта локализовалась в самом замке свода, где давление было наименьшим; рудные же массы Спорного в своем положении несколько сдвинуты от подобного места, наиболее благоприятного для локализации жидкости.

Кратко резюмируя наши выводы об условиях формирования месторождения Спорного, мы можем сказать, что кристаллизационные процессы в дунитовом расплаве, приведшие к образованию остаточного расплава, состав этого последнего и его первоначальное положение в виде некоторого горизонта в дунитовом ядре были аналогичны тем, которые выведены нами для рудного тела Гиганта.

При перемещениях рудного расплава во время образования сводовой структуры та часть рудного расплава, из которой сформировалось Спорное, локализовалась несколько в стороне от оптимальной замковой части свода, как бы на крыле вблизи шарнира свода, и в связи с этим обособилась в виде нескольких более мелких самостоятельных рудных масс. Последующее активное внешнее ориентированное давление деформировало эти самостоятельные массы рудного расплава в крутонаклонные шлировые жилы, пространственно в общем не выходящие за пределы рудоносного горизонта.

Прочие месторождения юго-восточного дунитового ядра, судя по имеющимся неглубоким разведочным выработкам, в той или иной мере повторяют генетические особенности то Гиганта, то Спорного, отличаясь от них по преимуществу масштабами рудных тел и характером ориентированных рудных текстур.

Более крупные рудные тела, как Алмаз и Жемчужина, имеют при этом как по форме рудного тела, так и по его залеганию и по сложению руд многие черты сходства с Спорным и погруженной северо-восточной частью Гиганта.

Для мелких рудных тел характерна обычно резко выраженная полосчатость рудного вкрапленника и, соответственно, залегание в форме крутонаклонных шлиров. Вместе с тем наблюдаются случаи общей пологой поверхности подошвы рудного тела (см. гл. VI, 2). Таким образом, здесь мы имеем большое сходство с маломощными шлирами Спорного.

Изложенные выше представления об условиях формирования рудных тел юго-восточного дунитового ядра следует, конечно, рассматривать как гипотезу, наиболее, с точки зрения автора, отвечающую приведенным фактическим данным. Эта гипотеза должна быть проверена на практике прежде всего по вытекающим из нее выводам относительно распространения хромитовых месторождений на площади юго-восточного дунитового ядра.

Эти выводы заключаются в следующем.

Оптимальными местами для локализации рудного расплава являются осевые замковые зоны сводовых структур дунитового ядра. При этом наиболее благоприятные условия для фиксации крупных масс остаточного рудного расплава создаются непосредственно в осевых частях сводов, с удалением от которых условия для обособления крупных рудных тел становятся менее благоприятными, вследствие чего здесь локализуются рудные обособления меньшего масштаба. Если бы своды имели периклинальное строение, то зоны, оптимальные для локализации рудных расплавов, были бы ограничены и по простиранию оси свода. С этих точек зрения насыщенность рудными телами площади юго-восточного дунитового ядра должна быть весьма неравномерной. Меридиональные зоны Гигант — Спорное, с одной стороны, и Жемчужина — Алмаз, с другой, являются выявленными оптимальными зонами, между которыми, вкрест их простирания, трудно ожидать нахождения значительных рудных тел. Не намного только более перспективной может быть шарнирная часть синклинальной депрессии между восточным и западным сводами. Эрозия юго-восточного рудоносного участка дала весьма слабо расчлененные, почти равнинные формы рельефа. Благодаря этому осевые части сводов эродированы до более глубоких горизонтов, чем промежуточные структурные понижения. Это обстоятельство могло явиться дополнительным [1] фактором неравномерности распределения рудных тел в пределах площади дунитового поля. Оно может, в частности, объяснять крайнюю бедность рудными проявлениями площадей, разделяющих своды друг от друга.

Продолжение сводовых структур к северу пока не выявлено, и поэтому давать прогноз для площадей к северу от широты месторождения Жемчужина трудно. Однако не лишено вероятия такое соображение. Как было сказано в главе VII, дуниты на севере погружаются под перидотитовые зоны массива. Аналогичное погружение констатировано на юге и, вероятно, на западе и востоке. Обнаженные эрозией центральные части дунитового поля должны как будто бы относиться к более глубоким частям дунитового ядра, чем его периферические зоны. Так как рудоносный горизонт распо-

[1] По мнению В. П. Логинова и Н. В. Павлова, это обстоятельство играет, наоборот, решающую роль.

лагается ближе к верхней поверхности дунитового ядра, то можно думать, что центральные части последнего, так же как и крайняя периферическая полоса, уже не содержат хромитовых концентраций. Последнее находится в согласии с указанным ранее на стр. 159 расположением известных рудных выходов в южной части дунитового поля полукольцом, шириной в плане около 1 км, приблизительно параллельным внешним границам дунитового поля.

Вероятность наличия такого же полукольца хромитовых месторождений вдоль северной периферии дунитового поля сейчас не может быть оценена, так как и сама эта граница, как видно было из главы VII, намечена еще весьма приблизительно. Здесь необходимы детальная геологическая съемка и поиски.

Поисковые на хромиты работы, которые должны проводиться в ближайшие годы и осветить всю площадь дунитового поля, дадут новые фактические материалы и покажут, в какой мере справедлива высказанная гипотеза.

Однако при определении очередности площадей для детальных поисковых работ, а также для примерных подсчетов геологических перспективных запасов хромовых руд в пределах дунитового ядра, уже сейчас можно опираться на высказанные положения о неоднородном размещении рудных тел на площади дунитов.

Переходим к рассмотрению условий формирования хромитовых месторождений, залегающих в полях развития полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса или гарцбургитов.

Месторождения этой группы отличаются от ранее рассмотренных не только химическим составом рудообразующего хромшпинелида, но и формами рудных тел, сложением руд, положением в вертикальном разрезе интрузива. Повторим кратко основные характерные признаки интересующих нас месторождений:

1. Они залегают либо в породах полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса, либо в вышележащих гарцбургитах, т. е. места их локализации относятся к верхним зонам в вертикальном разрезе интрузива.

2. До послерудных тектонических нарушений рудные тела имели форму либо жилообразных линз, либо, реже, жил небольшой мощности, с резкими контактами между рудой и вмещающими ультрабазитами. Вторичная тектоника обусловила значительные нарушения первичных форм.

3. Рудные тела всегда непосредственно залегают в дунитах. В том случае, когда окружающая площадь сложена гарцбургитами, дуниты образуют среди последних линзы и полосы небольшой мощности, в которых и залегают непосредственно рудные тела.

4. В большинстве случаев рудные тела залегают согласно с полосчатостью дунито-гарцбургитового комплекса. В меньшем числе случаев наблюдается параллельность только простирания тех и других, по падению же рудные тела в этих случаях не согласны (см., например, фиг. 45, месторождение № 7); в единичных случаях жилообразные линзы не согласны и с общим направлением простирания полосчатости дунито-гарцбургитового комплекса (см. гл. IV, А).

5. По сравнению с крупными месторождениями юго-восточного дунитового поля рассматриваемые месторождения обладают значительно меньшими размерами отдельных рудных тел.

6. Руды месторождений преобладающе представлены густыми вкрапленниками гипидиоморфнозернистой структуры и сплошными (массивными) разностями. Спорадически встречаются руды подулярных текстур и переходные к ним.

7. По своему химическому составу рудообразующий хромшпинелид отличается повышенным содержанием глинозема, низким содержанием

хрома; в этом отношении он вполне сходен с акцессорным хромшпинелидом гарцбургитов и дунитов полосчатого комплекса.

Пункты 1, 3, 5 и 7 позволяют вывести заключение, что рудный расплав обособился непосредственно из дунитовой части дунито-гарцбургитового полосчатого комплекса. В самом деле, по химическому составу рудообразующий хромшпинелид не отличается от акцессорного хромшпинелида пород полосчатого комплекса. Рудные тела неизменно сопровождаются дунитами. В соответствии с тем, что дуниты не образуют здесь крупных самостоятельных масс, но, входя в дунито-гарцбургитовый комплекс, расчленены на отдельные, сравнительно ограниченного объема массы, и рудные тела при большом их числе имеют каждое ограниченные размеры.

Пункты 2 и 4 отчетливо указывают на то, что локализация рудных тел происходила в результате некоторого инъекционного перемещения рудного расплава относительно вмещающих ультрабазитов. В пользу этого говорят жилоподобные формы рудных тел, резкость их контактов, случаи частичного или полного несогласия рудных тел с полосчатостью вмещающих ультрабазитов. Однако вряд ли можно говорить о далеком инъекционном перемещении. Предыдущий вывод о тесной генетической связи рудного расплава с дунитовой частью полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса наводит на мысль, что максимальный путь инъекций рудного расплава должен соответствовать вертикальной мощности зоны полосчатого комплекса, оцениваемой, примерно, в 100 м.

Некоторым подтверждением всего сказанного является тот эмпирически достаточно твердо установленный факт, что рудные тела локализуются преимущественно в верхах зоны полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса и в примыкающих нижних частях верхней гарцбургитовой зоны.

Пункт 6 дает материалы для суждения о способе обособления и ходе кристаллизации рудного расплава. То, что убогие и бедные рудные вкрапленники не характерны для рассматриваемых месторождений и что господствующим типом руд являются густовкрапленные и сплошные, указывает на общность способа сепарации рудного расплава с намечавшимся для месторождений южного дунитового поля — путем кристаллизации дунитов по эвтектической схеме. Подтверждением может служить характер рудных текстур в местах выклинивания рудных тел. Так, в месторождении № 23 установлено присутствие разреженных вкрапленников с отчетливой деформированной петельчатой текстурой (оливиновые ядра петель вытянуты по падению рудного тела).

Однако значительное развитие сплошных руд является специфической чертой сложения руд данных месторождений, отличающих их от общей массы руд южных месторождений. Мы не имеем достаточно фактического материала для объяснения условий возникновения здесь сплошных руд. Однако то обстоятельство, что состав хромшпинелида в них очень немногим отличается от состава хромшпинелида вкрапленных руд (см. фиг. 49), а также шлировый характер обособления сплошных руд среди вкрапленных позволяют предполагать либо слияние рудных нодуль, либо собирательную кристаллизацию [1] хромшпинелидов во время и в условиях инъекционного перемещения рудного расплава.

Характерен факт, что те массы рудного расплава, которые локализовались в верхней гарцбургитовой зоне, т. е. испытали относительно большее инъекционное перемещение, сложены преимущественно сплошными рудами. При этих условиях силикатная часть рудного расплава должна как будто бы входить в ту дунитовую оболочку, которая неизменно, как было сказано, сопровождает рудные тела, залегающие среди гарцбургитов.

[1] Сплошные руды, как правило, более крупнозернисты, чем вкрапленники.

К сожалению, в существующих разведочных выработках и крайне редких других обнажениях не удалось найти таких мест, где были бы видны отношения между околорудными дунитами и гарцбургитами или породами полосчатого комплекса.

Кратко резюмируем наши выводы о генезисе хромитовых месторождений, залегающих в полосчатом дунито-гарцбургитовом комплексе и в гарцбургитах:

1. Рудный расплав, из которого формировались рудные тела, обособился из дунитовой части дунито-гарцбургитовой зоны массива как остаточный, близкий к эвтектике расплав, с растворенными в нем летучими.

2. Обособление рудного расплава происходило во многих местах, ограниченными по объему массами, в соответствии с ограниченными размерами отдельных масс дунитового расплава, разъединявшихся гарцбургитовыми частями комплекса.

3. При общем воздействии на кристаллизующийся дунито-гарцбургитовый комплекс внешнего ориентированного давления, отдельные обособления рудного расплава испытывали выжимание по направлениям пониженного давления, что обусловило жилообразные формы рудных тел, в некоторых случаях секущих полосчатость дунито-гарцбургитового комплекса. Масштаб рудных тел определялся ограниченными размерами отдельных обособлений рудного расплава.

4. Инъекционное перемещение масс рудного расплава ограничивалось пределами дунито-гарцбургитовой зоны и нижней частью вышележащей гарцбургитовой зоны массива. Оно способствовало более совершенному отделению собственно рудного расплава от ранее выделившегося оливина.

5. Кристаллизация остаточного расплава протекала в отдельных пунктах рудного тела различно, в связи с чем формировались руды различных текстур. В частности: нормальная кристаллизация гомогенного, как бы эвтектического расплава давала густые вкрапленники с гипидиоморфнозернистой структурой; местная ликвация подобного расплава могла при известных условиях привести к образованию нодулярных руд; слияние жидких рудных нодуль или собирательная кристаллизация в местах повышенной концентрации летучих могли обусловить возникновение сплошных руд.

6. Одновременно и в результате последних явлений силикатные компоненты расплава могли обособляться в периферических частях рудного тела, входя в дуниты, вмещающие рудные тела в тех случаях, когда последние залегают как инъекционные среди перидотитов.

Как уже говорилось в начале главы, в массиве известны единичные месторождения, рудообразующий хромшпинелид которых отличается по составу от хромшпинелидов разобранных генетических групп. Так, руды месторождения в верховьях ручья Степного, расположенного в зоне полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса, сложены хромшпинелидом, который по содержанию Cr_2O_3 и, соответственно, Al_2O_3 занимает промежуточное место между низкохромистым и высокохромистым хромшпинелидом рассмотренных групп (см. гл. IV, Б). С другой стороны, руды небольшого восточного ультраосновного массива на р. Мамыт залегают в поле дунитов, однако состав хромшпинелидов здесь значительно отличается от такового рудообразующих хромшпинелидов юго-восточного дунитового поля главного массива меньшим содержанием Cr_2O_3 и более высоким содержанием Al_2O_3 (см. там же). В связи с тем, что названные месторождения еще совершенно не разведывались и бедны естественными обнажениями, сколько-нибудь подробное рассмотрение их генезиса преждевременно. Некоторые общие соображения высказаны в главе VII (стр. 171).

Остановимся теперь кратко на наиболее трудном вопросе теоретического обоснования особенностей хромитовых месторождений Кемпирсай-

ского массива — на вопросе о вариациях химического состава рудообразующих хромшпинелидов. Выше достаточно подробно выяснены отличия в геологическом положении месторождений с низкохромистым, промежуточным и высокохромистым хромшпинелидом: первые залегают в верхних горизонтах послойной дифференциации интрузива, вторые — в различных горизонтах, но как очень редкое явление, последние — в нижнем дунитовом горизонте. Однако, как мы видели, не все дунитовые поля интрузива характеризуются высокохромистым рудообразующим хромшпинелидом: месторождение № 7 в дунитовом «окне» по р. Куагач и большое месторождение в дунитах массивчика на р. Мамыт сложены низкохромистыми хромшпинелидами. Правда, в дунитах Мамытского массивчика обнаружено небольшое месторождение с содержанием 47.9% Cr_2O_3 в руде, но пока как единственный подобный случай. Если не принимать его во внимание, то разница в составе хромшпинелида месторождений в дунитах северной половины массива и в дунитах юго-восточной части массива очень велика. В то же время нам не удалось обнаружить геолого-петрографических различий между дунитами тех и других площадей.

В силу всего сказанного, вопрос о п р и ч и н а х различия составов хромшпинелидов в рудах различных дунитовых площадей остается открытым. В качестве гипотезы, не опирающейся пока ни на какие факты, [1] можно высказать предположение, что дуниты юго-восточного угла массива поднимались из глубинного очага как расплав собственно дунитовый, локализовавшийся в юго-восточной части интрузива, тогда как вся остальная часть массива есть результат дифференциации магмы перидотитовой, непосредственно предшествовавшей поднятию дунитового расплава или, наоборот, непосредственно следовавшей за ней. Другими словами, причины различий в составе рудообразующих хромшпинелидов связываются этим предположением с явлениями дифференциации глубинного очага.

Не исключено также, что в дальнейшем будут обнаружены новые рудные выходы с действительно промежуточным составом хромшпинелида, что позволит рассматривать вопрос о вариациях состава хромшпинелидов с точки зрения закономерных изменений последнего при дифференциации единой магматической массы.

В месторождениях всех рассмотренных групп достаточно интенсивно проявлены, с одной стороны, постмагматическая стадия их жизни — пневмо-гидротермальная, а с другой — позднейший, гипергенный этап.

Пневмо-гидротермальная стадия выражена в появлении таких минералов, как хромдиопсид, хромэденит, хромактинолит и хлориты, а также в широко развитых явлениях серпентинизации.

По отношению к первым из названных силикатов возникал естественный вопрос, не связано ли их появление с позднейшими жильными породами габброидной магмы, довольно широко представленными дайками габбро-диабазов. Этот вопрос был тем более уместен, что, как отмечалось при описании месторождения Спорного, наибольшее развитие актинолито-хлоритовых проявлений здесь наблюдается в западной половине месторождения, тектонически более нарушенной, чем восточная.

Однако в подавляющем числе случаев в пределах хромитовых месторождений габбро-диабазовые дайки отсутствуют. В контактных зонах имеющихся единичных даек развиты черные серпентиниты и мелкочешуйчатые хлориты. Поэтому в хромитовых рудных телах жилки метасиликатно-хлоритового состава и замещение первоначальных силикатов в составе руд теми же минералами следует рассматривать как независимые проявления пневмо-гидротермальной стадии остывания самих рудных тел,

[1] Наведением для этой гипотезы послужили особенности конфигурации южной половины массива, имеющей в плане значительно бо́льшую ширину, чем северная половина массива.

хотя и не исключено, что появление некоторой части хлоритов связано с внедрением даек габбро-диабазов.

Гипергенный этап — древнее выветривание хромитовых месторождений — в предыдущих главах описан достаточно подробно. Отметим здесь лишь одну сторону химизма этих процессов: при кислой среде, когда идет выпадение минералов избыточной кремнекислоты и образование силицифицированных руд, хромшпинелид не затрагивается химическими превращениями. Наоборот, при действии гипергенных растворов с пониженной концентрацией водородных ионов, т. е. щелочных, когда имеет место образование карбонатов, минералов понтропитового типа, охр и пр., хромшпинелиды испытывают изменения (переход Fe'' в Fe''' и др.).

IX. Заключение

Г. А. Соколов

Конечной целью настоящей работы являлось возможное на данной стадии исследований освещение хромитоносности Кемпирсайского массива, т. е. тех геологических закономерностей, которые определяют появление в конкретной геологической обстановке данного массива хромитовых месторождений с теми или иными особенностями формы, масштабов, условий залегания, химико-минералогического состава и сложения руд и их промышленной значимости. Подобные закономерности должны лечь в основу геологического прогноза оптимальных участков расположения новых месторождений.

Приведем в сжатом виде основные выводы, к которым пришли авторы работы:

1. Кемпирсайский массив — это сложно дифференцированный интрузив перидотитовой магмы, внедрившейся в толщу средне- и нижнепалеозойских осадков в эпоху варисцийского диастрофизма.

Сопоставление данных структурно-петрографического картирования и буровых скважин показывает, что в интрузиве дуниты количественно преобладают над перидотитами. Наиболее крупная дунитовая масса обнажена в юго-восточной части массива, где сосредоточены все крупные месторождения высокосортных хромитовых руд. Среди перидотитов резко доминируют гарцбургиты, и лишь незначительным развитием пользуются амфиболсодержащие гарцбургиты и лерцолиты. Габбровые и пироксенитовые производные той же интрузии имеют весьма ограниченное распространение. Большие поля метаморфизованных габброидов, представленные в районе массива, относятся к более раннему, чем ультраосновные магмы, внедрению.

2. Хромитовые месторождения массива залегают в различных геологических условиях, зависящих в основном от формы массива, его внутреннего строения и петрографического состава его отдельных структурных единиц.

3. По своей форме ультраосновной массив является вытянутым в ССЗ направлении лаккоморфным интрузивом с слабо выпуклой, пологоволнистой верхней поверхностью и с апофизами, располагающимися на несколько различных стратиграфических горизонтах. Строение подошвенной части интрузива, за исключением некоторых пунктов в краевых частях, осталось невыясненным.

4. Внутреннее строение массива характеризуется, во-первых, послойным, в основном параллельным кровле расположением различного типа ультраосновных пород, возникших при дифференциации перидотитовой магмы. Смена пород в вертикальном направлении подчиняется определенной закономерности, а именно:

Первый, верхний горизонт сложен массивными перидотитами, преобладающе гарцбургитами; в незначительном числе пунктов в самых верхних, прикровлевых его частях отмечаются гарцбургиты с амфиболом и лерцолиты. Мощность перидотитового горизонта составляет, примерно, 20—50 м.

Ниже располагается горизонт полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса, в котором наблюдается тесное чередование наклонных полос и линз дунитового и гарцбургитового составов то с постепенными, то с более резкими переходами, но без секущих отношений. Полосчатость в пределах значительных участков массива ориентирована одинаково. Мощность этого горизонта достигает 100 м.

Еще ниже следует горизонт дунитов и энстатитовых дунитов, с редкими шлирами гарцбургитового состава. Редкие пироксеновые зерна и цепочки акцессорных хромшпинелидов намечают и здесь ориентированное сложение пород, согласное с полосчатостью вышележащего дунито-гарцбургитового комплекса. Мощность дунитового горизонта не известна; в районе Бурановского никелевого месторождения она превышает 140 м. Изредка отмечается некоторое нарушение обычной последовательности горизонтов послойной дифференциации. Так, для краевой юго-восточной части массива и восточного спутника в районе р. Мамыт отмечено выпадение горизонта полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса; отмечены также единичные случаи, когда более или менее значительные дунитовые полосы располагаются на одном уровне с гарцбургитами (восточный и западный контакты массива, примерно, на широте пос. Кемпирсай).

Второй характерной чертой внутреннего строения массива является наличие в вышеназванных горизонтах ультрабазитов нескольких пологих сводов, вытянутых в направлении, близком к простиранию оси массива, и чередующихся с зонами понижений. Подобная как бы слабо складчатая структура интрузива в целом улавливается как в северной, так и в южной части массива прослеживанием, при составлении геологических профилей, направления поверхностей раздела отдельных зон дифференциации массива, а также деталей конфигурации контакта ультрабазитов с вмещающими палеозойскими толщами (на южной окраине массива). По косвенным соображениям предполагается, что образование этой пологой складчатости горизонтов дифференциации синхронично с периодом остывания массива.

Третьей особенностью внутреннего строения массива является наличие закономерно ориентированной плоскопараллельной полосчатости в более глубоких горизонтах ультрабазитов массива, в связи с чем выделяется полосчатый дунито-гарцбургитовый комплекс, а в нижележащих дунитах отмечаются признаки ориентированных текстур (полоски зерен акцессорного хромшпинелида, шлиры энстатитовых дунитов, редкие шлиры гарцбургитов). Хромитовые месторождения в большинстве случаев ориентированы согласно с названными элементами полосчатости. Простирание последней преимущественно параллельно оси массива и дискордантно с широтными участками границ массива. Углы падения несколько варьируют, проходя при смене с западного на восточное через вертикальные падения.

По представлениям авторов, эта полосчатость возникает в поздние стадии кристаллизации ультрабазитов в результате внешнего ориентированного давления, как своего рода «магматический кливаж» (перемещение интерстициальных расплавов по плоскостям ламинарного скольжения).

Жильные породы, рассматриваемые как указатель поздних разрывных дислокаций, ориентированы в широтном, меридиональном и диагональном направлениях, при абсолютном преобладании широтных или близких к ним простираний, т. е. в преобладающем числе случаев жилы и дайки являются секущими по отношению к регионально развитой полосчатости верхних горизонтов ультрабазитов и к большинству рудных тел.

5. Хромитовые месторождения залегают среди всех выделяемых горизонтов ультраосновных пород массива. В тех случаях, когда они находятся в поле развития гарцбургитов, они неизменно сопровождаются дунитами, слагающими линзы и полосы, в которых и заключены собственно рудные тела.

6. Хромитовые месторождения, залегающие в дунито-гарцбургитовом полосчатом комплексе и в вышележащих гарцбургитах, отличаются рядом особенностей от месторождений, расположенных среди дунитов юго-восточной части массива.

Прочие, сравнительно небольшие дунитовые площади массива либо не содержат хромитовых месторождений (краевые зоны массива на широте пос. Кемпирсай), либо сопровождаются лишь единичными мелкими месторождениями (выход дунитов по р. Куагач), аналогичными по типу месторождениям дунито-гарцбургитового комплекса, либо еще очень плохо вскрыты и поэтому недостаточно освещены для детальных сопоставлений (восточный массивчик на р. Мамыт).

7. Главнейшие отличия месторождений верхних зон массива (гарцбургитов и полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса) от месторождений юго-восточного дунитового поля, относящегося в строении массива к нижним его зонам, могут быть сведены в следующую таблицу (табл. 22).

Отдельные месторождения (в массивчике по р. Мамыт, в верховьях ручья Степного, по левобережью р. Куагач) носят промежуточный характер либо по геологическому положению, либо по составу хромшпинелидов (см. главу VII).

8. Преобладающим распространением в большинстве месторождений всех выделяемых групп пользуются руды густовкрапленные и сплошные, с относительно небольшим содержанием силикатов, в то время как бедные и убогие вкрапленники количественно играют подчиненную роль. В связи с этим валовой состав большей части высокосортных руд юго-восточного дунитового ядра, обладающих весьма высококачественным по хрому и отношению Cr_2O_3/FeO хромшпинелидом, удовлетворяет высоким кондиционным требованиям для выплавки феррохрома.

Руды месторождений первой группы, залегающие в верхних зонах ультраосновного интрузива, содержат хромшпинелид, состав которого стоит почти на грани кондиций по хрому. Поэтому валовой состав руд месторождений этой группы лишь в небольшой части отвечает существующим кондициям по хрому (минимальное допустимое содержание Cr_2O_3 в руде — 40%). По второму коэффициенту, отношению Cr_2O_3/FeO, бо́льшая часть руд этой группы кондиционна.

Снижение минимального кондиционного содержания Cr_2O_3 до 38—37% вывело бы уже значительную часть запасов руд месторождений первой группы в пригодные для производства феррохрома (см. гл. IV, стр. 76).

9. Интенсивно проявившееся в хромитовых месторождениях Кемпирсайского массива древнее выветривание приводит к изменению сложения руд и их химического состава в верхних горизонтах. В связи с выщелачиванием силикатной составной части руд, последние переходят в рыхлые и порошковатые; локально проявляющееся окремнение силикатов влечет за собой образование каменистых руд с опало-халцедоновым цементом. Хромшпинелид выщелоченных руд показывает только частичный переход закисного железа в окисное, без заметных изменений общего содержания железа, так же как и других окислов. Поэтому, за исключением относительно слабо развитых силифицированных разностей, древнее выветривание улучшает кондиционные качества руд по содержанию Cr_2O_3.

Порошковатые руды составляют в среднем не более 4—6% общего запаса руд, рыхлые развиты весьма неоднородно.

Таблица 22

Главнейшие отличия хромитовых месторождений верхних зон Кемпирсайского массива и юго-восточного дунитового ядра

	Месторождения верхних зон массива, залегающие в гарцбургитах и полосчатом дунито-гарцбургитовом комплексе	Месторождения юго-восточного дунитового ядра
Химический состав рудообразующего хромшпинелида	Пониженное содержание окиси хрома (32—40%), высокое содержание глинозема (22—32%), коэффициент $\frac{Cr_2O_3}{FeO} \geqslant 2.5$	Весьма высокое содержание окиси хрома (54—64.5%), низкое содержание глинозема (от 13 до 3.5%), высокий коэффициент $\frac{Cr_2O_3}{FeO} (> 3.5)$
Химический состав акцессорных хромшпинелидов вмещающих дунитов	В обеих зонах очень близок к составу рудообразующего хромшпинелида верхних зон массива (пород полосчатого комплекса)	
Отношение состава рудообразующего хромшпинелида к составу акцессорных хромшпинелидов вмещающих дунитов	Весьма близок по составу	Очень значительная разница
Преобладающие текстуры руд	Сплошные (массивные) руды и густые вкрапленники гипидиоморфно-зернистой структуры	Густые вкрапленники гипидиоморфно-зернистой структуры. В шлирах-спутниках — полосчатые вкрапленники
Первичные формы рудных тел	Жилообразные линзы и жилы	Пластообразные линзы, шлирные жилы, уплощенные шлиры
Пространственная ориентировка рудных тел	Круто падающие, преобладающе согласные с полосчатостью вмещающих ультрабазитов, реже — секущие	Частью (редко) — полого лежащие пластообразные, частью — круто падающие. Иногда сочетание тех и других условий залегания в одном рудном теле
Масштабы отдельных рудных тел	В основном небольшие рудные тела	Различного масштаба и в том числе исключительно крупные
Промышленные качества руд	Часть руд на грани кондиций для производства феррохрома (из-за низкого содержания Cr_2O_3), часть руд — ниже этих кондиций, но удовлетворяют кондициям для производства огнеупоров	Весьма высококондиционные руды для выплавки феррохрома

10. Генезис хромитовых месторождений Кемпирсайского массива рассмотрен отдельно для месторождений в юго-восточном дунитовом ядре массива и для месторождений верхних зон дифференциации массива.

Для первых выдвинуты следующие главнейшие предположения:

а) Месторождения образовались из остаточного расплава дунитовой магмы, который при кристаллизации последней обособлялся отдельными массами различного размера на некотором общем горизонте дунитового ядра, ближе к верхней его поверхности.

б) При формировании (в период кристаллизации магмы) элементов сводовых структур, обособления остаточного расплава отжимались в направлениях шарнирных частей сводов; наиболее крупные массы рудного расплава локализовались в области самих шарниров, — с удалением от последних они мельчают.

в) В период окончания кристаллизации рудных масс и вмещающих ультрабазитов проявляется внешнее ориентированное давление, которое обусловливает деформацию более мелких рудных масс в круто падающие шлиры различной мощности, а в наиболее крупных рудных массах — возникновение шлировой полосчатости и мелковолнистой, неправильно гребенчатой, сосковидной и т. п. частной скульптуры первичных поверхностей рудного тела (при явлениях замещения дунитов рудным расплавом в контактных зонах). Падение и простирание рудных шлиров и шлировой полосчатости согласно с регионально развитой полосчатостью ультрабазитов нижних зон массива.

г) Рудный остаточный расплав, из которого формировались хромитовые месторождения, в главной своей массе приближался к эвтектике хромшпинелид-оливин с растворенными летучими компонентами.

Как показывают структуры господствующих густовкрапленных руд, при кристаллизации такого расплава длительное время происходило совместное выпадение хромшпинелида и оливина; однако рудный минерал закончил кристаллизацию раньше, чем силикаты, в связи с чем наблюдаются маломощные секущие дунитовые жилки и более поздние — пироксенито-актинолито-хлоритовые жилы и жилки. Местами в ограниченных размерах имели место явления ликвации рудного расплава, свидетелями чего являются нодулярные руды. Предполагается, что слияние рудных капель могло привести к обособлению сплошных руд; к тому же результату могла привести и собирательная кристаллизация хромшпинелидов.

Всеми указанными явлениями объясняются большое постоянство состава рудообразующих хромшпинелидов во многих месторождениях и резкое количественное преобладание густовкрапленных руд, первичный валовый состав которых также варьирует в сравнительно ограниченных пределах.

Вкрапленные руды с сильно варьирующим валовым составом, в зависимости от переменных количеств силикатов, встречаются лишь в маломощных рудных шлирах, небольших рудных телах и в краевых частях крупных рудных тел. Такие руды отражают несовершенное обособление рудного расплава от окружающего дунитового расплава.

Основные предположения о генезисе хромитовых месторождений, располагающихся в горизонте полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса и в вышележащих гарцбургитах, сводятся к следующему:

а) Рудный расплав, из которого формировались рудные тела, обособлялся из дунитовых частей смешанной дунито-гарцбургитовой зоны массива как остаточный, близкий к эвтектике, с растворенными в нем летучими.

б) Обособление остаточного рудного расплава происходило во многих местах ограниченными по объему массами.

в) Жилообразные формы рудных тел создались в результате воздействия на кристаллизующийся дунито-гарцбургитовый комплекс внешнего ориентированного давления, при явлениях некоторого выжимания масс рудного расплава по направлениям пониженного давления, с небольшим, сравнительно, перемещением, в связи с чем наибольшее число рудных тел

локализуется в верхней части горизонта полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса.

г) При кристаллизации рудных тел имели место в общем те же явления, что и в месторождениях юго-восточного ядра; однако предполагается, что особенности локализации рудных тел обусловили здесь бóльшую роль ликвации рудного расплава и явлений собирательной кристаллизации, чем в месторождениях юго-восточного дунитового ядра, почему здесь количественно преобладают весьма густые вкрапленники и сплошные руды.

11. Размещение хромитовых месторождений в массиве контролируется, по имеющимся пока данным, двумя структурными факторами: а) выходом на древнюю эрозионную поверхность горизонтов оптимальной локализации хромитовых месторождений в теле интрузива, т. е. горизонта полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса за пределами юго-восточной части массива и горизонта дунитов в его восточной части; б) шарнирными частями сводовых структур в интрузиве. Осевые части сводовых структур являются, в особенности по наблюдениям в юго-восточном дунитовом поле, оптимальными зонами локализации хромитовых месторождений.

Для дунито-гарцбургитового полосчатого комплекса сводовое строение обусловливает выход пород этого горизонта и заключенных в нем хромитовых месторождений на древнюю, весьма пологую эрозионную поверхность массива в виде, примерно, меридиональных полос, положение которых отвечает осям сводовых поднятий.

Промышленное значение хромитовых месторождений Кемпирсайского массива трудно переоценить.

В юго-восточном дунитовом поле сосредоточен на сравнительно небольшой площади, поблизости одно от другого, ряд месторождений хромитов, отличающихся весьма высокими кондиционными качествами.

Выявленные р а з в е д о ч н ы м и работами запасы только по трем месторождениям (Гигант, Спорное, Алмаз) уже превысили на 1 января 1940 г. 5 млн. т. Ими, однако, далеко не исчерпываются ресурсы высокосортных руд в недрах Кемпирсайского массива.

Перспективные запасы высокосортных руд базируются, во-первых, на ресурсах уже открытых, но еще не разведанных месторождений (Геофизическое, восточное продолжение месторождения Спорного, Джангиз-Агачское, Жемчужина и многие меньшего масштаба рудные тела по соседству с ними) и, во-вторых, на большой вероятности открытия новых рудных тел в участках с благоприятным петрографическим составом и строением. Увеличение ресурсов высококачественных руд вообще является актуальнейшей задачей третьей пятилетки, когда потребление металлургической промышленностью хрома, как главного легирующего стали элемента, будет возрастать весьма интенсивно. Роль Кемпирсайского массива при этом будет исключительной, так как из числа известных хромитовых массивов Союза он является наиболее перспективным по высокосортным хромитам.[1] Поэтому, несмотря на весьма значительный объем уже выявленных запасов, поиски и разведки новых хромитовых месторождений должны вестись здесь усиленными темпами. Какие же могут быть сделаны указания для направления поисково-разведочных работ на хромиты в нашем массиве, вытекающие из проведенных нами исследований?

В ряде мест текста настоящей работы доказывалось, что месторождения высокосортных хромитов концентрируются в пределах юго-восточного дунитового поля. Поэтому поисковыми работами необходимо осветить всю

[1] Среди крупнейших мировых месторождений высокосортных хромитов лишь турецкие в районе Эргани, может быть, могут конкурировать по запасам и качеству руд с месторождениями юго-восточной части Кемпирсайского массива.

площадь дунитового поля, т. е. около 150 км². С этой точки зрения важной задачей детальных геологических съемок массива является уточнение границ дунитового поля, которые нашими исследованиями в северной и северо-западной частях его установлены лишь в первом приближении (см. гл. VII).

Распределение хромитовых месторождений внутри дунитового поля не равномерно. Нами высказаны предположения о том, что оптимальными местами локализации рудных тел являются шарнирные части сводовых структур, с достаточной определенностью намеченных для южной окраины дунитового поля, где расположены известные крупные месторождения. Необходимо, с одной стороны, это предположение проверить на основе тех новых находок рудных тел, которые будут сделаны в процессе поисковых работ, с другой — при детальных геологических съемках проследить проявления сводовых структур в северных частях дунитового поля. При подтверждении в той или иной мере наших предположений, данные о внутреннем строении дунитового поля должны стать в дальнейшем главным критерием для определения очередности распространения на отдельные площади детальных поисковых работ. Эти последние должны обязательно сопровождаться применением гравиметрических методов поисков. По имеющимся же в настоящее время данным можно рекомендовать следующие первоочередные участки для детальной гравиметрической съемки в поисковых целях: 1) площадь к востоку и юго-востоку от месторождений Гигант и Спорное до границы дунитов с перидотитами, 2) район месторождения Джангиз-Агач и 3) площадь, примыкающая с северо-запада к месторождениям Геофизическое — II Донское. Перед руководителями геофизических работ должна быть при этом поставлена задача первых качественных заключений о морфологическом типе открываемых рудных тел на основе картины векторов на карте детальной гравиметрической съемки. Такие заключения намного облегчат планирование и удешевят разведочные работы.

В отношении разведки уже выявленных крупных месторождений (Алмаз, Спорное, Геофизическое и др.) необходимо указать на два весьма важных, с точки зрения возможно более полного выявления ресурсов месторождений, мероприятия. Во-первых, так как не исключена возможность залегания на глубине в районе существующих месторождений повторных горизонтов оруденения, то было бы крайне желательно пройти на площадях крупных месторождений по одной-две глубоких (250—300 м) вертикальных скважины проспекторского назначения. Такие скважины указали бы и предельную глубину выклинивания рудных полос, выходящих на поверхность, и, возможно, обнаружили бы более глубоко залегающие новые серии рудных шлиров. Вместе с тем эти скважины показали бы и петрографический состав ультрабазитов в глубоких горизонтах, что важно для уточнения прогнозов. При выборе места заложения таких скважин необходимо учесть условия залегания рудных шлиров и полос в верхних горизонтах месторождений и вторичные тектонические нарушения, с тем чтобы скважины подсекали сначала экстраполированное на глубину продолжение наиболее мощных рудных полос и уже после этого проходили нижележащие ультрабазиты.

Вторым мероприятием, целесообразность которого не подлежит сомнениям, является проходка в восточной части месторождения Спорного и на месторождении Алмаз по одной разведочно-эксплоатационной шахте и квершлагов из них для выяснения истинных условий залегания рудных масс. Керны скважин в лучшем случае дают только углы падения контактов, рудных полос и шлиров, но не позволяют судить об а з и м у т е падения. Отсюда вытекают гипотетичность и неуверенность профилей, отстраиваемых по данным только буровых скважин, а следовательно и неуверенность в оценке запасов.

Для остальной части массива, сложенной породами полосчатого дунито-гарцбургитового комплекса и гарцбургитами, организация поисковых работ также необходима, однако уже исходя из несколько иных предпосылок. Прежде всего значительная часть запасов месторождений, залегающих в этих породах, не являясь кондиционными как сырье для выплавки феррохрома, вполне удовлетворяют кондициям хромитов для производства огнеупоров. Создание новых районов по добыче хромитов для огнеупорной промышленности является также весьма насущной задачей ближайших лет, так как растущее потребление хромовых руд для этих целей не может быть рационально удовлетворено единичными существующими рудниками (Сарановское и Алапаевское месторождения).

С другой стороны, в тексте работы особо подчеркивалось, что отдельные месторождения хромовых руд за пределами юго-восточного дунитового поля все же дают хромшпинелиды с содержанием Cr_2O_3 — 43—44%, т. е. что в этих месторождениях могут быть вполне кондиционные руды. Поиски таких (кондиционных для феррохрома) руд за пределами юго-восточного поля месторождений с высокосортными рудами вполне своевременны.

Исходя из сказанного, целесообразно рекомендовать: во-первых, организацию, в комплексе с сплошной геологической съемкой массива в масштабе 1 : 50 000, поисковых на хромиты работ; во-вторых, организацию более детальных поисков с применением гравиметрии и небольшого объема горных работ в районе открытых нами месторождений хромовых руд ручья Степного, к востоку от одноименного поселка, а также в дунитах восточного массивчика ультраосновных пород, рассекаемого р. Мамыт;[1] в третьих, организацию систематического опробования на Cr_2O_3 и «FeO» как уже известных, так и вновь открываемых месторождений дунито-гарцбургитовой и гарцбургитовой зон интрузива, в целях обнаружения месторождений с кондиционными для производства феррохрома рудами.

При организации поисковых работ, в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000, следует руководствоваться выявленным нами положением, что статистически чаще хромитовые месторождения располагаются в полосчатом дунито-гарцбургитовом комплексе и при переходе его в вышележащие гарцбургиты.

В целях скорейшего начала использования месторождений хромитов для огнеупоров вполне можно рекомендовать в качестве объекта, где уже сейчас могла бы быть организована добыча таких руд, Барановское месторождение (см. стр. 62) как самое крупное из известных месторождений низкохромистых руд и как расположенное значительно ближе других к железнодорожной линии (55 км от ст. Орск и близ будущей железной дороги Орск — Кандагач).

Одновременно необходимо, конечно, организовать и разведку этого месторождения на глубину.

Изложенная в главе V настоящей работы довольно подробная характеристика двух наиболее крупных хромитовых месторождений массива — Гигант и Спорное может рассматриваться как самостоятельная часть исследования, выходящая за рамки темы «Хромитоносность Кемпирсайского массива». В этой главе разбираются: а) сложный (в данных конкретных условиях начальной стадии эксплоатации) вопрос о первичной форме рудных тел и роли вторичных тектонических нарушений, б) вмещающие ультрабазиты, в) текстуры и химико-минералогический состав руд как первичных, так и измененных древним выветриванием, г) строение покрывающих мезокайнозойских толщ и характер абразионных явлений. Включая эту главу,

[1] Также, может быть, на участках рудных выходов в районе рр. Кизыл-су и Тагаша-сай, открытых в сезоне 1938 г. партией Казахского геологического управления. Характеристика этих выходов осталась нам неизвестной, почему мы и не можем дать определенных рекомендаций.

авторы стремились, кроме всего прочего, изложить систематически те данные, которые могли бы помочь рудничному геологу и разведчику при дальнейших наблюдениях и интерпретации материалов разведочных и эксплоатационных работ.

В строении рудных тел и в процессах их формирования далеко не все еще выяснено с желательной определенностью. Будущие исследователи Кемпирсайских хромитовых месторождений продолжат наши работы, критически проверяя и развивая их на основе наблюдений новых фактов.

ЛИТЕРАТУРА

Алешин М. И., Гладковский А. К., Станкевич К. К. и Чухин Б. А. Промышленный отчет с подсчетом запасов по Донским месторождениям хромита Гигант и Спорное. Главруда, Тр. Союзхромит, Донская хромитовая партия, рукопись, 1938.

Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат. Ком. экспед. иссл. М.—Лг., изд. Акад. Наук, 1929.

Алешков А. Н. Краткий геолого-петрографический очерк юго-восточной части Кемпирсайского массива с геологической картой 1 : 100 000. Главникельолово НКТП СССР, Южноуральский никелевый комбинат, Геол.-разв. группа, 1936—1937, рукопись.

Андреев С. А. Отчет о разведочных работах месторождений хромита и магнезита Актюбинского района Казахстана. Гос. горно-техн. бюро, 1932, рукопись.

Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Инст. геол. и мин., 1934, вып. 7.

Бетехтин А. Г. Платина. М.—Лг., изд. Акад. Наук, 1935.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., изд. Акад. Наук, 1937.

Вахромеев С. А. Хромиты (хромшпинели) Урала и их классификация. Свердловск, ГИЗ, 1935.

Водорезов Г. И. Мугоджары I. Геологическое строение и полезные ископаемые Новороссийского района Актюбинской области. Окончательный отчет по работам 1937 г. Казах. геол.-разв. тр., 1938, рукопись.

Воинова Е. В., Дворцова К. И., Кириченко Г. И., Константинова Л. И., Наливкин Б. П., Разумовская Е. Э., Разумовский Н. К., Хабаков А. В. Геологическое строение Орско-Халиловского района. Отчет Блявинской экспедиции. Фонд ЦНИГРИ, 1932, рукопись.

Дворцова К. И. Геологический очерк северных Мугоджар (верховья рек Мерес, Теректы, Колымбай). Фонд ЦНИГРИ, 1935, рукопись.

Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938, № 1.

Жутеев С. А. Выходы хромистых железняков р. Катын-адыр, бассейн р. Ори, Казахстан. Учен. зап. Саратов. гос. унив., 1933, *10*, вып. 1.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Мат. общ. и прикл. геол., 1928, вып. 108.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-из в Полярном Урале. М.—Лг., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд., 1932.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, № 4.

Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Ю. Урале). Сб. «Хромиты СССР», т. 1, М., изд. Акад. Наук, 1937.

Кашин С. А. и Федоров В. Л. Хабарнинский ультраосновной массив и его хромитовые месторождения. Сб. «Хромиты СССР», т. 2, М., изд. Акад. Наук, 1940.

Конев А. К. Северомугоджарский хромитоносный район. Разв. недр, 1938, № 2.

Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР, Лг., ОНТИ, 1936.

Куплетский Б. М. Ультраосновные породы Монче-тундры. Тр. Совета по изуч. произв. сил и Петр. инст. Акад. Наук, сер. Кольск., вып. 7. Мат. по петр. и геохим. Кольск. полуостр., М.—Лг., изд. Акад. Наук, 1933.

Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.—Лг., ОНТИ, 1937.

Лермонтова Е. В. и Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала. Зап. Мин. общ., 1933, *62*, № 1.

Логинов В. П. Отчет об исследовании южной половины Актюбинского (Кемпирсайского) массива. Фонд Инст. геол. наук Акад. Наук, 1938, рукопись.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
Павлов Н. В. Отчет об изучении северной части Актюбинского (Кемпирсайского) хромитоносного массива. Фонд Инст. геол. наук Акад. Наук, 1938, рукопись.
Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. Тр. Аркт. инст., 1936, *47*.
Петренко А. А. Геология северо-восточной части Орского района. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 250.
Петренко А. А. Геологическая карта Примугоджарского района. Фонд ЦНИГРИ, 1932—1933, рукопись.
Попков В. Ф. Западно-Кемпирсайское месторождение никелевых руд. Фонд Инст. геол. наук Акад. Наук, 1938, рукопись.
Рухин Л. Б. К вопросу о присутствии угловых несогласий в силуро-девонской толще Южного Урала и Сев. Мугоджар. Тр. Ленингр. общ. ест., 1938, *67*, вып. 2.
Рыбалкин А. Н. Отчет по поисково-съемочным работам на хромовые руды, произведенным Халиловской геолого-разведочной партией в районе пос. Кемпирсай, Актюбинской обл., Казахской ССР в период 1936 г. Фонд Волжск. геол.-разв. тр., 1936, рукопись.
Савельев И. И. и Корин И. З. Отчет о работе Кемпирсайской партии коры выветривания за 1936 г. Фонд Инст. геол. наук Акад. Наук, рукопись.
Соколов Г. А. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крака (Урал, Башкирия). Тр. Ломонос. инст. Акад. Наук, 1938, вып. 9.
Татариков П. М. Южно-Кемпирсайские месторождения хромистого железняка — новая сырьевая база для ферросплавов. Разв. недр, 1939, 7, 9.
Хабаков А. В. Отчет о геологических исследованиях Халиловского массива. Фонд ЦНИГРИ, 1934, рукопись.
Цибульчик М. А. Предварительный отчет о никеленосности Актюбинского района по данным работ 1932 г. Фонд Казах. геол.-разв. тр., рукопись.
Яншин А. Л. и Безруков П. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. Тр. Всесоюзн. инст. мин. сырья, 1935, вып. 110, Бокситы.
Hess H. H. The problem of serpentinization etc. Econ. Geol., 1931, *2*, № 7.
Hess H. H. A primary peridotite magma. Amer. Journ. Sci., 1938, *35*, № 209.

СОДЕРЖАНИЕ

В. П. Логинов, Н. В. Павлов, Г. А. Соколов

Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале

Стр.

От редакции 3

Введение 5

ЧАСТЬ I

Геологическое положение, петрология и внутренняя структура Кемпирсайского массива

I. Стратиграфо-литологический очерк пород, вмещающих ультраосновной массив (с петрографическим описанием интрузивных членов вмещающих толщ), и пород мезокайнозойского плаща. *В. П. Логинов* 9

II. Петрографическое описание ультраосновного массива и химическая характеристика слагающих его ультраосновных пород. *Н. В. Павлов* 24

III. Главнейшие особенности петрографического строения Кемпирсайского плутона и его прототектоники. *В. П. Логинов* 45

ЧАСТЬ II

Хромитовые месторождения Кемпирсайского массива и закономерности их расположения

IV. Краткая характеристика хромитовых месторождений Кемпирсайского массива 57

А. Месторождения северной половины массива. *Н. В. Павлов* 58

Б. Месторождения южной части массива. *В. П. Логинов* 77

V. Детальное описание месторождений Спорное *(Н. В. Павлов)* и Гигант *(В. П. Логинов)* 88

VI. Геологическое строение главнейших рудоносных площадей Кемпирсайского массива 151

1. Структурные особенности района Южно-Кемпирсайской группы месторождений. *Н. В. Павлов* 152

2. Первичные структурные особенности южного хромитоносного поля массива. *В. П. Логинов* 154

VII. Вариации состава рудообразующих хромшпинелидов и границы площади с месторождениями высокосортных хромитов. *В. П. Логинов* 166

VIII. Генезис хромитовых месторождений массива. *Г. А. Соколов* 172

IX. Заключение. *Г. А. Соколов* 187

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

С. А. КАШИН и В. Л. ФЕДОРОВ

ХРОМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАБАРНИНСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА

ВВЕДЕНИЕ

В мае 1936 г. Академия Наук СССР вместе с Главрудой и трестом Союзхромит созвала научно-исследовательскую конференцию по хромитам для обсуждения больных вопросов обеспечения промышленности Союза высокосортным хромитовым сырьем. На этой конференции был выработан пятилетний план научно-исследовательских работ и выделены новые районы для обследования, как, например, Кемпирсайский и др. Одной из тем этого плана явилось изучение хабарнинского хромитоносного комплекса. Указанная тема была с 1936 г. включена в план хромитовой группы Южноуральской экспедиции Академии Наук и выполнялась отрядом старшего научного сотрудника С. А. Кашина; в состав отряда с 1937 г. входил и второй автор настоящей статьи В. Л. Федоров как петрограф. Наша работа имела целью изучение хромитоносной части Хабарнинского массива и включала следующие частные задачи:

1. Составление геологической карты в масштабе 1:10 000 на площади около 50 км².
2. Геологическое картирование более крупных месторождений в масштабе 1 : 500.
3. Выяснение морфологии рудных тел, условий их залегания и строения.
4. Изучение текстурных особенностей руд.
5. Изучение химического состава руд и вмещающих пород.

Намеченная программа к 1939 г. была выполнена. Результаты работы вкратце излагаются в предлагаемой статье.

На протяжении всей работы поддерживалась тесная связь с Хабарнинской геолого-разведочной партией, руководимой К. К. Станкевичем, а также с трестом Союзхромит. Полученные результаты немедленно сообщались этим организациям. Одним из таких примеров может служить подача докладной записки в сентябре 1937 г. о качественной характеристике хабарнинских руд и необходимости дальнейшего их опробования. Сообщавшиеся в записке данные, полученные на месте работ при участии полевой химической лаборатории, обслуживающей Южноуральскую экспедицию,[1] определили направление использования хабарнинских хромитов.

Как показало изучение, восточная часть Хабарнинского массива, с точки зрения разнообразия пород и взаимоотношений между ними, оказалась очень интересной. Большой научный интерес представляют также текстуры руд, особенно руды с силикатными нодулями, которые до сих пор не были встречены ни в одном месторождении Союза, а также не описаны и в иностранной литературе.

[1] В помещении законсервированной Хабарнинской обогатительной фабрики была организована химическая лаборатория, в которой работало 10 опытных химиков, что способствовало скорейшему получению результатов.

Повышенное содержание окисного железа в неизмененных хабарнинских хромшпинелидах выделяет их в особый тип среди других хромитовых месторождений Союза.

Все эти вопросы настолько интересны, что каждый из них может служить темой специальной работы.

В настоящей статье мы только вкратце попытаемся дать ответы на все поставленные вопросы.

Пользуясь случаем, авторы считают приятным долгом выразить благодарность руководителю хромитовой группы Г. А. Соколову за повседневное руководство и советы, а также А. Г. Бетехтину, советами которого мы неоднократно пользовались.

I. Геолого-петрографический очерк района Хабарнинских хромитовых месторождений

Географическое положение района

Хабарнинский ультраосновной массив (фиг. 1) расположен в пределах южной части восточного склона Урал-тау, в районе устья р. Губерли, при впадении ее в р. Урал в юго-восточной части так называемых Губерлинских гор.

Массив входит в состав территории Орского района Чкаловской области, занимая площадь около 400 км^2.

Нашими исследованиями, соответственно намеченным заданиям, охвачена восточная часть массива (50 км^2), в которой сосредоточены все известные хромитовые месторождения. С З исследованная площадь ограничена меридианом, проходящим через триангуляционный пункт «Горюн», с Ю — параллелью, проходящей через ту же точку, с В — р. Уралом и с С — ее правым притоком — р. Банкой. Географические координаты участка: 51°08′—51°11′ с. ш. и 58°06′—58°15′ в. д. (от Гринича).

Ближайшим населенным пунктом является пос. Хабарное, расположенный в 28 км к ЮЗ от г. Орска, в 7—8 км к СЗ от основных месторождений хромита. К ЮЗ от него, в 3 км от устья рч. Петрушки, расположена законсервированная обогатительная фабрика. Примерно в 4 км севернее пос. Хабарного находится рабочий поселок Аккермановка, отстоящий в 1 км от одноименного месторождения силикатно-никелевых руд. Последнее соединено веткой со станцией Орск, являющейся главным железнодорожным узлом, связывающим район с основными железнодорожными магистралями.

Краткая история предшествующих исследований района

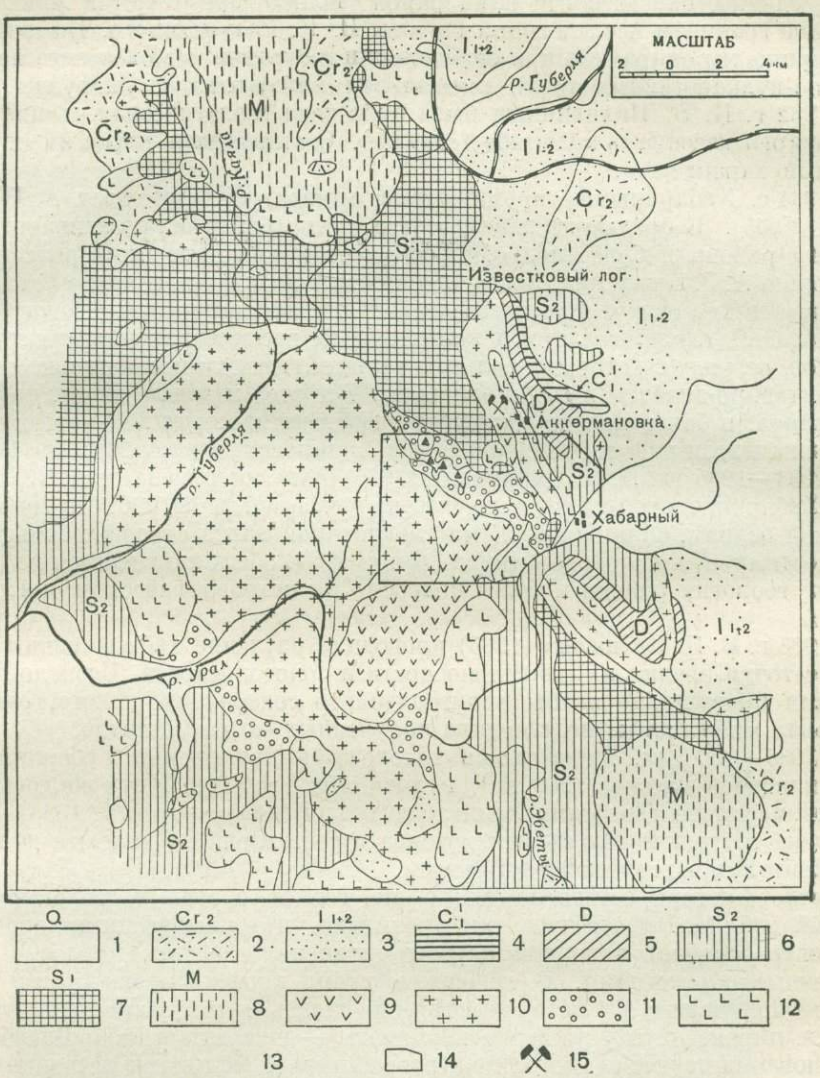
Хабарнинский ультраосновной массив в геологическом отношении весьма слабо изучен, хотя ему и был посвящен ряд исследований.

Первые, весьма скудные данные по геологии Орского Урала можно встретить в работах первой половины XIX столетия, а именно: в сочинениях Гофмана и Гельмерсена (1835), Розе (1845), Мурчисона и Вернеля (1848). В 1857—1858 гг. Антипов и Меглицкий (1857—1858) публикуют первую геологическую карту Южного Урала. Позднее, в 1891 г., Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1891) дает довольно подробное описание комплекса изверженных пород, слагающих Губерлинские горы. Последние автор считает главной средней ветвью южных отрогов Урала, служащих соединительным звеном между Уралом и Мугоджарами.

В 1905 г. М. Э. Янишевский (1905) в своем кратком отчете о поездке в Мугоджарские и Губерлинские горы приводит перечень горных пород, встреченных по пути от ст. Губерля до ст. Коялы и до пос. Хабарное.

В 1928 г. Е. К. Зив (1928) проводит геологическую съемку Хабарнинского района в масштабе 1:50 000. В своем отчете автор останавливается

на орографии, геологическом строении района и дает краткое петрографическое описание пород. Е. К. Зив отмечает, что ультраосновная интрузия прорывает древние толщи, сложенные эффузивными и осадочными поро-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района Хабарнинского ультраосновного массива

1 — четвертичные отложения; *2* — верхнемеловые отложения; *3* — нижне- и среднеюрские континентальные отложения; *4* — нижнекаменноугольные отложения; *5* — девонские отложения; *6* — верхнесилурийские отложения; *7* — нижнесилурийские отложения; *8* — древняя метаморфическая свита; *9* — дуниты; *10* — гарцбургиты; *11* — пироксениты; *12* — габбро; *13* — месторождения хромита; *14* — контуры описываемой части массива; *15* — месторождение силикатно-никелевых руд

дами нижнего палеозоя. Возраст интрузии определяется как верхнекарбоновый.

В 1929—1932 гг. группа геологов ЦНИГРИ — Е. В. Воинова, К. В. Волкова, К. И. Дворцова. Г. И. Кириченко, Л. И. Константинова, Б. В. Наливкин, Е. Э. Разумовская, А. В. Хабаков и др. (1932), под руководством Н. К. Разумовского, провела геологическую съемку Орско-Халиловского района в масштабе 1 : 50 000. Эти исследования, и в частности

работа Е. В. Воиновой (1934), проводившиеся в юго-западной части Орского района, дают основные представления о стратиграфии, геологическом строении, тектонике и петрографии большого района Ю. Урала. К сожалению, однако, описываемый нами район только примыкает к южной и восточной границам исследований группы Н. К. Разумовского. На работы этой группы мы опираемся при определении геологического возраста немых осадочно-вулканогенных толщ, вмещающих хабарнинскую интрузию.

В 1932 г. Б. В. Наливкиным была проведена геологическая съемка Губерлинского массива в масштабе 1:200 000. Составленная карта имеет схематичный характер.

В 1934 г. Хабарнинские хромитовые месторождения посещает А. Г. Бетехтин (1935). В предварительном отчете автор бегло останавливается на геологии района и более подробно освещает хромитовые месторождения. По мнению А. Г. Бетехтина, Хабарнинский массив в геологическом отношении существенно отличается от соседнего Халиловского перидотитового массива. Отличие это заключается в значительном распространении дунитовых участков, на ряду с которыми большое развитие имеют также пироксениты, габбро, габбро-диабазы и габбро-диориты. Все это свидетельствует, по мнению автора, о более далеко зашедшей дифференциации габбро-перидотитовой магмы в этом районе, по сравнению с Халиловским массивом.

В 1934—1935 гг. П. А. Смирновым (1935) была составлена геологическая карта Хабарнинского рудоносного участка в масштабе 1 : 20 000, без топографической основы, на площади 25 км^2. Указанная карта страдает большими неточностями и крайне схематична. Автор кратко останавливается на орографии, геологии района и более подробно на петрографическом описании пород.

В 1935 г. В. Я. Квашнева (1935) проводила изучение хабарнинских хромитов с точки зрения их платиноносности и золотоносности. Исследования показали присутствие якобы промышленного содержания золота, однако повторная проверка не подтвердила полученных ею результатов.

В 1935—1936 гг. проводилась топографическая съемка Губерлинско-Хабарнинского массива (300 км^2) в масштабе 1 : 50 000. В эти же годы и в том же масштабе геологами Волжского геологического треста (1935) была проведена геологическая съемка массива и составлена по полевым данным предварительная геологическая карта.

В отчете авторы освещают орографию, геоморфологию и геологическое строение района. В заключение они указывают, что вмещающими породами для ультраосновной интрузии служат нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные образования. В девонское время происходит интрузия ультраосновной магмы, из которой сформировались гарцбургиты, дуниты и, позднее, пироксениты и жильные комагматы — долериты и габбро-диабазы. На основании изучения (по особой, разработанной авторами методике) положения плоскостей отдельности в перидотитах авторы полагают, что последние были собраны в складки. К сводовым частям этих складок приурочены полосы «жильных» дунитов, отличающихся по времени своего образования от интрузивных дунитов, а следовательно и перидотитов.

Наши полевые наблюдения не подтвердили присутствия в перидотитах жильных дунитов.

С 1935 по 1938 г. К. К. Станкевич руководил детальной геологической разведкой Хабарнинских месторождений хромита. В отчете (Станкевич и Зайцев, 1935) автор весьма кратко касается орографии и геологического описания района.

Внимание его главным образом было сосредоточено на вопросах постановки разведочных работ, опробования месторождений и на подсчетах запасов хромитовых руд.

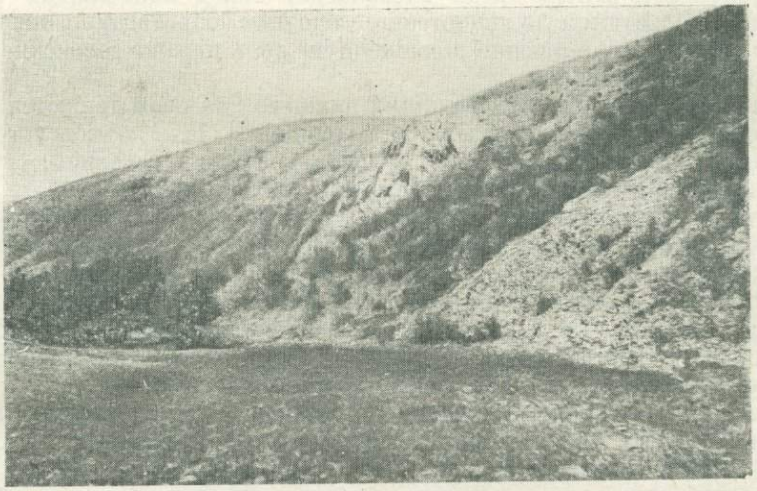
Краткие сведения об оро- и гидрографии района

В орографическом отношении изученная территория представляет собой расчлененное нагорное плато с типичным мелкосопочным характером рельефа (фиг. 2). По мере движения к СВ плато постепенно понижается и переходит в степные пространства.

Морфология района находится в прямой зависимости от физического состава пород. Наиболее стойкие породы, как габбро-диабазы, пироксениты,



Фиг. 2. Мелкосопочный характер рельефа. Долина р. Климовки



Фиг. 3. Крутой склон сопки, сложенной габбро-диабазами

горнблендиты и верлиты, слагают вершины сопок, образуя гребни и скалы на склонах долин (фиг. 3). Вулканогенно-осадочные породы и дуниты занимают пониженные части рельефа.

Немаловажную роль в формировании рельефа сыграли тектонические нарушения, которые облегчали избирательную эрозию на участках весьма устойчивых пород, как габбро-нориты, пироксениты и др. С линиями тектонических разломов и смещений связана интенсивная эрозия ультраосновных пород восточной части массива (западнее пос. Хабарного), где широко

распространены широтные зоны тектонических нарушений, отчетливо наблюдаемых по смещениям даек габбро-диабазов. По некоторым из этих зон нарушений в настоящее время проходят русла мелких речушек.

Относительные высоты рельефа обычно выражаются цифрами 10—70 м, иногда достигают 100—150 м. Абсолютные отметки над уровнем Балтийского моря в среднем не превышают 320—350 м, с наименьшим значением в долине р. Урала — 187 м. Отдельные вершины гор имеют следующие абсолютные отметки: Б. Горюн — 376.3 м, Баночная — 337.4, Климовочная — 303.1 и Кирилловочная — 303.7 м (фиг. 4). Мелкосопочник покрыт бедным травяным покровом, и только в лощинках и по берегам мелких речушек и в долине р. Урала ютятся мелкие кустарнички и низкорослая древесная растительность (фиг. 2).

Главной водной артерией является р. Урал, в которую с правой стороны впадает ряд мелких речушек: Плакунка, Петрушка, Климовка, Кирилловка и Банка.

В 3 км к ЮЗ от пос. Хабарного р. Урал меняет свое почти широтное перед тем направление на меридиональное, очевидно в связи с условиями залегания пород: здесь р. Урал встретила на своем пути кремнистые сланцы с простиранием, близким к меридиональному, и протекает вдоль контакта с этими сланцами.

Основные черты геологического строения района Хабарнинского ультраосновного массива

Хабарнинский ультраосновной массив залегает в толще нижнепалеозойских образований, которые, по данным Н. К. Высоцкого (1931) и других авторов, на всем Ю. Урале подверглись сильной складчатости еще до момента главной фазы герцинского диастрофизма (C_3—P_1).

В описываемом районе среди вмещающих пород наибольшим распространением пользуются вулканогенно-осадочные образования нижнего и верхнего силура и совершенно подчиненную роль играют девонские и каменноугольные отложения.

1. Наиболее древними отложениями нижнего палеозоя являются нижнесилурийские образования, разделяемые группой Н. К. Разумовского (Войнова и др., 1932) на две свиты. Эти толщи развиты в северной, отчасти в северо-западной, восточной и юго-восточной частях района.

Нижняя — кидрясовская свита (S^1_1) представлена желтовато-серыми кварцевыми и аркозовыми неравномернозернистыми песчаниками с примесью туфогенного материала; достигает мощности 250 м.

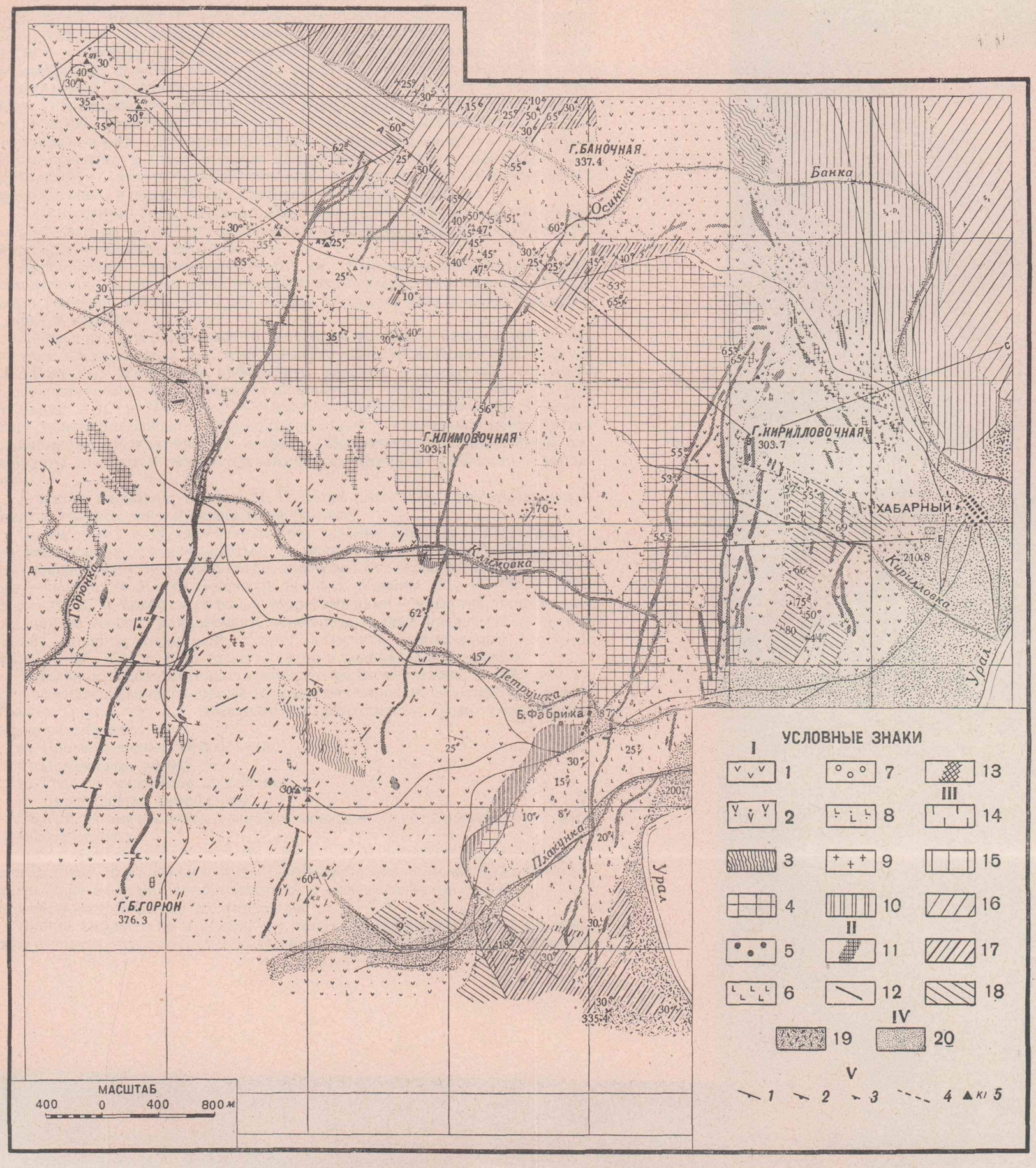
Как показали наши наблюдения, в состав песчаников входят следующие минералы: главные — кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты; второстепенные — серицит, биотит, мусковит, циркон, апатит, хлорит, сидерит, обломки кремнистых пород и водные окислы железа.

В основном песчаники сложены угловатыми зернами кварца, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Размер зерен варьирует от 0.15 до 0.25 мм, иногда достигает 0.6 мм.

Слюдистые минералы — серицит, биотит, мусковит, хлорит образуют тонкие чешуйчатые аггрегаты вокруг главных минералов, как бы цементируя их. Местами зерна кварца и полевых шпатов срастаются в зуб. Второстепенные минералы без видимой закономерности распределены среди кварцевых и полевошпатовых зерен.

Верхняя — губерлинская свита (S^2_1) сложена зеленовато- и буровато-серыми туфогенными сланцами и подчиненными им зеленовато-серыми альбитофирами и их туфами. Мощность этой свиты, примерно, 400—500 м.

Микроскопическое исследование показало, что в состав туфогенных сланцев входят следующие минералы: главные — кварц, роговая обманка, альбит, олигоклаз, актинолит, эпидот, цоизит, хлорит; второстепенные — кар-



Фиг. 4. Геолого-петрографическая карта восточной части Хабарнинского ультраосновного массива

I. Породы ультраосновной интрузии: *1* — дуниты и дунитовые серпентиниты; *2* — гарцбургиты и гарцбургитовые серпентиниты; *3* — верлиты; *4*. — диаллагиты; *5* — полевошпатовые вебстериты; *6* — габбро-нориты (δ_1) и габбро (δ_2); *7* — оливиновое габбро; *8* — габбро-диориты; *9* — плагиограниты; *10* — пироксенитово-дунитовый полосчатый комплекс. II. Породы жильной свиты: *11* — пироксениты; *12* — горнблендиты; *13* — габбро-диабазы. III. Породы, вмещающие ультраосновную интрузию: *14*. D_1—D_2 — альбитофиры; *15*. S_2—D_1 — спилиты и диабазовые порфириты; *16*. S_2 — кремнистые сланцы с фауной граптолитов и прослоями основных эффузивов; *17*. S_1^2 — зеленые туфогенные сланцы с подчиненными им альбитофирами; *18*. S_1^2 — амфиболиты; *19*. S_1^1 — аркозовые песчаники. IV. Современные отложения: *20* — галечник, пески, глины и суглинки. V. Прочие условные обозначения: *1*—элементы залегания рудных тел и полосчатости руд; *2* — элементы залегания полосчатости изверженных пород и контактов дунитов с пироксенитами; *3* — элементы залегания жильных и слоистых пород; *4* — линии смещений; *5* — месторождения хромита, номера карьеров. Составили: С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1937/38.

Примечание. Штриховка и другие обозначения в таблице условных знаков по недосмотру показаны в два раза крупнее, чем на карте.

бонаты, биотит, мусковит, гранат, серицит, сфен, гематит, бурый железняк, «рудная пыль» и водные окислы железа.

По минералогическому составу, в зависимости от преобладания той или иной группы минералов, среди туфогенных сланцев выделяются следующие разновидности: 1) кварцево-роговообманково-эпидотовые, 2) актинолито-цоизито-альбитовые и 3) кварцево-альбито-хлоритовые сланцы. Для первой разновидности сланцев характерна порфиробластическая структура, обусловливаемая наличием вкрапленников альбита и кварца в более или менее равнозернистой основной массе. Второй разности сланцев свойственна нематобластическая структура, в связи с преобладанием в породе актинолита в виде тонкопризматических, волокнистых и игольчатых агрегатов, ориентирующихся в одном направлении. Наконец, последняя разность сланцев имеет гранобластическую структуру, что обусловливается преобладанием в породе ксенобластических кварца и альбита.

Альбитофиры губерлинской свиты имеют обычный минералогический состав: главные — альбит, альбит-олигоклаз; второстепенные — магнетит; вторичные — хлорит, карбонат.

Вкрапленники, размером 0.15—0.7 мм, образованы альбитом и альбит-олигоклазом. Основная масса микролитовая, сложена микролитами плагиоклаза размером 0.005—0.007 мм, между которыми фиксируются магнетит, хлорит и карбонат.

Кроме того, к верхам нижнего силура мы условно относим амфиболиты, которые имеют тесную пространственную связь с зелеными туфогенными сланцами (S^2_1). Указанные амфиболиты развиты в северной, восточной и юго-восточной частях изученного планшета (см. карту, фиг. 4, и разрезы по линии *ABC* и *HJ*, фиг. 5). Стратиграфически амфиболиты залегают выше нижнесилурийских туфогенных сланцев и сменяются кремнистыми сланцами верхнесилурийского возраста. Возможно, что описываемые амфиболиты являются метаморфизованными нижнесилурийскими эффузивами.

К такому же выводу пришла М. Г. Шишулина (1938), изучавшая амфиболиты севернее района наших исследований.

По внешнему виду амфиболиты представляют собой зеленовато-черные, серовато-зеленые, тонкозернистые, сланцеватые и массивные породы. Под микроскопом в составе амфиболитов определены следующие минералы: главные — зеленая и буровато-зеленая роговая обманка ($2V = -75 - -78°$, $cNg = 12—17°$), альбит-олигоклаз; второстепенные — магнетит, биотит, альбит, цоизит, эпидот, клиноцоизит, карбонаты, гранат, пренит ($2V = +69°$), уралит, серицит, актинолит, хлорит (делессит), моноклинный пироксен ($2V = +58°$, $cNg = 40°$), апатит, кварц и водные окислы железа.

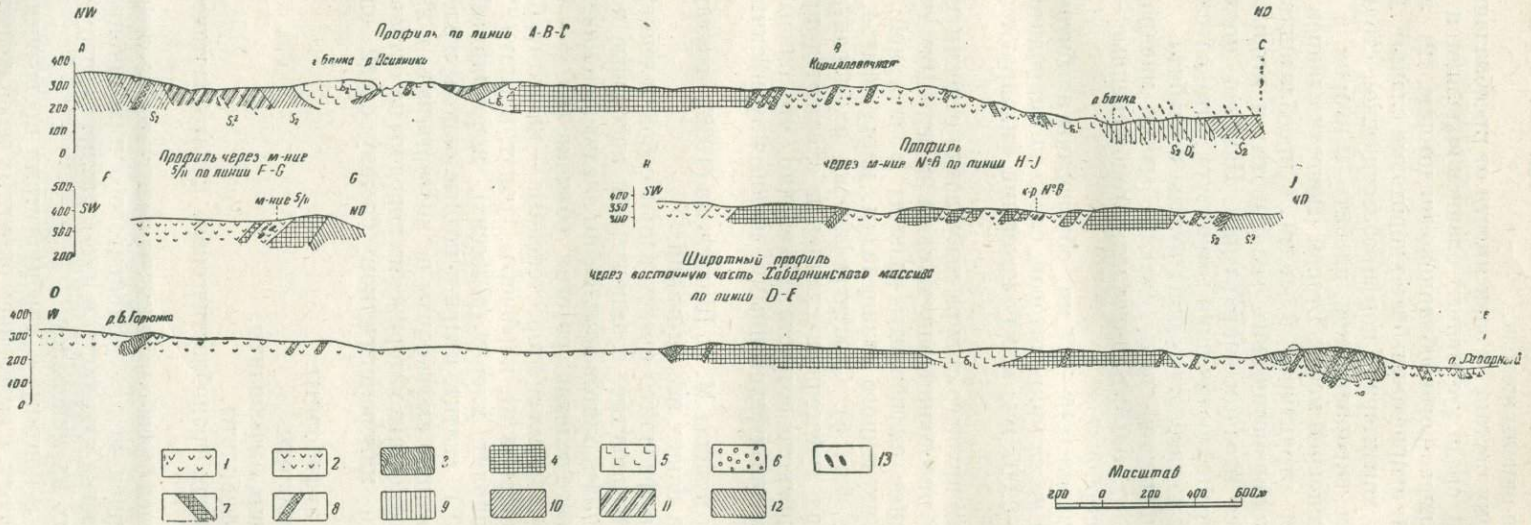
Детальному исследованию амфиболиты не подвергались, в виду чего на расшифровке первичного состава материнских пород мы не останавливаемся. Укажем лишь, что по минералогическому составу среди описываемых пород различаются:

а) Плагиоклазовые амфиболиты.
б) Цоизитовые амфиболиты.
в) Гранато-пренитовые амфиболиты.
г) Диопсидовые амфиболиты.

Структура амфиболитов гранобластическая, нематобластическая, порфиробластическая.

В большинстве случаев амфиболиты имеют полосчатое сложение, обусловливающееся чередованием полос лейкократового и меланократового состава; полосы обычно слегка извилисты и имеют различные структуры, в зависимости от слагающих их минералов.

Иногда амфиболиты в контакте с гарбцургитами превращены в слюдистую розовато-серую породу, с выделением округлых зерен граната. В шлифе



Фиг. 5. Профили восточной части Хабарнинского ультраосновного массива.

1 — дуниты и дунитовые серпентиниты; *2* — гарцбургиты и гарцбургитовые серпентиниты; *3* — верлиты; *4* — диаллагиты; *5* — габбро-нориты (δ_1) и габбро (ξ_4); *6* — оливиновое габбро; *7* — жильные пироксениты; *8* — жильные габбро-диабазы; *9*. S_2 —D_1 — спилиты и диабазовые порфириты; *10*. S_2— кремнистые сланцы с фауной граптолитов и прослоями основных эффузивов; *11*. S_1^2 — амфиболиты; *12*. S_1^2— зеленые туфогенные сланцы с подчиненными им альбитофирами; *13* — рудные тела.

выясняется, что основная масса породы имеет лепидобластическую структуру, сложена пластинками биотита (угасание прямое, плеохроизм: Ng — красновато-коричневый, Np — желтый) и чешуйками серицита. Гранат имеет неправильно овальные очертания, размеры 0.5—1 мм, бесцветен и изотропен, содержит включения листочков биотита, что указывает на его более позднее образование. Структура породы порфиробластическая.

2. Вышележащие верхнесилурийские отложения относятся к так называемой сакмарской свите (S_2). Они представлены темно- и светлосерыми кремнистыми сланцами, с подчиненными прослойками черных битуминозных сланцев с граптолитами и прослойками основных эффузивов. Суммарная мощность отложений достигает 350 м.

Эти породы распространены главным образом в юго-западной, западной, отчасти северной и восточной частях района; в последнем пункте они нами были детально исследованы.

Под микроскопом в кремнистых сланцах установлен следующий минералогический состав: преобладает кварц, в меньшем количестве отмечаются серицит, хлорит, редки — биотит, магнетит, гранат, циркон, апатит, мусковит, карбонат, плагиоклазы, гематит, цоизит, эпидот и водные окислы железа.

По минералогическому составу среди сланцев выделяются несколько разновидностей:

а) кремнистые сланцы, основная масса которых имеет гранобластическую структуру и состоит из мелких, в зуб срастающихся зерен кварца. Второстепенные минералы беспорядочно распределены среди кварцевого аггрегата. Тонкослоистая текстура породы обусловлена чередованием кварцевых полосок различной крупности зерен;

б) кремнисто-серицитовые сланцы имеют серебристо-серую окраску и тонкослоистую текстуру, сложены мелкими зернами кварца, среди которых распределяются многочисленные чешуйки серицита и мелко рассеянный магнетит;

в) кремнисто-хлоритовые сланцы также в основном сложены тонкими зернами кварца; слюдистые минералы — хлорит, реже — серицит, мусковит образуют тонкие чешуйчатые аггрегаты вокруг зерен указанного минерала, а также собираются в полоски. Второстепенные минералы распределяются среди зерен породообразующего кварца.

3. Выше фаунистически охарактеризованных граптолитовых сланцев верхнего силура залегают диабазо-спилитовая серия пород, отнесенная группой Н. К. Разумовского к ирендыкской свите, по времени отвечающей верхнему силуру и нижнему девону (S_2—D_1). Описываемая серия пород развита по юго-западной и особенно по северо-восточной окраинам района.

а) Спилиты по внешнему виду представляют светлозеленовато-серые плотные породы, в которых среди общей массы выделяются округлые миндалины, заполненные кварцем, хлоритом и карбонатом.

Под микроскопом в составе породы определены следующие минералы: главные — плагиоклазы (олигоклаз-андезин); второстепенные — пироксен (авгит); вторичные — серицит, хлорит (делессит), альбит, кварц, кальцит, «рудная пыль». Основная масса спилитов имеет микролитовую структуру, сложена она микролитами плагиоклаза, среди которых распределяются ксеноморфные зерна пироксена, чешуйки хлорита, «рудная пыль», мелкие зерна кварца и альбита.

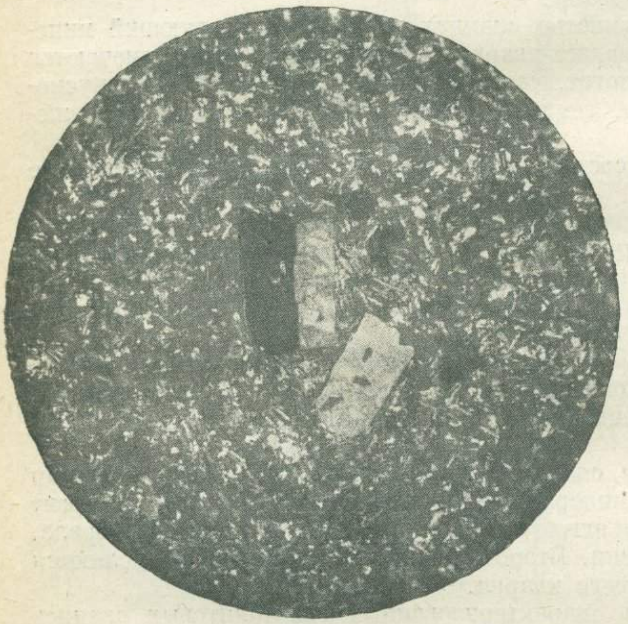
В основной массе выделяются округлые и эллиптические миндалины (0.2—2 мм), заполненные делесситом, кварцем и, реже, карбонатом, и фенокристы моноклинного пироксена.

б) Диабазовые порфириты обычно встречаются совместно со спилитами. Макроскопически на свежем изломе диабазовые порфириты имеют светлозеленовато-серую окраску и афанитовую основную массу, в которой вы-

деляются вкрапленники плагиоклаза. Структура основной массы микролитовая. Микролиты плагиоклазов распределяются без видимой закономерности. В интерстициях между ними располагаются таблички зеленой роговой обманки, зерна цоизита, эпидота, альбита, карбоната, кварца, магнетита, бурого железняка и чешуйки хлорита. Кварц слагает также линзочки и образует ободки вокруг вкрапленников.

Среди основной массы выделяются крупные фенокристы плагиоклазов (олигоклаз-андезина), обусловливающие порфировую структуру породы (фиг. 6).

4. В 7 км к С от пос. Хабарного (за пределами нашего планшета) на породах спилито-диабазового комплекса согласно лежат зеленовато-серые альбитофиры, которые выше сменяются пестрыми кремнистыми сланцами и туфами среднего девона (D_2), видимой мощности до 120 м. Описываемые альбитофиры, на основании их стратиграфического положения, отнесены группой Н. К. Разумовского (Войнова и др., 1932) к верхам нижнего девона и низам среднего девона (D_1^2 — D_2^1).



Фиг. 6. Диабазовый порфирит. Фенокристы плагиоклаза в микролитовой основной массе. Николи +. Увелич. 25. Шлиф 168

Пестрые кремнистые сланцы (D_2) постепенно переходят в светлые радиоляриты (мощностью 25 м) франского яруса (D_3^1), на которые согласно ложатся климениевые известняки фаменского яруса (D_3^2), мощностью до 145 м. Последние согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными известняками и опоковидными породами турнейского яруса (C_2^1), суммарной мощностью до 150 м, постепенно сменяемыми известняками визе (C_1^2) мощностью до 230 м.

К СВ и В от массива развиты горизонтально залегающие песчано-глинистые нижнеюрские отложения, а в северо-восточной части района встречены кварцевые пески и железистые песчаники с туронской фауной (Cr^t).

Наконец, наиболее молодыми образованиями являются древние и современные песчано-глинистые и галечниковые отложения, встречающиеся по руслам рек.

В виду того, что вышеуказанные отложения не входят в пределы нашего планшета, на петрографическом описании их мы не будем останавливаться. Более подробно они охарактеризованы в работах Е. В. Войновой и др. (1932) и М. Г. Шишулиной (1938).

После краткого обзора стратиграфии и литологии вмещающих пород перейдем к рассмотрению общих черт тектоники этих толщ.

Согласно региональным работам группы Н. К. Разумовского (Войнова и др., 1932) А. В. Хабакова (1934), Е. В. Войновой (1934) и др., Хабарнинский

массив ультраосновных пород находится в области погружения центральной оси Урал-тау к югу (см. схематическую карту, фиг. 1). К СЗ от массива, в районе устья р. Каялы, проходит зона широтно простирающихся сланцев и диабазо-спилитовых пород, которые южнее, по западной границе интрузива, приобретают близкое к меридиональному простирание, круто падая на СЗ под углом 50—70°.

В северо-восточной части района, согласно работам Е. В. Войновой (1934) и М. Г. Шишулиной (1938), площадь развития палеозойских вулканогенно-осадочных толщ нижнего силура, девона и карбона разделяется на две меридиональные полосы — западную и восточную. Эти полосы разобщены тектоническим разломом, начинающимся от Известкового лога на севере и продолжающимся к югу за р. Урал.

В западной полосе распространены преимущественно меридионально простирающиеся нижнесилурийские сланцы, слагающие восточное крыло пологой синклинали. По мере движения к югу, северо-западнее горы Баночной, простирание сланцев изменяется на северо-западное, и крыло синклинали осложняется мелкой складчатостью.

Восточная полоса представлена свитой девонских и нижнекаменноугольных отложений, образующих западное крыло синклинали, восточное крыло которой, по данным Е. В. Войновой (1934), скрыто под песчано-глинистыми осадками мезозоя. Простирание описываемого комплекса образует дугообразный изгиб с выпуклостью на запад. По данным того же автора (1934), на левобережье р. Топкой в комплексе указанных пород протягивается надвиг небольшой амплитуды. Здесь климениевые известняки (D_3^2) отсутствуют, и светлые радиоляриты (D_3^1) непосредственно контактируют с верхнетурнейскими известняками (C_1^1).

В восточной части района нашей съемки, к С от пос. Хабарного, обнажаются кремнистые сланцы, с фауной граптолитов сакмарской свиты (S_2), падающие на В 95° под углом 70°.

Западнее кремнистые сланцы сменяются серией диабазо-спилитовых пород (S_2—D_1), которые близ дороги Хабарное — Аккермановка перекрываются альбитофирами (D_1—D_2) (см. карту, фиг. 3).

К юго-западу от пос. Хабарного среди гарцбургитов выделяются гряды холмов, сложенных амфиболитами и кремнистыми сланцами сакмарской свиты (S_2). Эти породы имеют преимущественно восточное падение и сильно смяты в мелкие складки. Описываемый комплекс пород нами рассматривается как останец кровли (см. разрез по линии *DE*, фиг. 3, — кремнистые сланцы (S_2) выходят к Ю от линии профиля и потому в разрез не попали).

И, наконец, в юго-восточной части района, по правобережью р. Урала, комплекс вмещающих пород имеет пологое (18—35°) падение к СЗ.

Таким образом, из разбора условий залегания вмещающих толщ вытекает, что осадочно-вулканогенные силурийские и девонские толщи, окаймляющие с В и З Хабарнинский массив, имеют в основном близкое к меридиональному простирание и более или менее выдержанное падение на З и СЗ. Для суждения о форме массива мы данными не располагаем и можем лишь указать, что в плане он представляет почти изометричное тело (см. карту, фиг. 1); поскольку контакты массива параллельны простиранию вмещающих толщ, можно высказать предположение о согласном характере интрузива.

Кратко остановимся на составе интрузива в целом. По данным геологов Волжского геологического треста (Волжск. геол. тр., 1935). Хабарнинский массив в основном слагается перидотитами типа гарцбургитов, которые занимают примерно $^4/_5$ площади интрузива, преимущественно в северной и центральной частях массива. На В, в районе Аккермановского никелевого месторождения, и на Ю от него гарцбургиты протягиваются меридиональ-

ной полосой, постепенно заворачивающей на В, образуя здесь межпластовую залежь незначительной мощности (Шишулина, 1938). С В и ЮВ к гарцбургитам центральной части массива примыкает довольно значительное поле дунитов — «главное поле», составляющее примерно $^1/_{10}$ часть площади массива гарцбургитов (около 30 км^2).

Гарцбургиты и дуниты местами окаймляются пироксенитами, которые в периферической части массива сменяются выходами пород габбро (см. карту, фиг. 6).

Необходимо отметить, что в восточной части массива имеют значительное развитие жильные породы: пироксениты, горнблендиты и габбро-диабазы. Жильные пироксениты и горнблендиты обычно приурочены к гарцбургитам, дунитам и, редко, к пироксенитам. Габбро-диабазы секут почти все интрузивные породы, протягиваясь на 3—4 км в меридиональном и широтном направлениях, причем любопытно, что жильные тела почти никогда не выходят за пределы массива.

Представление о возрасте Хабарнинского интрузива можно себе составить по наблюдаемым взаимоотношениям его с вмещающими породами. Прежде всего были установлены контакты гарцбургитов с амфиболитами вмещающей толщи к СЗ от пос. Хабарного. Здесь амфиболиты тесно связаны с кремнистыми сланцами (S_2) и образуют вместе с ними островок среди гарцбургитов, рассматриваемый нами как останец кровли.

В контакте гарцбургиты не обнаруживают признаков изменения (кроме обычной серпентинизации, в то время как амфиболиты превращены в гранато-биотито-серицитовую породу (см. стр. 207). Приведенный факт свидетельствует о внедрении ультраосновной магмы в амфиболиты.

Более определенные данные о возрасте интрузии установлены в северо-восточной части района, по левому берегу р. Топкой, в 1.5 км к С от пос. Разбойки. Здесь, по данным Е. В. Войновой (1934) и М. Г. Шишулиной (1938), серпентинизированные ультраосновные породы прорывают толщу средне- и верхнедевонских отложений и образуют интрузивный контакт с верхнетурнейскими известняками.

А. В. Хабаков (1934) указывает на находку ксенолита известняка в перидотите окрестностей пос. Хабарного. В известняке обнаружены крупные криноидеи верхнедевонского или каменноугольного возрастов.

Таким образом, возраст Хабарнинской интрузии следует считать последевонским — варисским.

Строение восточной части Хабарнинского массива и взаимоотношения ультраосновных и основных пород

Предпослав общую характеристику всего интрузива, остановимся на некоторых особенностях строения восточной части массива.

Если обратиться к схематической карте всего интрузива (фиг. 1) и к карте восточного участка (фиг. 4), то можно установить, что гарцбургиты занимают большую часть всего массива, а дуниты сосредоточиваются в восточной его части, причем граница дунитов и гарцбургитов имеет меридиональное или близкое к нему направление, что видно вдоль западной рамки геологической карты (фиг. 4) и в восточной половине ее, в районе горы Кирилловочной. Между гарцбургитами и дунитами существуют постепенные переходы, и нигде не наблюдается секущих взаимоотношений. Местами, как, например, в районе 5-го карьера и Аккермановского месторождения, они образуют полосчатые комплексы и шлировые обособления друг в друге.

На ряду с гарцбургито-дунитовым комплексом в изученном нами участке большим распространением среди основных пород пользуются габбронориты и пироксениты, в меньшей степени развиты обычные габбро, и совсем подчиненную роль играют верлиты, а также более кислые разности (габбро-диориты и плагиограниты).

Между габбро-норитами и пироксенитами центральных частей северо-восточной части массива наблюдаются узкие переходные зоны полевошпатовых вебстеритов. Устанавливается, что габбро-нориты, за очень редкими исключениями, не контактируют с дунитами и гарцбургитами, от которых они обычно отделяются зонами пироксенитов. Пироксенитовые площади северо-восточного рудного участка массива, как это отчетливо видно из нашей геологической карты, вытянуты в северо-западном направлении при юго-западном падении под углом 35—45°. Как правило, пироксениты граничат с дунитами, причем весьма характерно, что между ними местами (карьер 5/II) появляются узкие зоны верлитов пойкилитовой структуры.

Своеобразные взаимоотношения пироксенитов и хромитоносных дунитов установлены в северо-западном дунитовом поле. Здесь дуниты и пироксениты образуют чередующиеся между собой, резко выраженные, достаточно мощные полосы, часто выклинивающиеся, а также линзы северо-западного простирания, с выдержанным юго-западным падением. В контактах между пироксенитами и дунитами местами отчетливо наблюдается развитие узких зон верлитов, характеризующихся непостоянством содержания моноклинного пироксена, вплоть до единичных зерен его в дунитах.

Несколько иные взаимоотношения пироксенитов с дунитами наблюдались юго-западнее обогатительной фабрики. Здесь пироксениты, с одной стороны, переходят в габбро через фацию меланократового габбро, с другой — вдоль контакта с дунитами образуют полосчатый дунито-пироксенитовый комплекс.

Последний представляет собой чередование тонких, несколько варьирующих по мощности (2 мм—2 см) полос пироксенитового и дунитового состава, ориентированных однообразно, параллельно общему контакту пироксенитов с дунитами. В полосках пироксенитов местами наблюдаются небольшие раздувы — «очки», в которых возникают весьма характерные крупные очковые выделения пироксена.

Не менее любопытные соотношения пироксенитов с дунитами установлены в западной части изученного участка — в верховьях р. Горюнки. Здесь пироксениты образуют большие жилоподобные линзы и типичные жилы, ориентированные согласно с направлением полос дунитов и пироксенитов в «северо-западном» дунитовом поле. В пространственной связи с указанными пироксенитовыми телами находятся своеобразные пегматоидные верлиты, в которых величина кристаллов пироксена достигает 2 дециметров.

Как видно на карте, несколько обособленное положение занимает габбро-верлитовый комплекс, связанный, как указано ранее, с меридиональной (точнее, северо-северо-западной) зоной разлома палеозойских толщ, но имеющий свое, несколько уклоняющееся к северу направление простирания. Эта тенденция к изменению направления господствующих разломов с северо-западного на меридиональное и даже северо-северо-восточное находит свое отражение в господствующем северо-северо-восточном простирании позднейших жильных пород.

В составе этого комплекса принимают участие довольно разнообразные породы. В западной части комплекса располагаются верлиты, полевошпатовые верлиты, оливиновое габбро, далее по направлению к востоку следуют габбро, габбро-нориты и, наконец, габбро-диориты и плагиограниты. Весьма характерны крупнокристаллические пегматитовидные шлиры габбрового состава. Подобные шлиры залегают в габбро; контакты их обычно не резкие. Между остальными членами комплекса часто наблюдаются постепенные переходы по минералогическому составу. Все породы обнаруживают тенденцию вытягиваться в меридиональные полосы и линзы, согласно с направлением контактов (см. карту, фиг. 4). В количественном отношении среди пород этого комплекса преобладают габбро и габбро-нориты, в меньшей степени развиты верлиты и оливиновое габбро.

Таким образом, локализация преобладающей части дунитов и гарцбургитов определялась меридиональными направлениями, в то время как габбро, пироксениты и связанные с ними верлиты фиксировались в пределах рудоносного участка северо-западного простирания. Несколько обособленное положение занимает восточное габбро-верлитовое дайкоподобное тело, связанное, по сказанному ранее, с меридиональной (точнее, северо-северо-западной) зоной разлома палеозойских толщ.

Характерной особенностью структуры рудоносного участка Хабарнинского массива является то обстоятельство, что наиболее насыщенные хромитовыми месторождениями дуниты «северо-западного» дунитового поля (район месторождений 5—10), в отличие от дунитов «главного» и «восточного» полей, в пространственной ориентировке рудных тел и их полосчатости обнаруживают резко выраженное северо-западное простирание при юго-западном падении, другими словами — залегают согласно с пироксенитами. Вместе с тем они располагаются в краевой северо-восточной части массива.

Как уже указывалось, жильные тела (пироксениты, горнблендиты и габбро-диабазы) почти не встречаются за пределами интрузива. Жильные пироксениты и горнблендиты в виде маломощных меридиональных даек секут дуниты и гарцбургиты, габбро-диабазы секут весь комплекс интрузивных пород по меридиональным и широтным направлениям, протягиваясь нередко на 3—4 км.

Петрографическое описание пород восточной хромитоносной части Хабарнинского массива

Дуниты

Пользующиеся наибольшим распространением на площади изучавшегося рудоносного участка дуниты и происшедшие за их счет серпентиниты выходят в трех обособленных участках (см. карту, фиг. 3): 1) большое «главное» дунитовое поле, заключающее хромитовые месторождения № 1, 2 и 11; 2) значительно меньших размеров «северо-западный» дунитовый участок, в котором сосредоточены месторождения № 5/I, 5/II, 6, 7, 8, 9 и 10, и 3) «восточный» дунитовый участок с месторождениями № 3 и 4.

Собственно дуниты на изученной территории имеют весьма ограниченное развитие, наибольшим же распространением пользуются дунитовые серпентиниты. Более или менее сохранившиеся дуниты были встречены в карьерах № 1, 2 и в средней части «главного» дунитового поля.

По наружному виду серпентинизированные дуниты представляют собой серовато- и буровато-зеленые массивные среднезернистые породы с характерным занозистым или неровным изломом и бурой корочкой выветривания.

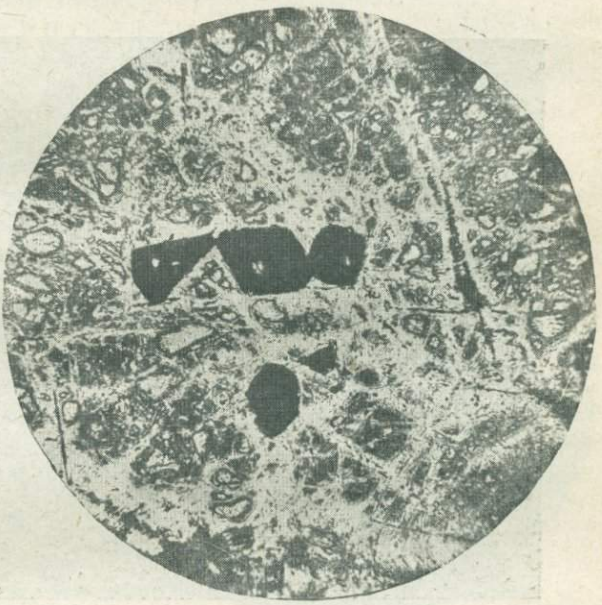
В состав серпентинизированных дунитов из первичных минералов входят преимущественно оливин и акцессорный хромшпинелид. Оливин образует округлые зерна, с диаметром 0.3—1.5 мм, количество которых в породе иногда достигает 90—95%. Оптические свойства оливина более или менее постоянны: $Ng—Np = 0.034—0.035$, $2V = +87 — \pm 90°$, что отвечает, по Винчеллу, форстериту, содержащему от 5 до 13% молекулы Fe_2SiO_4. Это же подтверждается пересчетом химического состава оливина,[1] извлеченного тяжелыми жидкостями из серпентинитов (см. табл. 1). При пересчете Cr_2O_3 и Al_2O_3 увязывались с соответствующими количествами MgO и FeO в состав акцессорного хромшпинелида; в результате была получена следующая формула оливина: $7.88\,Fe_2SiO_4\ 92.12Mg_2SiO_4$. Как видим, эти данные не противоречат оптическим константам.

[1] Химический анализ заимствован из работы М. Г. Шишулиной (1938), любезно разрешившей воспользоваться ее данными.

Хромшпинелиды являются акцессорной (0.5—1%) составной частью дунитов; они распределяются в интерстициях оливина, а иногда образуют в нем мелкие (0.01—0.05 мм) включения. Очертания хромшпинелидовых зерен субгедральные и ангедральные, поперечник 0.05—0.4 мм. В отдельных крупных зернах хромшпинелидов включены овальные зернышки (поперечник 0.01—0.05 мм) оливина (Ng—Np = 0.032; 2V = + 82 — + 84°), отличающиеся от крупных индивидов меньшим содержанием молекулы Fe_2SiO_4 (фиг. 7). При сильном освещении хромшпинелиды просвечивают красновато-коричневым цветом.

Структура дунитов аллотриоморфно-зернистая.

Вторичные изменения дунитов выражаются в серпентинизации оливина, который при начальной стадии этого процесса пронизывается шнурами хризотила, а при далеко зашедших изменениях полностью замещается хризотилом, с образованием петельчатой микротекстуры. В петлях последней в весьма незначительных количествах развивается изотропный серпофит, еще реже пластинки антигорита (с обычными оптическими свойствами), чешуйки хлорита, тонкозернистый карбонат (Nm = 1.700 ± ± 0.002), спорадически брусит, чешуйки талька (Ng — Np = = 0.030) и метасомы тремолита (cNg = 15°; 2V = — 83°); хлорит, повидимому, развивался по серпентину в условиях гипергенеза.



Фиг. 7. Серпентинизированный дунит
В ячейках, образованных шнурами хризотила, видны реликты оливина (рельефные), в центре — зерна хромшпинелида (черное) с включениями мелких зерен оливина (белое). Николи + . Увелич. 150. Шлиф 186

Необходимо еще отметить выделения «рудной пыли», которая фиксируется преимущественно по оси хризотиловых шнуров.

Дунитовые серпентиниты. Среди серпентинитов по минералогическому составу и текстурным признакам выделяются несколько разновидностей:

А. Хризотиловые серпентиниты:

а) сложнопетельчатой и б) простой петельчатой микротекстуры (по Б. П. Кротову, 1915). [1]

Б. Антигоритовые серпентиниты листоватой текстуры.

В. Смешанные хризотилово-антигоритовые серпентиниты.

Среди этих разновидностей широко развиты хризотиловые серпентиниты сложнопетельчатой микротекстуры, остальные разности имеют чрезвычайно незначительное распространение.

В виду того, что в состав серпентинитов входят минералы, совершенно аналогичные по оптическим свойствам минералам, слагающим дуниты, на

[1] Б. П. Кротов употребляет термин «структура»; он заменен нами термином «микротекстура».

детальном описании их мы не будем останавливаться. Отметим лишь, что в серпентинитах большим распространением пользуется хризотил. Затем заслуживает внимания, что в этих породах первичные акцессорные хромшпинелиды ведут себя несколько иначе, чем в менее серпентинизированных дунитах. Очень характерно значительное разъедание зерен с периферии, а также образование по краям и трещинкам зерен темного «железистого» вещества, являющегося продуктом метаморфизма хромшпинелидов. В таких зернах просвечивание красновато-коричневым цветом наблюдается только в центре зерна. Часто отдельные зерна хромшпинелида разрушаются до состояния «рудной пыли», с которой ассоциируется карбонат.

А. Хризотиловые серпентиниты. В наиболее распространенных серпентинитах сложно-сетчатой микротекстуры выделяется



Фиг. 8. Дунитовый серпентинит

Видно три генерации хризотила: 1) хризотил основной массы; 2) хризотил прожилкового характера (в левой нижней части снимка); 3) хризотил тонковолокнистый (белое в правой верхней части снимка)

несколько генераций хризотила (фиг. 8), устанавливаемых на основании взаимоотношений пересекающихся прожилков этого минерала.

Интересно отметить, что ориентированные в одном направлении прожилки хризотила второй и третьей генераций, чередуясь, создают впечатление полосчатости. Весьма любопытным фактом являются процессы наложенной серпентинизации, выражающиеся в развитии почти изотропного серпофита по первоначальной петельчатой микротекстуре хризотила.

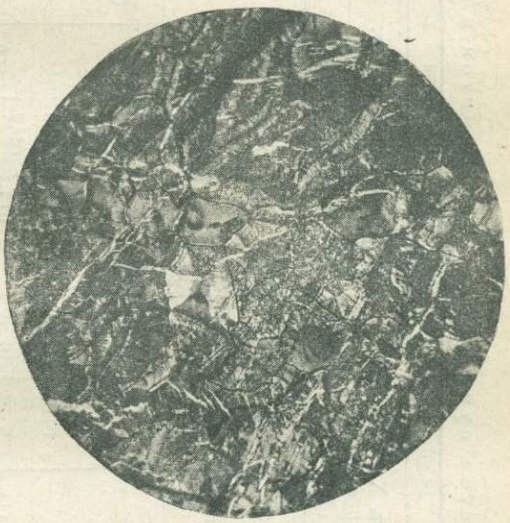
В шлифе в таких случаях наблюдается изотропная серпофитовая масса (изотропный серпентин), среди которой сохранились отдельные ячейки первичной петельчатой микротекстуры. Повидимому, явления указанной серпентинизации имеют связь с более поздними термальными растворами.

В хризотиловых серпентинитах обычно фиксируются выделения «рудной пыли», которая, как правило, образует цепочки по оси хризотиловых «шнуров». При процессах выветривания хризотил ячеек петельчатой микротекстуры замещается тонкозернистым карбонатом и изотропным грязновато-зеленым хлоритовым веществом.

Хризотиловые серпентиниты простой петельчатой микротекстуры отмечаются чрезвычайно резко и ничем существенным, кроме текстурных признаков, не отличаются от серпентинитов только что описанного типа.

Б. Антигоритовые серпентиниты, отличающиеся весьма слабым развитием, встречаются преимущественно в контактах с основными породами. Под микроскопом они сложены аггрегатом мелких листочков и пластинок антигорита, иногда с характерным «конвертообразным» погасанием (фиг. 9). «Рудная пыль» распределяется как по периферии пластинок антигорита, так и в их центральных частях. Зерна хромшпинелидов распадаются до состояния «рудной пыли», которая переотлагается вдоль волокон хризотила, секущих антигоритовую массу. Среди последней отмечаются участки изотропного серпофита, повидимому обязанного своим происхождением процессам более поздней серпентинизации.

В. Смешанный тип хризотило-антигоритовых серпентинитов крайне редок и также наблюдался в контактах с основными породами. Под микроскопом хризотил образует типичную петельчатую микротекстуру, в ячейках которой фиксируются пластинки и чешуйки антигорита. Хризотилово-антигоритовая масса пересекается прожилками бесцветного хризотила и колломорфного серпентина. По оси «шнуров» хризотила, а также с периферии и в центре пластинок антигорита выделяется «рудная пыль», которая местами, в ячейках петельчатой текстуры, собирается в кольца, очень напоминающие кольца Лизеганга в опалах (фиг. 10). Весьма любопытно, что в ячейках, среди «рудной пыли», встречаются игольчатые кристаллы, напоминающие гематит.



Фиг. 9. Антигоритовый серпентинит. Николи +. Увелич. 16. Шлиф 173

Серпентинитовая брекчия отмечается довольно часто в контактных зонах серпентинитов с пироксенитами, жилами горнблендита и рудными телами. Под микроскопом обычно резко выделяются обломки серпентинита и цементирующий их карбонатно-хлоритовый аггрегат. Обломки серпентинита имеют угловатые очертания, размер 0.3—2 мм.

Химический состав дунитовых серпентинитов и оливина приводится в табл. 1. Для сравнения приводятся также анализы оливина и дунита Н. Тагила [1] и анализ свежего дунита [2] из массива Рай-Из (Полярный Урал).

Мы попытались вычислить состав дунита до серпентинизации, для чего отбросили воду и потерю при прокаливании, а затем привели цифры анализа к 100%. После этого Fe_2O_3 было пересчитано на FeO и присоединено к цифре FeO из анализа. От вновь полученных весовых процентов брались молекулярные количества, причем для удобства сравнения молекулярные количества NiO были объединены с MgO, а MnO — с FeO. Поправкой на SiO_2 мы

[1] Анализ заимствован из работы А. Г. Бетехтина (1935, 1).
[2] Анализ заимствован из работы А. Н. Заварицкого (1932).

Таблица 1

Химический состав дунитовых серпентинитов и оливина

Окислы	1				2				3			
	Дунитовый серпентинит. Хабарнинский массив, «Главное» дунитовое поле. Проба № 1, обр. 294				Дунитовый серпентинит. Хабарнинский массив, карьер № 1, обр. 22				Дунитовый серпентинит. Хабарнинский массив, карьер № 1, обр. 23			
	вес. %	вес. % после исключ. H_2O	молек. колич.	молек. %	вес. %	вес. % после исключ. H_2O и п. п. п.	молек. колич.	молек. %	вес. %	вес. % после исключ. H_2O и п. п. п.	молек. колич.	молек. %
SiO_2	37.50	42.20	0703	35.33	36.06	42.25	0703	35.58	36.73	42.71	0711	36.36
TiO_2	0.22	0.25	0003	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	1.10	1.24	0012	0.60	0.82	0.96	0010	0.51	1.04	1.21	0012	0.61
Cr_2O_3	0.18	0.20	0001	0.05	0.45	0.52	0003	0.15	0.57	0.66	0005	0.20
Fe_2O_3	5.34	6.00	0113	—	9.09	10.64	0147	—	9.55	11.11	—	—
FeO	2.40	2.70	0114	5.73	0.87	1.01	0150	7.59	0.78	0.91	0151	0154	7.74
MnO	0.10	0.11	0001	—	0.15	0.18	0003	—	0.14	0.16	0003	—
CaO	0.20	0.22	0004	0.20	сл.	—	—	—	—	—	—	—
MgO	40.00	45.03	1125	57.69	37.79	44.26	1107	56.17	37.04	43.07	1075	55.09
NiO	1.50	1.69	0023	1148	0.15	0.18	0003	1110	0.15	0.17	0001	1076	—
Na_2O	0.32	0.36	0005	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$+H_2O$	11.10	—	—	—	13.45	—	—	—	13.28	—	—	—
$-H_2O$	1.00	—	—	—	0.60	—	—	—	0.91	—	—	—
Потери при прокал.	—	—	—	—	0.56	—	—	—	0.40	—	—	—
Сумма	100.96	100.00	1990	100.00	99.99	100.0	1976	100.00	100.59	100.00	1956	100.00
MgO:FeO	10.0				7.4				7.0			
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$98.5\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 54.05SiO_2$ $\alpha = 1.06,\ \beta = 180.4$				$104.9\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 58.5SiO_2$ $\alpha = 1.09,\ \beta = 184.2$				$76.6\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 44.4SiO_2$ $\alpha = 1.1,\ \beta = 174.9$			

Таблица 1а

Химический состав дунитовых серпентинитов и оливина

Окислы	4				5				6				7			
	Оливин из дунита. Хабарнинский массив, «Северо-западное» дунитовое поле				Оливин из дунита. Н. Тагил				Дунит. Н. Тагил				Дунитовый массив Рай-Из. Конгорское ущелье, Полярный Урал			
	вес. %	вес. % после исключ. H_2O и п.п.п.	молек. колич.	молек. %	вес. %	вес. % после исключ. H_2O	молек. колич.	молек. %	вес. %	вес. % после исключ. H_2O и п.п.п.	молек. колич.	молек. %	вес. %	вес. % после исключ. H_2O	молек. колич.	молек. %
SiO_2	39.54	40.39	0673	32.66	40.97	—	0682	32.90	40.03	40.52	0675	33.01	40.80	41.24	0686	33.49
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	0.37	0.38	0004	0.19	—	—	—	—	0.57	0.58	0006	0.29	0.97	0.98	0010	0.48
Cr_2O_3	0.11	0.11	—	—	—	—	—	—	0.50	0.50	0003	0.14	0.58	0.58	0004	0.14
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—	—
FeO	7 64	7.81	0108	0109	7.36	—	0103	4.95	8.29	8.42	0117	5.73	6.35	6.51	0090	0091
MnO	0.10	0.10	0001	5.29		—	—	—	0.06	0.06	—	—	0.14	0.14	0001	4.45
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	—	—	—
MgO	49.76	50.83	1270	1275	51.46	—	1287	62.01	48.80	49.62	1240	1244	49.61	50.14	1252	1257
NiO	0.37	0.38	0005	61.86	0.25	—	0003	0.14	0.29	0.30	0004	60.83	0.41	0.41	0005	61.44
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$+H_2O$	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.11	—	—	—
$-H_2O$	0.38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	—	—	—
Потери при прокал.	1.62	—	—	—	—	—	—	—	1.28	—	—	—	—	—	—	100.00
Сумма	100.08	100.00	2061	100.00	100.04	—	2075	100.00	99.82	100.00	2045	100.00	100.19	100.00	2048	—
MgO.FeO	11.7				12.5				10.6				13.8			
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$273.2\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 132SiO_2$				$1393\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 682SiO_2$				$152\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 75.5SiO_2$				$117.2\overline{RO}\cdot R_2O_3\ 57.5SiO_2$			
	$\alpha = 0.96,\ \beta = 203.7$				$\alpha = 0.97,\ \beta = 204.5$				$\alpha = 0.97,\ \beta = 202.5$				$\alpha = 0.94,\ \beta = 205.6$			

пренебрегали, исходя из обоснований, приведенных в статье Н. В. Павлова (см. настоящий сборник, стр. 41—42).

Вычисленный таким образом анализ дунита оказывается довольно близким к составу оливина, выделенного из серпентинизированных дунитов. При этом выясняется, что дунитам свойственно некоторое повышенное содержание FeO по сравнению с оливином. В серпентинитах содержание этого окисла падает до 1%, и превалирующую роль приобретает трехвалентное железо, образование которого, очевидно, связано с окислением FeO при процессах серпентинизации.

По содержанию железа хабарнинские дуниты близко отвечают нижнетагильским дунитам платиноносного комплекса, отличаясь несколько (по относительно повышенному содержанию железа) от дунитов массива Рай-Из.



Фиг. 10. Дунитовый серпентинит
Кольцевое расположение рудной пыли в ячейках петельчатой микротекстуры. Без анализатора. Увелич. 240. Шлиф 22

Параллельно с этим отношение MgO:FeO, составляющее для хабарнинских дунитов 7.0—10.0 и для оливина из тех же дунитов 11.7, выражается для дунита и оливина Н.-Тагильского массива соответственно цифрами 10.6 и 12.5, а для дунитов массива Рай-Из — 13.8. Среднее отношение MgO:FeO для уральских ультраосновных пород — 7—9 (по данным химических анализов дунитов Урала, взятых из работы В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова, 1936).

Указанные черты химизма хабарнинских дунитов сближают их с дунитами ультрамафической серии Hess'a (1938), в которых отношение MgO:FeO выше 7.5. По представлениям этого автора, такие дуниты произошли из материнской перидотитовой магмы, в отличие от дунитов с отношением MgO:FeO от 3.5 до 7.5, материнской магмой которых он считает габброидную.

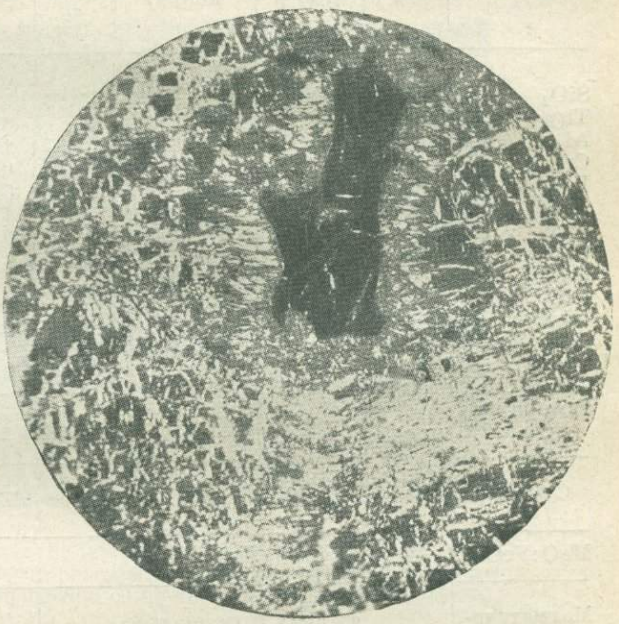
Гарцбургиты

Гарцбургиты, слагающие главную часть всего Хабарнинского массива, в пределах изученной территории выходят лишь на западной и восточной окраинах участка. В западной части гарцбургиты граничат с располагающимися восточнее дунитами почти по меридиональной линии, проходящей в районе верховьев р. Горюнки. В восточной части планшета гарцбургиты образуют новую, довольно узкую меридиональную полосу западнее пос. Хабарного, протягивающуюся на север к Аккермановскому месторождению никеля. С западной стороны эти гарцбургиты граничат с дунитами, с востока — с породами габбро-верлитового комплекса.

Небольших размеров шлировые обособления гарцбургитов отмечаются в центральной части «главного» поля дунитов.

Макроскопически серпентинизированные гарцбургиты имеют фисташково-зеленую, зеленовато-серую и зеленовато-черную окраску. На фоне серпентина резко выступают отдельные зерна баститизированного пироксена с бронзовым отливом. Породы среднезернистые, массивные.

Под микроскопом устанавливается, что гарцбургиты, как и дуниты, в большинстве случаев сильно серпентинизированы. Первичные минералы наблюдаются лишь в виде мелких реликтов. В слабо измененных породах оливин образует идиоморфные зерна овальных очертаний, с диаметром 0.2—0.5 мм; оптические свойства: Ng—Np=0.033—0.036; 2V = + 85 — +87°, что соответствует, по Винчеллу (для + 87°), форстериту, содержащему 5% молекулы Fe_2SiO_4. Ромбический пироксен имеет короткопризматический габитус и ксеноморфные бухтообразные очертания; размер зерен варирует от 0.25—0.5 мм до 0.5—1.5 мм. Оптические свойства более мелких зерен: cNg=0°; 2V = + 85 — + 88°, что указывает, согласно Винчеллу, на содержание $FeSiO_3$ от 11 до 13%, для более крупных зерен; cNg = = 0°, реже 2—3°; Ng—Np=0.010—0.011; 2V = + 79° — + 82°; по этим константам минерал определяется как бронзит, содержащий 9—10% $FeSiO_3$. В пироксене довольно часты пойкилитовые вростки округленных зерен оливина. Количественное соотношение оливина и пироксена не постоянно; первый то преобладает над вторым, то находится в резко подчиненном количестве. Хромшпинелиды встречаются в виде акцессорных, неправильной формы зерен, с поперечником в 0.1—0.5 мм. В проходящем свете хромшпинелиды просвечивают зеленовато-коричневым цветом, что их заметно отличает от акцессорных хромшпинелидов дунитов, обычно окрашенных в буровато-красный цвет. С периферии зерна разъедаются и окружаются темной непросвечивающей каемкой. При интенсивном метаморфизме хромшпинелиды разрушаются до состояния «рудной пыли».



Фиг. 11. Гарцбургитовый серпентинит. В центре ксеноморфное зерно хромшпинелида, окруженное хлоритовой оторочкой. Николи +. Увелич. 25. Шлиф 419

Вторичные изменения в гарцбургитах обусловили замещение оливина хризотилом, пироксена — баститом; довольно часто по пироксену развиваются метасомы тремолита (cNg=18—19°; 2V=— 80°) и, редко, чешуйки талька (Ng—Np = 0.031); местами вокруг зерен хромшпинелидов выделяются чешуйчатые аггрегаты хлорита с индигово-синими цветами интерференции (фиг. 11). Структура гарцбургитов гипидиоморфнозернистая, в интерстициях оливина располагаются ксеноморфные зерна хромшпинелидов, пироксен повторяет очертания как первого, так и второго минерала, что указывает на его более позднюю кристаллизацию. Встречаются такситовые гарцбургиты, в которых участки оливинового и пироксенового состава

имеют аллотриоморфнозернистую структуру; в переходных зонах от одного участка к другому структура обычно гипидиоморфнозернистая.

Необходимо отметить, что в контактах дунитов с гарцбургитами содержание ромбического пироксена в последних постепенно падает, до полного его исчезновения при переходе в дуниты.

Химический состав серпентинизированных гарцбургитов приводится в табл. 2.

Таблица 2

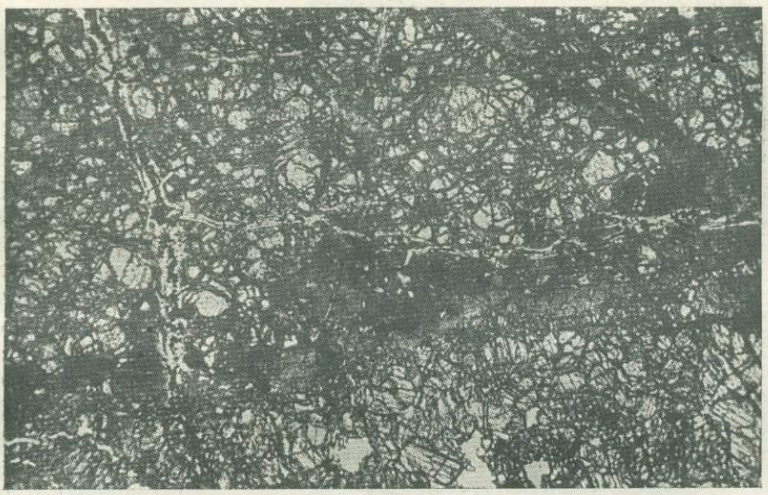
Окислы	8 Сильно серпентинизированный гарцбургит, обр. 94				9 Сильно серпентинизированный гарцбургит, обр. 83			
	вес. %	вес. % после исключ. H_2O и п. п. п.	молек. колич.	молек. %	вес. %	вес. % после исключ. H_2O	молек. колич.	молек. %
SiO_2	37.61	44.12	0735	37.29	39.60	43.83	0730	36.98
TiO_2	—	—	—	—	0.15	0.16	0003	0.15
Al_2O_3	2.61	3.06	0029	1.47	1.10	1.22	0012	0.60
Cr_2O_3	0.19	0.22	0001	0.05	0.18	0.19	0001	0.05
Fe_2O_3	5.55	6.52	0107		6.60	7.31	0113	
FeO	1.57	1.84		5.58	1.41	1.56		5.78
MnO	0.15	0.17	0003		0.10	0.11	0001	
CaO	0.36	0.42	0007	0.35	0.80	0.89	0016	0.81
MgO	36.98	43.38	1085	55.26	38.80	42.95	1073	55.13
NiO	0.22	0.26	0004		1.05	1.16	0015	
Na_2O	—	—	—	—	0.56	0.62	0010	0.50
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—
$+H_2O$	12.61	—	—	—	9.29	—	—	—
$-H_2O$	1.39	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	1.32	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.56	99.99	1971	100.00	99.64	100.00	1974	100.00
MgO:FeO	9.9				9.5			
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$39.6\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 24.4SiO_2$ $\alpha = 1.1,\ \beta = 165.9$				$94.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 56.5SiO_2$ $\alpha = 1.1,\ \beta = 168.8$			

Анализы показывают, что серпентинизированные гарцбургиты по сравнению с дунитами отличаются несколько повышенным содержанием SiO и Al_2O_3 и вдвое меньшим содержанием Cr_2O_3. Отношение MgO:FeO равняется 9.5—9.9, что стоит в полном соответствии с вышеописанной особенностью химического состава хабарнинских дунитов.

Полосчатый дунито-пироксенитовый комплекс

Подобный комплекс встречен в 700 м к ЮЗ от обогатительной фабрики, где дуниты «главного» поля смыкаются с габбро-норитами. Здесь в краевой зоне дунитов выделяется комплекс ультраосновных пород, представленных последовательным чередованием дунитовых и пироксенитовых полосок, ширина которых варьирует от 3—4 мм до 1.5 см. Местами полоски

пироксенита образуют раздувы, в которых выделяются крупные очки диаллага, окруженные узкими каемками зелено-черного серпентина. Дунитовые полоски сложены оливином с размерами зерен 0.2—0.7 мм, по оптическим константам, тождественным оливину дунитов «главного» поля (Ng—Np = =0.035; 2V = + 87 — + 89°, что, по Винчеллу, указывает на содержание 5—8% молекулы Fe_2SiO_4). В оливине фиксируются мелкие эвгедральные зерна хромшпинелидов. Пироксенитовые полоски сложены таблитчатыми и изометричными зернами диаллага (0.15—0.5 мм) со следующими оптическими свойствами: cNg = 36—38°; 2V = + 52 — + 54°, спайность по (100); эти константы соответствуют диаллагу интрузивных диаллагитов. Вторичные изменения дунитов и пироксенитов полосчатого комплекса выражены спорадическим развитием метасом эденита (cNg = 21°; 2V = + 88°) по оливину и пироксену, а также хризотила и хлорита, вдоль контактов полосок указанных пород (фиг. 12). Структура последних аллотриоморфнозернистая, сложение гнейсовидное, очковое.



Фиг. 12. Полосчатая дунитово-пироксенитовая порода
Вверху снимка дунит, внизу пироксенит. По контакту указанных пород развиваются хлорит и серпентин. Николи +. Увелич. 25. Шлиф 360

Верлиты

По условиям залегания можно различать:

1. Верлиты, образующие шлиры среди дунитов, в местах одновременного присутствия жил пироксенитов; встречены в средней части «главного» дунитового поля, в карьерах № 1 и 11 и в западной части хромитоносного участка — в верховьях р. Горюнки. Описываемые верлиты обычно крупнозернисты, в последнем пункте они приобретают гиганто-плазматическое сложение. Характерно, что количественное содержание пироксена в периферических частях шлиров значительно понижается и составляет всего 5—10% от массы породы. В карьерах № 1 и 11 верлиты образуют ореолы вокруг рудных тел.

2. Верлиты, слагающие узкие переходные зоны от дунитов к пироксенитам; встречаются в среднем течении р. Климовки, в карьере 5/II и других местах.

3. Верлиты, входящие в состав сложно дифференцированного габбро-верлитового комплекса, развитого к СЗ от пос. Хабарного. Здесь верлиты образуют узкую полосу, с одной стороны находясь в контакте с гарцбур-

гитами, с другой — связываясь постепенными переходами, через полевошпатовые верлиты, с оливиновым габбро.

Макроскопически верлиты имеют светлозеленовато-серую окраску и резко выраженную гипидиоморфно-зернистую структуру, обусловленную отчетливым ксеноморфизмом зерен пироксена по отношению к зернам оливина.

Оливин встречается в зернах эллиптической формы, размером 0.2—2 мм. Оптически мало отличается от оливина дунитов, Ng—Np = 0.034, 2V = = +86°—+89°, что соответствует форстериту с 2—8% молекулы Fe_2SiO_4 (по Винчеллу). Количественно описываемый минерал большей частью подчинен пироксену и только в периферических частях шлиров приобретает преобладающее распространение.

Моноклинный пироксен (диаллаг) — в ксеноморфных зернах, диаметром 0.5—1 мм со спайностью по (100); оптические константы: cNg = 39°, 2V = = +55—+56°, Ng′ > 1.690 < 1.701, Np′ > 1.659 < 1.671; характерны пойкилитовые вростки овальных зерен оливина. Как акцессории встречаются хромшпинелиды; их зерна, образующие включения в оливине, имеют эвгедральную форму, в то время как зерна в интерстициях оливина — ангедральных очертаний.



Фиг. 13. Амфиболизированный верлит
Резко ксеноморфный пироксен замещен амфиболом. Николи +. Увелич. 25. Шлиф 137

Постмагматические изменения верлитов выражены замещением оливина хризотилом, по пироксену развиваются метасомы тремолита (cNg = = 15 — 19°, 2V = = +82—+87°), эденита (cNg = 20 — 21°, Ng—Np = 0.026, 2V = +85—+88°) (фиг. 13) и, реже, чешуйки талька (Ng—Np = 0.031). В ячейках, образованных шнурами хризотила, изредка фиксируются брусит, серпофит, чешуйки хлорита, тонкозернистый карбонат и водные окислы железа.

Структура верлитов гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая, последняя обусловливается многочисленными вростками овальных зерен оливина в пироксенах (фиг. 14); эта структура особенно характерна для пегматоидных верлитов, в которых зерна пироксена достигают 10—20 см.

Для представления о химическом составе верлитов в табл. 3 приводятся результаты одного химического анализа, любезно предоставленного А. Г. Бетехтиным.[1]

Химический анализ верлита пересчитан на магматическую формулу Левинсон-Лессинга, которая показывает, что верлиты на диаграмме В. Н. Лодочникова занимают промежуточное положение между дунитами и пироксенитами. В отличие от дунитов и гарцбургитов, в описываемых породах

[1] Химический анализ производился в химической лаборатории геохимического сектора ЦНИГРИ химиком В. М. Ковязиной.

Таблица 3

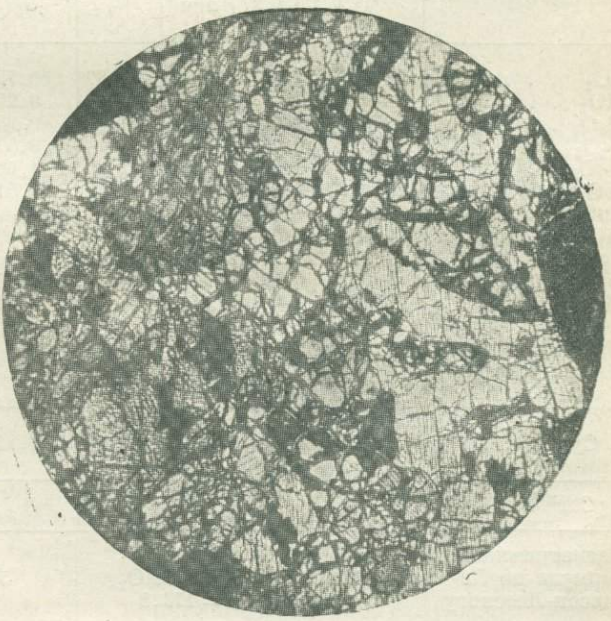
Химический состав верлита

Окислы	10			
	Верлит из контакта дунитов с пироксенитами, карьер 5/II, скв. 72, обр. 68			
	вес. %	вес. % после исключ. H_2O	молек. колич.	молек. %
SiO_2	42.72	47.25	0786	41.70
Al_2O_3	0.31	0.34	0003	0.16
Cr_2O_3	0.44	0.49	0003	0.16
Fe_2O_3	5.18	5.73	0143	7.59
FeO	4.67	5.16		
CaO	8.50	9.40	0168	8.91
MgO	28.48	31.50	0781	41.44
NiO	0.10	0.10	0001	
CO_2	0.51	—	—	—
H_2O п/пр.	9.29	—	—	—
Сумма	100.20	99.97	1885	100.00
MgO:FeO	5.4			
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$180\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 130.5SiO_2$, $\alpha = 1.4$, $\beta = 140.2$			

повышено содержание SiO_2, количество же MgO значительно понижается за счет резкого увеличения CaO.

Диаллагиты

Диаллагиты развиты в северо-западной и средней частях описываемой площади. Они образуют полосу северо-западного простирания, располагающуюся между дунитами «северо-западного» участка и дунитами «главного» поля. Как уже отмечалось, между пироксенитами и дунитами местами отмечаются узкие зоны верлитов.



Фиг. 14. Верлит пойкилитовой структуры. Николи+. Увелич. 25. Шлиф 169.

В средней части исследованной площади пироксениты тесно ассоциируются с габбро-норитами, к которым они имеют постепенные переходы

через узкую (2—3 м) зону полевошпатовых вебстеритов (см. карту, фиг. 3).

Макроскопически пироксениты представляют собой однообразные зеленовато-серые мелкокристаллические и порфировидные породы, почти не затронутые серпентинизацией и процессами поверхностного выветривания. Под микроскопом они на 95—98% состоят из таблитчатых и изометричных зерен диаллага, преобладающая часть которых имеет средний поперечник 0.05—0.5 мм. Значительно реже отмечаются таблички пироксена размером 0.5—5 мм, образующие подобие фенокристов. Развита спайность по (100), иногда встречаются двойники. Оптические свойства диаллага: $CNg = 37—40°$; $2V =$ от $+54$ до $+55°$, $Ng—Np = 0.028—0.029$. По полученным константам соответственный состав пироксена по таблице Винчела определить не удается. Мы попытались рассчитать его состав из валового анализа диаллагитов.

Анализ диаллагитов (табл. 4) пересчитан на формулу диаллага, с учетом микроскопических данных о сопутствующих минералах. При пересчете молекулярные количества Fe_2O_3 соединялись с соответствующими количествами FeO в молекулу магнетита, точно так же, как молекулярные

Таблица 4

Химический состав диаллагитов

Окислы	11				12			
	Диаллагит, карьер 10, обр. 52				Диаллагит, карьер 5/II обр. 110[1]			
	вес. %	вес. % после исключ. H_2O и п. п. п.	молек. колич.	молек. %	вес. %	вес. % после исключ. H_2O	молек. колич.	молек. %
SiO_2	51.40	51.63	0859	46.87	50.72	51.17	0853	46.22
TiO_2	—	—	—	—	0.20	0.20	0003	0.16
Al_2O_3	2.00	2.00	0020	1.09	0.37	0.37	0004	0.21
Cr_2O_3	0.05	0.05	—	—	0.57	0.57	0004	0.21
Fe_2O_3	1.88	1.89	0069	3.76	1.66	1.67	0083	4.49
FeO	3.35	3.36			4.51	4.54		
MnO	0.04	0.04	—	—	—	—	—	—
CaO	19.55	19.64	0350	19.09	19.00	19.17	0344	18.62
MgO	21.27	21.37	0535	29.19	22.03	22.23	0555	30.04
NiO	0.02	0.02	—	—	0.08	0.08	0001	0.05
$+H_2O$	0.83	—	—	—	1.08 (п/опр.)	—	—	—
$-H_2O$	0.07	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.17	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.63	100.00	1833	100.00	100.22	100.00	1847	100.00
MgO:FeO	7.3				6.6			
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$26.0\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 23.8SiO_2$ $a = 1.64$, $\beta = 173.8$				$51.6\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 44.9SiO_2$ $a = 1.64$, $\beta = 117.2$			

[1] Химический анализ обр. 110 был любезно предоставлен в наше распоряжение А. Г. Бетехтиным. Производился анализ в лаборатории Геохимического сектора ЦНИГРИ химиком В. М. Ковязиной.

количества H_2O увязывались с частью MgO и SiO_2 в молекулу серпентина. Затем был произведен расчет на молекулу геденбергита и диопсида, а остающиеся молекулярные количества рассчитаны на оливин.

В результате пересчета выведена формула диаллага: 9.99 $CaFeSi_2O_6$ · 90 $CaMgSi_2O_6$.

Оливин встречается чрезвычайно редко в виде овальных зерен (0.05—0.1 мм), вросших в таблички пироксена; обычно замещен хризотилом.

Как акцессорная примесь отмечается магнетит, фиксирующийся в интерстициях пироксена и по его трещинам спайности; образование магнетита, повидимому, связано с процессом распада твердого раствора пироксена. В виде акцессорий констатированы еще мелкие зерна (0.02 мм) хромшпинелидов, обычно интенсивно метаморфизованные и корродированные.

К вторичным изменениям следует отнести развитие по пироксену биотита (плеохроирующего от красновато-коричневого по Ng до бледнокоричневого по Np) и выполнение трещинок в пироксенах хризотилом и серпентином.

Структура диаллагитов преимущественно аллотриоморфнозернистая, реже порфировидная; иногда описываемые породы катаклазированы — «фенокристы» пироксена окружены венчиками дробления, смяты и волнисто погасают; по трещинам в таких диаллагитах различаются чешуйчатые аггрегаты хлорита, сопровождаемого гранатом, тонкозернистый карбонат, халцедон и опал; в контактах с дайками габбро-диабазов в трещинках пироксенитов выделяется лейстовидный препит ($2V = +69°$; Ng—Np=0.032).

Наложение параметров магматической формулы по Левинсон-Лессингу на диаграмму Лодочникова показало несовпадение их с координатами точки пироксенитов. Последнее, повидимому, объясняется несколько пониженным содержанием SiO_2 и двухвалентных окислов.

По сравнению с крайними членами ультраосновного ряда пород (дунитами и гарцбургитами) в диаллагитах резко падает содержание MgO и FeO и появляется новый окисел — CaO.

Породы группы габбро

В пределах исследованного планшета породы этого типа имеют довольно большое распространение. Среди них по минералогическому составу различается несколько разновидностей, перечисляемых ниже по степени распространенности в описываемой части массива:

а) габбро-нориты,
б) габбро,
в) оливиновое габбро,
г) габбро-диориты.

Габбро-нориты распространены в средней части планшета, севернее р. Климовки, где они образуют языкообразное тело, окаймляющееся пироксенитами. Здесь, по восточной, западной и южной окраинам габбро-норитового тела наблюдались чрезвычайно быстрые переходы этих пород в пироксениты, через узкую зону полевошпатовых вебстеритов, которые, в сущности, отличаются от габбро-норитов только значительно меньшим содержанием полевого шпата. По северной окраине габбро-норитовое тело дает два отпрыска — к СВ и СЗ. Северо-западный отпрыск, в свою очередь, образует ответвление к С (прорывая по пути кремнистые сланцы вмещающей толщи), соединяющееся с нормальным габбро, слагающим сопки по рр. Осинники и Банка. Нормальное габбро встречено в средней части габбро-норитового тела, в виде крупного шлирового обособления.

Кроме указанных пунктов выходы габбро-норитов отмечаются к СВ от обогатительной фабрики, по направлению к пос. Хабарному, где они пространственно связаны с пироксенитами, и в юго-восточной части планшета — по р. Плакунке; здесь габбро-норитами сложены высокие сопки ме-

жду р. Уралом и дорогой на хутор Горюн. В этой части отмечаются крупные обособления меланократового и мезократового габбро с хорошо выраженной полосчатостью, которая обусловливается чередованием полосок из темноцветных и светлых компонентов. Элементы залегания полосчатости: азимут падения 320—330°, угол 8—15°.

Все разности габбро входят также в состав сложнодифференцированного габбро-верлитового комплекса, расположенного северо-западнее пос. Хабарного.

Породы этого комплекса образуют дайкообразное тело, простирающееся в ССЗ направлении, примерно на 3—4 км, и достигающее видимой мощности в плане до 300—400 м. С востока описываемый комплекс контактирует с вулканогенно-осадочной толщей верхнего силура и нижнего девона, с запада — с гарцбургитами. Внимательный просмотр контактов показывает, что гарцбургиты в контакте сильно серпентинизированы и рассланцованы. Падение плоскостей рассланцевания полого направлено к востоку. Контак-



Фиг. 15. Полосчатая габбро-верлитовая порода из габбро-верлитового комплекса, вскрытого водопроводной канавой у пос. Аккермановка. $^1/_3$ нат. вел.

ты имеют резко выраженный прямолинейный характер, а породы, составляющие этот комплекс, стремятся вытягиваться в полосы согласно с направлением контактов. Восточный контакт не удалось наблюдать вследствие плохой обнаженности.

В состав комплекса входят весьма разнообразные типы пород, среди которых преобладающее распространение имеют габбро. В непосредственном контакте с гарцбургитами, в виде прерывистой узкой зоны с мелкими раздувами, обнажаются верлиты, постепенно переходящие к востоку в полевошпатовые верлиты, оливиновое габбро, габбро и, наконец, в габбро-нориты.

В восточной части комплекса габбро связано постепенными переходами через габбро-диориты с плагиогранитами, занимающими крайне незначительную площадь. Эти кислые дериваты констатированы в 1.2 км к СЗ от пос. Хабарного.

В районе Аккермановского никелевого месторождения, т. е. в 3 км к С от нашего рудоносного участка, описываемый габбро-верлитовый комплекс рассечен вкрест простирания глубокой водопроводной канавой. Здесь также удалось наблюдать совершенно постепенные переходы между верлитами и габбро (фиг. 15), образующими вместе грубополосчатый комплекс СЗ простирания.

а) Габбро-нориты. Внешне габбро-нориты представляют собой зеленовато-серые, амфиболитизированные породы, с среднезернистой основной массой, в которой выделяются крупные (до 0.5 см) фенокристы пироксена. Местами эти породы переходят в меланократовые и, реже, в лейкократовые разности, а иногда приобретают гнейсовидное сложение, причем отдельные полосы нередко обнаруживают плойчатую текстуру.

Габбро-нориты, входящие в состав габбро-верлитового комплекса, являются преимущественно лейкократовыми и среднезернистыми.

Существенными минералами габбро-норитов являются плагиоклазы, утратившие свою первоначальную форму вследствие сильной разложенности. Они обычно замещены чешуйками серицита, тонкозернистым аггрегатом цоизита и, реже, листочками пренита ($2V = +69°$, $Ng—Np = 0.033$); местами они альбитизируются и замещаются мозаичным аггрегатом альбита ($Ng \geqslant$ к. б., $Np <$ к. б.).

Мало измененные плагиоклазы встречены в габбро-норитах габбро-верлитового комплекса; замеры плагиоклазов на федоровском столике показали следующие результаты:

BNg	BNm	BNp	Плоскость срастания	Двойниковая ось	Закон двойникования	2V	№ плагиоклаза	Название плагиоклаза
44°.5	66°.5	55°.5	(010)	[010]	Альбититовый	— 88°	82	битовнит
68°.5	26°	76°	(010)	[001]	Альбит-карлсбадский	— 77°	92	анортит
46°	64°.3	54°	(010)	[100]	Альбитовый	— 83°	85	битовнит

Вторым распространенным минералом является моноклинный пироксен, образующий таблитчатые и призматические кристаллы, размером 0.3—1 мм; фенокристы его достигают 0.5 см; бесцветен или слабо окрашен в бледнозеленоватые тона, $cNg = 36—37°$; $2V = +54°$. Часто метасоматически замещается зеленой роговой обманкой ($cNg = 15°$; $2V = —70°$; плеохроизм по Ng — буровато-зеленый, Np — светложелтовато-зеленый) или уралитовой роговой обманкой; нередко по пироксену и роговой обманке развивается биотит (прямое погасание, $2V = —3 — — 10°$, плеохроизм по Ng — красновато-коричневый, Np — бледнокоричневый), охотно ассоциирующий с магнетитом, вокруг которого он образует радиально-листоватые аггрегаты. В свою очередь, роговая обманка и биотит местами замещаются тонкочешуйчатым хлоритом.

Ромбический пироксен количественно подчинен моноклинному пироксену, образует призматические кристаллы величиной 0.2—0.4 мм; $cNg = 0$; $2V = — 59 — — 74°$, $Ng—Np = 0.010$, плеохроизм: Ng — светлозеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светлорозовый. По диаграмме Винчелла эти константы указывают на колеблющееся содержание $FeSiO_3$ — от 28 до 45%. Нередко пироксен замещается баститом. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, пиритом и халькопиритом (определялись в полированных шлифах). Сульфидные минералы особенно свойственны габбро-норитам габбро-верлитового комплекса.

Местами габбро-нориты подвержены вторичному процессу окварцевания. Кварц в виде ксенобласт располагается по сланцеватости пород.

Первичная структура габбро-норитов обычно сильно затушевывается метаморфическими процессами. В более сохранившихся породах еще остаются признаки габбровой и порфировидной структуры. В динамометамор-

физованных разностях появляются порфиробластические и гранобластические структуры. Процессы катаклаза в габбро-норитах выражены в образовании венчиков дробления вокруг фенокристов пироксена, в смятии и раздроблении отдельных зерен, в связи с чем появляется волнистое угасание.

Как уже указывалось, габбро-нориты связаны постепенными переходами с пироксенитами, через узкую зону полевошпатовых вебстеритов. Эти последние отличаются от габбро-норитов лишь незначительным содержанием полевого шпата, количество которого постепенно увеличивается от пироксенитов к габбро-норитам. Микроскопически установлено, что в вебстеритах присутствуют те же минералы, что и в габбро-норитах, и что оптические свойства тех и других тождественны. Учитывая сказанное, мы не будем останавливаться на их детальном описании; отметим лишь, что вебстериты, так же как и габбро-нориты, несут следы катаклаза, выражающегося в раздроблении и грануляции зерен пироксена.

Для иллюстрации химического состава габбро-норитов приводятся результаты одного химического анализа (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав габбро-норита

Окислы	13			
	Габбро-норит у обогатительной фабрики, обр. 92			
	вес. %	молек. колич.		
SiO_2	49.63	0826		
Al_2O_3	16.35	0160		
Cr_2O_3	0.03	—	0184	
Fe_2O_3	3.84	0024		
FeO	7.06	0098		
MnO	0.26	0004		
CaO	10.76	0092	0401	
MgO	8.34	0207		0446
Na_2O	1.70	0027		
K_2O	1.66	0018	0045	
Потери при прокал.	0.84	—		
Сумма	100.47	—		
MgO:FeO	1.3			
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$2.31\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.5SiO_2$ $\alpha = 1.55,\ \beta = 82.1,$			

Габбро-норит, подвергнутый химическому анализу, обладал небольшим развитием постериорных минералов, что дало возможность произвести пересчет на магматическую формулу.

Сопоставление полученных параметров с формулой Левинсон-Лессинга для габбро-норитов ($3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 2SiO_2$, $\alpha = 1.49$) показало, что в наших габбро-норитах несколько понижено относительное содержание суммы $\overline{RO}$ и незначительно повышен коэффициент кислотности; последнее, повидимому, объясняется влиянием вторичных процессов.

б) Г а б б р о. Эти породы, слагающие гору Баночную и образующие шлиры в габбро-норитах, по внешнему виду светлозеленовато-серые, среднезернистые, с локальными обособлениями лейкократового зеленовато-

белого габбро. Минералогический состав габбро отличается от такового габбро-норитов лишь отсутствием ромбического пироксена и несколько иной ассоциацией акцессорных минералов, которые здесь представлены ильменитом, апатитом и сфеном. Вторичные изменения выражены теми же самыми процессами, что и в габбро-норитах, и единственным отличием является то, что пироксен, на ряду с замещением зеленой и уралитовой роговой обманкой, актинолитизируется. В актинолите $2V = -80°$, $cNg = 16—17°$, Ng — светлозеленый, Np — почти бесцветный. Структура пород габбровая, в метаморфизованных разностях — гранобластическая, порфиробластическая и гломеробластическая.

в) Оливиное габбро. Входит в состав сложнодифференцированного габбро-верлитового комплекса, развитого северо-западнее пос. Хабарного. Макроскопически оливиновое габбро является среднекристаллическим, имеет темнозеленовато-серую окраску. Отличие его по составу от предыдущей породы заключается в том, что кроме плагиоклазов и моноклинного пироксена, обладающих теми же оптическими свойствами, в нем содержится оливин. Последний образует овальные зерна, с средним диаметром от 0.5 до 1.5 мм, обычно замещается хризотилом, с образованием петельчатой микротекстуры, в ячейках которой констатированы иддингсит и пластинки антигорита. В оливине $Ng—Np = 0.032$, $2V = +84°$.

Вторичные изменения выражены в развитии по плагиоклазу серицита, цоизита, граната и альбита; моноклинный пироксен замещается зеленой роговой обманкой ($cNg = 14°$, $2V = -84°$), которая иногда образует вокруг него бахромчатые оторочки и тонкопризматические аггрегаты.

Структурные взаимоотношения минералов крайне непостоянны. В одних случаях зерна оливина содержат включения зерен плагиоклазов, в других плагиоклазы как бы захватывают отдельные зерна оливина. Такого же порядка взаимоотношения между оливином и пироксеном, пироксеном и плагиоклазами.

Таким образом, устанавливается, что идиоморфизм минералов не имеет резких различий и что взаимоотношения между слагающими породу компонентами скорее всего отвечают таковым в породах габбровой структуры.

Габбро-диориты

Габбро-диориты представляют собой зеленовато-серые крупнокристаллические породы. Существенным минералом этих пород являются плагиоклазы, образующие удлиненно-призматические кристаллы, величиной 0.3—0.7 мм.

Оптические константы плагиоклаза из габбро-диоритов:

Оптические константы плагиоклаза из габбро-диоритов

BNg	BNm	BNp	Плоскость срастания	Двойниковая ось	Закон двойникования	2V	№ плагиоклаза	Название плагиоклаза
70°	27°	73°	(010)	[100]	Альбит—Esterel	—85°	46	андезин-лабрадор

Роговая обманка находится в резко подчиненном количестве, в виде таблитчатых и изометрических зерен, с поперечником 0.3—0.5 мм. $cNg = 12°$, $2V = -85°$; плеохроизм: Ng — голубовато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светлозеленый. Кварц отмечается в незначительном количестве, в резко ксеноморфных зернах. Акцессорно встречаются ильменит и сфен. Вторичные изменения выражены в замещении плагиоклазов серици-

том, цоизитом и альбитом; по зеленой роговой обманке развивается актинолит и хлорит. В актиполите cNg = 18°; 2V = — 80°; Ng — светлозеленый, Np — бесцветный.

Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Химический состав габбро-диоритов иллюстрируется одним химическим анализом (см. табл. 6).

Таблица 6

Химический состав габбро-диорита

Окислы	Габбро-диорит, маршрут 1, обр. 27			
	вес. %	молек. колич.		
SiO_2	52.50	0875		
Al_2O_3	19.65	0192	0220	
Fe_2O_3	4.41	0028		
Cr_2O_3	0.00	—		
FeO	3.14	0044		
MnO	0.11	—	0367	0408
CaO	8.97	0160		
MgO	6.54	0163		
NiO	0.00	—		
K_2O	0.73	0008	0041	
Na_2O	2.06	0033		
Потери при прокал.	0.36	—		
$+H_2O$	0.29	—		
$-H_2O$	1.61	—		
Сумма	100.37	—		

Магматическая формула:

$$1.4\overline{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 3.97\ SiO_2;\ K_2O : Na_2O = 1 : 2.8;\ \alpha = 1.79.$$

Нанесение полученных параметров на диаграмму Лодочникова показало, что наша точка совпадает с породой белугит (по терминологии Левинсон-Лессинга), соответствующей габбро-диориту.

Плагиограниты

Представляют собой светлосерые мелко- и среднекристаллические породы, существенной частью которых являются плагиоклазы и кварц. Количество плагиоклазов достигает 55—65°, форма зерен удлиненно-призматическая и изометрическая, величина 0.3—1 мм; обычно сложены в двойники и иногда имеют зонарное строение. В отдельных препаратах наблюдаются микропегматитовые прорастания кварцем (фиг. 16).

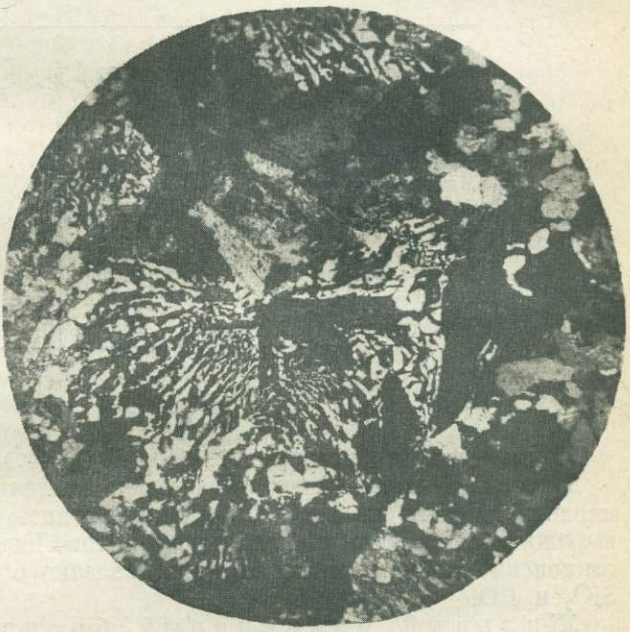
BNg	BNm	BNp	Плоскость срастания	Двойниковая ось	Закон двойникования	2V	№ плагиоклаза	Название плагиоклаза
70°.5	28°.5	74°	(010)	[100]	Альбитовый	— 84	6	Альбит Ng ≥ к. б. Np < к. б.
85°	15°	75°	(001)	[001]	Манебахский	+ 82	13	Олигоклаз

Кварц в резко ксеноморфных зернах величиной 0.25—0.7 мм, количественно достигает 35—40%. В подчиненном количестве присутствует роговая обманка (5—10%), образующая удлиненно-призматические кристаллы размером 0.2—0.9 мм, $cNg = 13°$; $2V = -75°$, плеохроизм: Ng — голубовато-зеленый, Np — светложелтовато-зеленый. В виде акцессорных минералов встречаются мелкие призмочки апатита и зерна магнетита.

Постмагматические процессы обусловили замещение плагиоклаза серицитом, цоизитом и карбонатом; по роговой обманке развивается хлорит, местами образующий радиальнолучистые сферолиты. Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая.

Породы жильной свиты

Жильные пироксениты. Эти породы обычно приурочены к дунитам и гарцбургитам. Зарегистрированы они в западной части планшета — в верховьях р. Б. Горюнки, в северной части «главного» дунитового поля, в восточной части хромитоносного участка, северо-западнее пос. Хабарного и в карьерах № 1, 3/4 и 11.



Фиг. 16. Плагиогранит
В центре видны микропегматитовые прорастания плагиоклаза кварцем. Николи +. Увелич. 25. Шлиф 166

Пироксенитовые дайки в западной части района имеют преимущественно СЗ простирание, непостоянную мощность (0.5—20 м) и крутое падение, не поддающееся точному определению.

В восточной части района на ряду с дайками СЗ простирания изредка отмечаются жилы СВ направления меньшей мощности, не превышающей 1—1.5 м.

В контактах с жильными пироксенитами вмещающие серпентиниты приобретают зеленовато-черную окраску. По внешнему виду жильные пироксениты, подобно интрузивным диаллагитам, имеют зеленовато-серую окраску и отличаются от них только крупнозернистой (размер зерен 1—3 см) структурой и значительной хлоритизированностью.

Главной составной частью этих пород является моноклинный пироксен (90—95%), образующий таблитчатые и изометрические зерна, величиной 0.3—2.3 мм. По оптическим свойствам этот минерал близок к пироксену интрузивных диаллагитов; спайность по (100), $cNg = 39°$, $2V = +55°$. Изредка в интерстициях пироксена отмечаются призмочки апатита, мелкие ангедральные зерна магнетита.

Вторичные изменения в породе выражаются в развитии по пироксену листочков биотита (плеохроизм: Ng — красновато-коричневый, Np — светложелтый). К более поздним процессам относятся хлоритизация пироксена

и биотита и выделение тонкозернистого карбоната и водных окислов железа.

Структура породы аллотриоморфнозернистая. В катаклазированных пироксенитах происходит частичная грануляция зерен пироксена, смятие и появление волокнистого угасания.

Для иллюстрации химического состава жильного пироксенита приводятся результаты одного химического анализа (табл. 7).

Породы жильной свиты

Таблица 7

Химический состав жильного пироксена[1]

Окислы	Пироксенит, карьер 3/4. обр. 38		
	вес. %	молек. колич.	
SiO_2	48.62	0809	
Al_2O_3	3.69	0036	0050
Fe_2O_3	2.18	0014	
Cr_2O_3	0.14	—	
FeO	3.80	0053	
MnO	0.04	—	0882
CaO	19.26	0342	
MgO	19.51	0487	
Ni	0.02	—	
Потери при прокал.	0.20	—	
$-H_2O$	0.38	—	
$+H_2O$	0.65	—	
Сумма	98.49	—	

Магматическая формула: $17.64\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 16.18SiO_2$; $a=1.52$.

Наложение полученных параметров на диаграмму Лодочникова устанавливает, что изучаемые жильные пироксениты лежат ближе всего к точке, выражающей средний состав пироксенитов Левинсон-Лессинга. Некоторое отклонение координат нашей точки связано с пониженным содержанием SiO_2 и RO.

Жильный оливиновый бронзитит. Эта порода наблюдалась в виде небольшой дайки в 500 м к ЮЗ от горы Баночной, среди кремнистых сланцев вмещающего комплекса. По внешнему виду порода имеет зеленовато-темносерую окраску и среднекристаллическое сложение. Существенной составной частью ее является бронзит, образующий коротко-призматические зерна размером 0.1—0.8 мм, $cNg = 0$; $Ng - Np = 0.011$; $2V = +79 - +84°$, что указывает, по Винчеллу, на содержание 9—10% $FeSiO_3$. Оливин дает овальные пойкилитовые вростки в пироксене, с поперечником 0.05—0.07 мм, реже встречается в виде крупных неправильно округлых зерен, достигающих размера 0.7 мм; $Ng - Np = 0.031$; $2V = +82°$. Изредка отмечается магнетит в виде включений в зернах бронзита. К вторичным минералам следует отнести хризотил, развивающийся по трещинкам спайности пироксена.

Структура породы пойкилитовая.

Горнблендиты. Дайки этих пород пользуются очень большим распространением. Приурочены они главным образом к дунитам и гарц-

[1] Определение P_2O_5 не производилось.

бургитам и значительно реже — к пироксенитам. Жилы горнблендитов имеют более или менее выдержанное простирание СВ от 15 до 30°, крутое падение на СЗ, не поддающееся точному определению, и незначительную мощность 0.4—4 м.

Контактовые явления горнблендитов с дунитами, гарцбургитами и пироксенитами выражены слабо; лишь изредка отмечаются небольшие оторочки хлоритово-карбонатного состава. Местами горнблендиты захватывают обломки вмещающих их серпентинитов. Горнблендитовые дайки констатированы почти во всех карьерах, но особенно большое развитие имеют в юго-западной части «главного» дунитового участка. Среди пироксенитов описываемые дайки встречены в 400 м к СЗ от триангуляционного пункта Климовочная.

Макроскопически это — зеленовато-черные, крупнокристаллические породы, приобретающие в контактах тонкокристаллическое строение. Главной составной частью горнблендитов является обыкновенная роговая обманка (85—95%), образующая удлиненно таблитчатые зерна, с поперечником 0.1—0.7 мм, реже — от 1—2 мм; $cNg = 14—24°$, $2V = —75 — —83°$, плеохроизм: Ng — голубовато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светлозеленый, схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. В виде акцессорных минералов отмечаются мелкие зерна магнетита, сфена, призмочки и неправильные зерна апатита, который образует включения в табличках роговой обманки, а также располагается в ее интерстициях и спорадически сам включает зерна роговой обманки.

К вторичным изменениям горнблендитов следует отнести развитие по роговой обманке биотита ($2V = —22°$, плеохроизм: Ng — красновато-коричневый, Np — светложелтый) метасом актинолита ($cNg = 18°$, $2V = —81°$, Ng — светлозеленый, Np — почти бесцветный), тремолита ($cNg = 18°$, $2V = —80°$, бесцветный), чешуек хлорита и тонких зерен карбоната. В отдельных случаях интерстиции роговой обманки занимают цоизит и эпидот, образовавшиеся, повидимому, за счет ранее присутствующего в горнблендитах плагиоклаза. К более поздним образованиям относятся радиально-лучистые выделения халцедона, колломорфного опала и водных окислов железа.

Таблица 8

Химический состав горнблендита[1]

Окислы	Горнблендит, карьер 9, обр. 56			
	вес. %	молек. колич.		
SiO_2	37.69	0628		
Al_2O_3	12.70	0125	0151	
Fe_2O_3	4.13	0026		
Cr_2O_3	0.07	—		
FeO	9.13	0126		
MnO	0.26	0004	0154	
CaO	8.38	0150		0772
MgO	18.94	0472		
K_2O	0.82	0009	0020	
Na_2O	0.69	0011		
Потери при прокал.	не обн.	—		
$-H_2O$	0.56	—		
$+H_2O$	6.38	—		
Сумма	99.75	—		

[1] Определение P_2O_5 не производилось.

Структура горнблендитов аллотриоморфнозернистая.

Химический состав горнблендитов приводится в табл. 8.

Магматическая формула: $4.98\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.15\ SiO_2$; $a=1.04$.

Наложение полученных параметров на диаграмму Лодочникова показало, что наша порода не совпадает с горнблендитами Левинсон-Лессинга и точка падает в промежуток между дунитами и щелочноземельным габбро.

Габбро-пегматиты. Габбро-пегматитовые жилы и линзы встречаются чрезвычайно редко; зарегистрированы они в габбро, входящих в состав сложного габбро-верлитового комплекса. Контакты их с вмещающими породами проследить не удалось из-за плохой обнаженности. Макроскопически это — зеленовато-серые породы, гигантоплазматического сложения. Минералогический состав габбро-пегматитов ничем существенным не отличается от вышеописанного состава вмещающего габбро.

Габбро-диабазы. Дайки габбро-диабазов секут почти все породы исследованного участка. Они вытянуты в направлении, близком к меридиональному (простирание СВ 10—40°) и падают в одних случаях на ЮЗ, в других на СЗ под углами 55—65°. Мощность даек колеблется от 3 до 20 м, длина достигает 3.5—4 км.

Особенно сильное сгущение даек этих пород наблюдается в следующих пунктах:

1) в 200 м к В от р. Б. Горюнки,
2) в 250 м к В от триангуляционной вышки «Климовочная»,
3) в 200 м к З от карьера № 3—4 и
4) в 1 км к СЗ от пос. Хабарного, где дайки габбро-диабазов особенно многочисленны.

Макроскопически габбро-диабазы характеризуются желтовато-серой окраской и среднезернистым строением, которое в контакте сменяется афанитовым. Существенной составной частью этих пород являются плагиоклазы и пироксен. Плагиоклазы слагают удлиненно-призматические кристаллы, величиной 0.2—1.5 мм.

Оптические константы плагиоклазов

BNg	BNm	BNp	Плоскость срастания	Двойниковая ось	Закон двойникования	2V	№ плагиоклаза	Название плагиоклаза
90°	90°	0°	(010)	[100] совпадает с Np и ⊥ Ng	Esterel	— 85°	32	Андезин-олигоклаз
0°	90°	90°	(001)	[010] совпадает с Ng; Nm ⊥ (010)	Периклиновый	+ 85°	18	Олигоклаз

Пироксен в резко ксеноморфных зернах, размером 0.2—0.7 мм, занимает интерстиции между плагиоклазами; $cNg = 37—39°$, $2V = +48 \div +55°$; близок диопсиду; как акцессорная примесь отмечается ангедральный ильменит, окруженный продуктом распада — лейкоксеном, и апатит — в виде мелких призмочек.

Вторичные изменения выражены интенсивным развитием по плагиоклазу серицита, цоизита, альбита, реже — карбоната и листочков пренита ($2V = +68°$). Пироксен обычно замещается буровато-зеленой роговой обманкой ($cNg = 20°$, $2V = —75°$; плеохроизм: Ng — буровато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — желтовато-зеленый, $Ng > Nm > Np$), биотитом, актинолитом ($cNg = 16°$, $2V = —80°$); эти последние, в свою

очередь, замещаются чешуйками хлорита, тонкозернистым карбонатом и водными окислами железа.

Структура габбро-диабазов типично офитовая. В контактах эти породы приобретают порфировую структуру, с микроофитовой основной массой и фенокристами моноклинного пироксена.

Ниже приводятся результаты химического анализа габбро-диабазов (табл. 9).

Таблица 9

Химический состав габбро-диабаза

Окислы	Габбро-диабаз, карьер 3/4, обр. 37				
	вес. %	молек. колич.			
SiO_2	49.23	0819			
Al_2O_3	16.62	0163	0181		
Fe_2O_3	2.88	0018			
Cr_2O_3	0.00	—			
FeO	10.56	0146			
MnO	0.41	—			
CaO	8.04	0143	0420		
MgO	5.26	0131			
NiO	0.00	—			481
K_2O	1.80	0019	0061		
Na_2O	2.63	0042			
Потери при прокал.	0.07	—			
$-H_2O$	0.48	—			
$+H_2O$	2.23	—			
Сумма	100.21	—			

Магматическая формула: $2.65\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.52SiO_2$; $a=1.60$.

На основании выведенных параметров хабарнинские габбро-диабазы должны быть отнесены к семейству диабазов ($2.5\ RO\cdot R_2O_3\cdot 4.2\ SiO_2$; $a = 1.62$), к классу базальтовой магмы (по Левинсон-Лессингу).

Краткая геологическая история Хабарнинского ультраосновного массива

Из данных, приведенных в предыдущих главах, вытекает, что осадочно-вулканогенные силурийские и отчасти девонские толщи, окаймляющие с З и В Хабарнинский массив, имеют вообще меридиональное простирание. В области северо-восточного участка простирание свит меняется на СВ, а затем почти на широтное, параллельное местному направлению северной границы массива. Непосредственно к СВ от главного массива, по данным Е. В. Войновой (1934), проходит меридиональный разлом, отделяющий по линии Известковый лог — пос. Хабарное нижнесилурийские отложения на западе от девонских и каменноугольных осадков на востоке.

Ультраосновная магма внедрялась в последевонское время, с одной стороны, в силурийско-девонские толщи (повидимому, согласно, на что указывает наблюдающаяся всюду параллельность контактов интрузивных пород простиранию силурийских толщ), с другой — вдоль указанной зоны разлома. Для точных суждений о форме массива мы данными не располагаем.

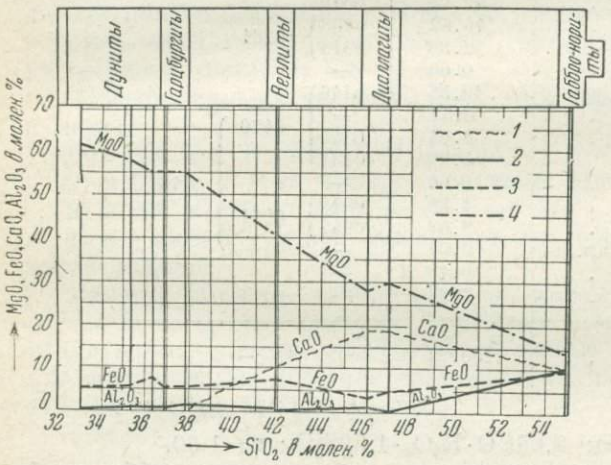
Интрузия имела в различных частях весьма неоднородный состав, особенно в краевых зонах, где обособлялись магматические массы как ультра-

основного, так и основного состава. Последнее, вероятно, было связано с тем, что магма в основном была раздифференцирована еще на глубине, а затем подверглась дополнительно дифференциации на месте.

Взаимоотношения между породами (см. стр. 210 и следующую) показывает, что кристаллизация их все же происходила не совсем одновременно. Первыми начали кристаллизоваться гарцбургиты, образовавшие главную часть массива.

Дуниты в восточной части кристаллизуются несколько позднее, но непосредственно вслед за гарцбургитами, так как между этими породами не наблюдались секущие взаимоотношения и, наоборот, они иногда постепенно переходят одна в другую.

В краевых частях одновременно с дунитами или вскоре после них происходит кристаллизация пироксенитов и габбро. Воздействие ориентированного давления обусловливает возникновение полосчатого дунито-пироксенитового комплекса «северо-западного» хромитоносного участка, ориентировку рудных тел и полосчатость руд. Между дунитами и пироксенитами, пироксенитами и габбро возникают узкие зоны промежуточных пород типа верлитов и полевошпатовых вебстеритов.



Фиг. 17. Вариационная диаграмма химического состава пород Хабарнинского ультраосновного массива.

1 — CaO; *2* — Al_2O_3; *3* — FeO; *4* — MgO

Почти одновременно с дунитами и пироксенитами происходила кристаллизация и габбро-верлитового комплекса в северо-восточной части массива, северо-западнее пос. Хабарного.

Многообразие пород этого комплекса и постепенные переходы между ними говорят за специфичность условий кристаллизации, на что указывает также и наличие пегматитовых обособлений габбро и, местами, крупнокристаллическое сложение оливинового габбро и верлитов.

В отдельных частях массива, как, например, в верховьях р. Горюнки, локализуются крупнокристаллические обособления верлитов и пироксенитов, повидимому того же происхождения.

После формирования массива происходит внедрение жильных пироксенитов и горнблендитов. Наконец, самыми молодыми образованиями из изверженных пород являются габбро-диабазы, секущие почти в меридиональном и широтном направлениях почти все интрузивные породы. Жильная свита пород является, повидимому, производной той же материнской магмы. Секущих взаимоотношений между жильными телами наблюдать не удалось.

Самыми юными тектоническими проявлениями можно считать смещения широтного направления (до 115°), которыми затронуты дайки габбро-диабазов, горнблендитов и рудные тела (месторождения № 2, 11 и др.). Амплитуда описываемых смещений обычно близка к 10—20 м, но иногда достигает и 100 м. Последнее указывает на воздействие мощных динамических явлений, которые, повидимому, стояли уже в связи с периодом усиления герцинского складкообразования.

Для общего сопоставления химического состава пород массива приводится вариационная диаграмма (фиг. 17), в которой учтены только главные окислы (SiO_2, MgO, FeO, CaO и Al_2O_3), играющие существенную роль в составе пород интрузива.

Ближайшее рассмотрение диаграммы показывает, что породы разделяются на две близкие группы:

1) дуниты и гарцбургиты, почти не содержащие CaO, и

2) верлиты, диаллагиты и габбро-нориты, обычно содержащие значительное количество CaO.

Внутри выделенных групп можно найти все переходные типы пород. с соответствующим средним химическим составом.

Так, при переходе от дунитов к гарцбургитам можно легко подобрать последовательную серию пород с непрерывно возрастающим содержанием ромбического пироксена, вплоть до типичного гарцбургита. В этих условиях главные окислы претерпевают следующие изменения: SiO_2 незначительно повышается в сторону гарцбургитов, точно так же, как Al_2O_3; MgO и FeO испытывают весьма незначительное понижение.

Во второй группе пород также улавливаются постепенные переходы от верлитов, через оливиновые пироксениты, к пироксенитам, а от этих последних, через полевошпатовые вебстериты, к габбро-норитам. Как видно из диаграммы, поведение главных окислов в породах этой группы закономерно изменяется от верлитов к габбро-норитам. Для верлитов характерно повышенное содержание MgO, заметные количества CaO и FeO при низком содержании Al_2O_3.

В пироксенитах содержание MgO резко падает, но зато появляется в значительных количествах CaO, как бы компенсирующая недостающие количества MgO; FeO и Al_2O_3 почти не испытывают изменения.

Наконец, в габбро-норитах содержание MgO и CaO резко падает и возрастает роль FeO и Al_2O_3. Количество SiO_2 закономерно возрастает по мере движения к габбро-норитам.

Диаграмма подтверждает наши полевые и микроскопические наблюдения о постепенности переходов между отдельными породами и указывает как будто бы, что породы возникли в результате единого процесса дифференциации ультраосновной магмы.

Следует, однако, указать, что переходных по минералогическому составу пород между гарцбургитами и верлитами, как того требует диаграмма, нами не встречено.

II. Месторождения хромистого железняка

История разведочных и эксплоатационных работ на Хабарнинских месторождениях

Признаки хромитоносности Хабарнинского массива были известны еще в 1920—1922 гг. (Станкевич и Зайцев, 1935). В 1924 г. Оренбургский губсиликат без разведок производил частичную эксплоатацию отдельных месторождений хромита (Долицкий и Вашкова, 1936).

С 1928 по 1931 г. поисково-разведочными работами занимались: Оренбургский горный трест, частично эксплоатировавший месторождения, Волжский горный трест и Средневолжский институт прикладной минералогии (геолог В. М. Гаврилов). К концу указанного периода состояние известных тогда месторождений хромита было следующее.

Месторождение № 1 было в значительной степени выработано; месторождение № 2 эксплоатировалось частично, и добытая хромитовая руда осталась на борту; месторождения № 3 и 4 в видимых частях выработаны почти нацело; месторождения № 5/II, 7, 8 и 9 совершенно не эксплоатировались; месторождение № 6 подверглось частичной выработке только

в верхних горизонтах; месторождение № 5/I, эксплоатировавшееся больше других, было в значительной степени выработано. В 1931 г. на этом месторождении была заложена шахта с проектной глубиной 43 м, которая в начале 1932 г., после проходки 24 м, была приостановлена вследствие сильного притока воды и отсутствия насосов для откачки.

В этот же период началось строительство обогатительной фабрики в 3 км к ЮВ от пос. Хабарного. К концу 1931 г. был возведен корпус фабрики, а дальнейшее оборудование ее приостановлено, и строительство законсервировано до настоящего времени.

В это же время, в связи с прекращением эксплоатационных работ, было ликвидировано Хабарнинское хромитовое рудоуправление. За период 1928—1932 гг. хабарнинские отборные руды с содержанием 40% Cr_2O_3 в смеси с высокосортными халиловскими рудами транспортировались на металлургические заводы Юга и Урала для выплавки феррохрома. По приблизительным данным рудоуправления, за указанный период было отгружено около 16 тыс. т хромитовых руд (Станкевич и Зайцев, 1935).

С 1933 и 1934 гг. Волжским геологическим трестом (Станкевич и Зайцев, 1935) производилась детальная разведка месторождения № 5/I, выявившая запасы руд в количестве 93 600 т. К этому периоду приурочено открытие месторождения № 10, запасы руд которого были определены в 2 тыс. т. В 1935—1937 гг. К. К. Станкевичем разведывались месторождения 5/II, 8, 10, 7, 2 и 6 и было открыто месторождение № 11.

В результате разведок на 1/I 1937 г. (по данным К. К. Станкевича) общие запасы по всему району по категориям $A_2 + B + C$ равнялись 684 тыс. т.

Эта сумма запасов занимает солидное место в балансе хромитовых руд Союза. Кроме того, следует учесть, что остались недоразведанными месторождения № 1, 11, 7, 8, 10, 2а, 2б, запасы которых в приведенную выше цифру не вошли. Также не учтен ряд рудных точек, вскрытых только канавами.

В настоящее время месторождения не эксплоатируются.

Краткое описание отдельных месторождений хромистого железняка

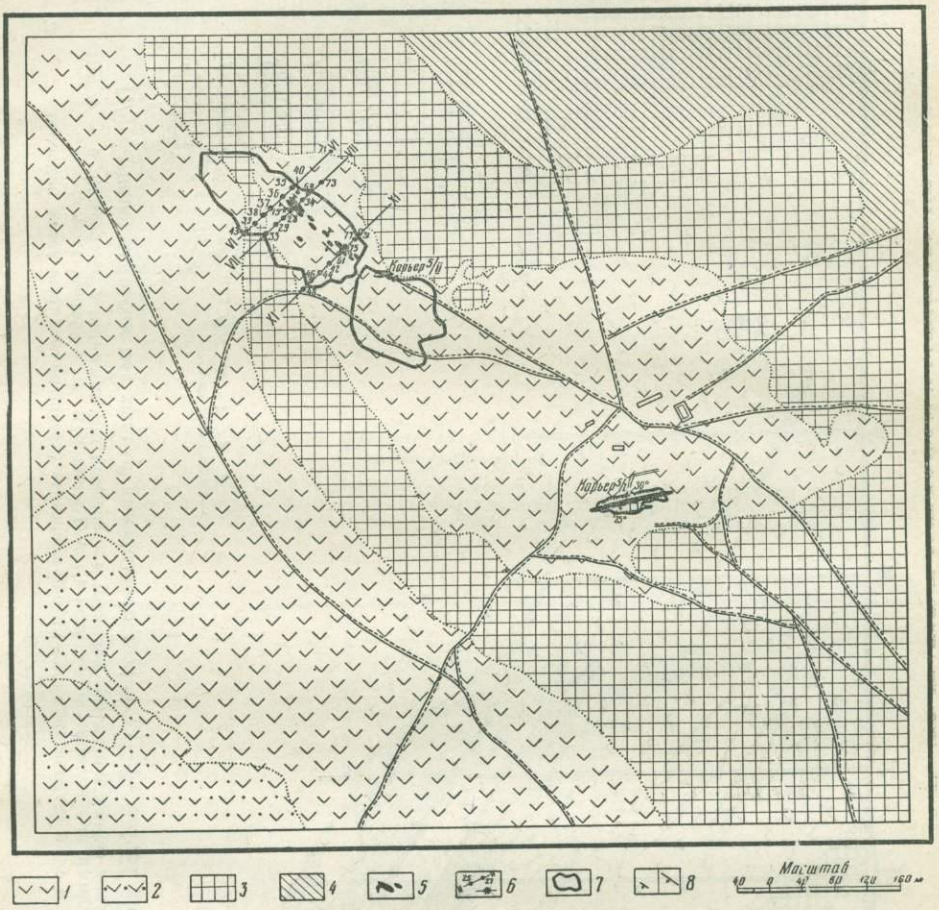
В результате геологического картирования восточной части Хабарнинского массива, как наиболее обещающего участка массива, где известны промышленные месторождения хромитов, выяснилось, что скопления хромита связаны с тремя обособленными дунитовыми полями: 1) «главным», 2) «северо-западным» и 3) «восточным». Наиболее крупные месторождения приурочены в «северо-западному» полю дунитов, в остальных двух дунитовых участках известно всего несколько месторождений, не имеющих большого практического значения.

Хромитовые месторождения «северо-западного» дунитового поля

«Северо-западное» дунитовое поле окаймляется со всех сторон пироксенитами и характеризуется СЗ простиранием дунитов и пироксенитов, падающих на ЮЗ $\angle$ 35—40°. На этом участке сосредоточены самые крупные скопления хромистого железняка: месторождения № 5/I, 5/II, 6, 7, 8, 9 и 10. Руды этих месторождений представлены преимущественно вкрапленниками. Месторождения № 5/I, 6 и отчасти № 5/II залегают в серпентинах, подвергшихся древнему выветриванию, о чем свидетельствуют многочисленные прожилки и желваки магнезита; любопытно, что в месторождении № 5/I магнезитовые стяжения, имеющие почковидную форму, обособляются среди рудной массы; образование их, возможно, происходило за счет растворения хромшпинелидов.

Месторождения, к более подробному описанию которых мы переходим, имеют каждое свой номер, отвечающий порядку открытия месторождений.

Месторождение № 5/II. Месторождение находится в 6.7 км к СЗ от пос. Хабарного и является самым мощным в массиве по запасам хромитовых вкрапленных руд. Площадь рудного участка достигает 0.6 км². Вмещающими породами для рудных тел служат дунитовые серпентиниты; они окаймляются со всех сторон пироксенитами (см. карту, фиг. 18).[1] Взаи-



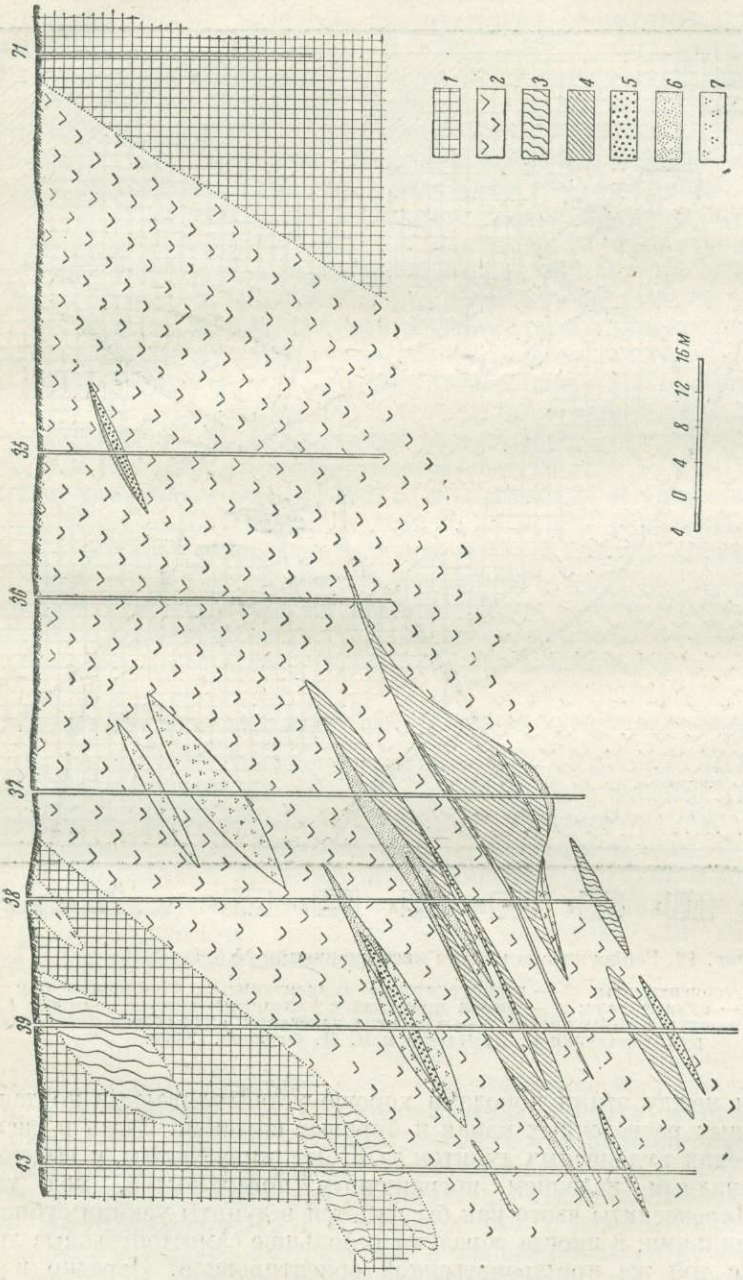
Фиг. 18. Геологическая карта месторождений № 5/I и 5/II

1 — дунитовые серпентиниты; *2* — гарцбургитовые серпентиниты; *3* — диаллагиты; *4* — амфиболиты, *5* — рудные тела; *6* — линии профилей с указанием номеров скважин (●) и дудок (*); *7* — контур рудных полей; *8* — элементы залегания рудных тел и полосчатости руд. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1938 г.

моотношения между этими породами хорошо устанавливаются по данным многочисленных разведочных канав и буровых скважин. Здесь в висячем и лежачем боках рудоносных дунитов залегают пироксениты, с выдержанным юго-западным падением пограничных поверхностей, под углом около 45°. Пироксениты часто как бы вдаются в дуниты узкими субпараллельными клиньями, а иногда образуют небольшие самостоятельные линзы в дунитах, с той же пространственной ориентировкой. Нередко в контактах дунитов с пироксенитами появляются крупнокристаллические верлиты (см. профиль, фиг. 19).

[1] Планшет фиг. 18, так же как и фиг. 22, 24 и 26, ориентирован по магнитному меридиану.

Рудоносная площадь месторождения разделяется на два участка — северо-западный и юго-восточный, контуры которых нанесены на карту. Участки оконтурены на основании разведочных данных и показывают границы полей, принятых за основу при подсчете запасов руд на 1/I 1937 г.



Фиг. 19. Геологический разрез VI—VI вкрест простирания рудных тел месторождения № 5/II

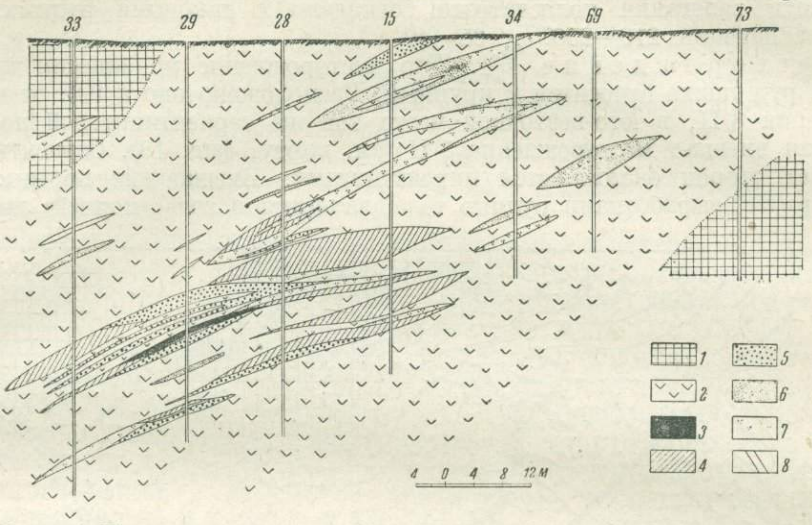
1 — апроксениты; 2 — дунитовые серпентиниты; 3 — верлиты; 4 — богатый вкрапленник; 5 — средний; 6 — бедный; 7 — весьма бедный вкрапленник. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1938 г.

Примечание. В легенде пропущен значок магнезита (незаштрихованные узкие полоски)

Формы и размеры рудных тел изучены по профилям северо-западного участка, составленным по разведочным линиям VI—VI, VII—VII и XI—XI (фиг. 19, 20 и 21).

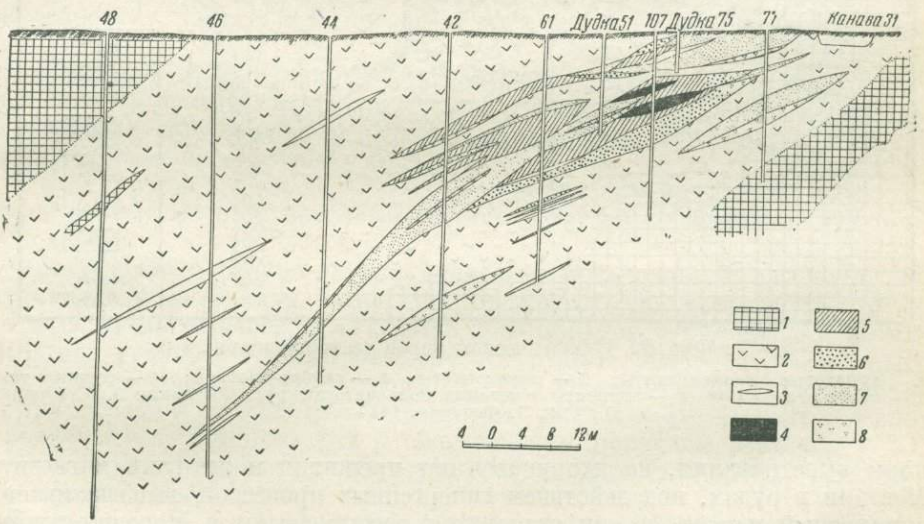
Интерпретация профилей показала, что рудные тела имеют форму линз и гнезд, вытянутых в северо-западном направлении и падающих

к юго-западу (210—230°) под углом в 30—45°. Мощность отдельных рудных линз очень непостоянна — от 0.5 до 14 м, длина линз также варьирует



Фиг. 20. Геологический разрез VII—VII вкрест простирания рудных тел месторождения № 5/II

1 — пироксениты; *2* — дунитовые серпентиниты; *3* — сплошная руда; *4* — богатый вкрапленник; *5* — средний вкрапленник; *6* — бедный вкрапленник; *7* — весьма бедный вкрапленник; *8* — магнезит. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1937 г.



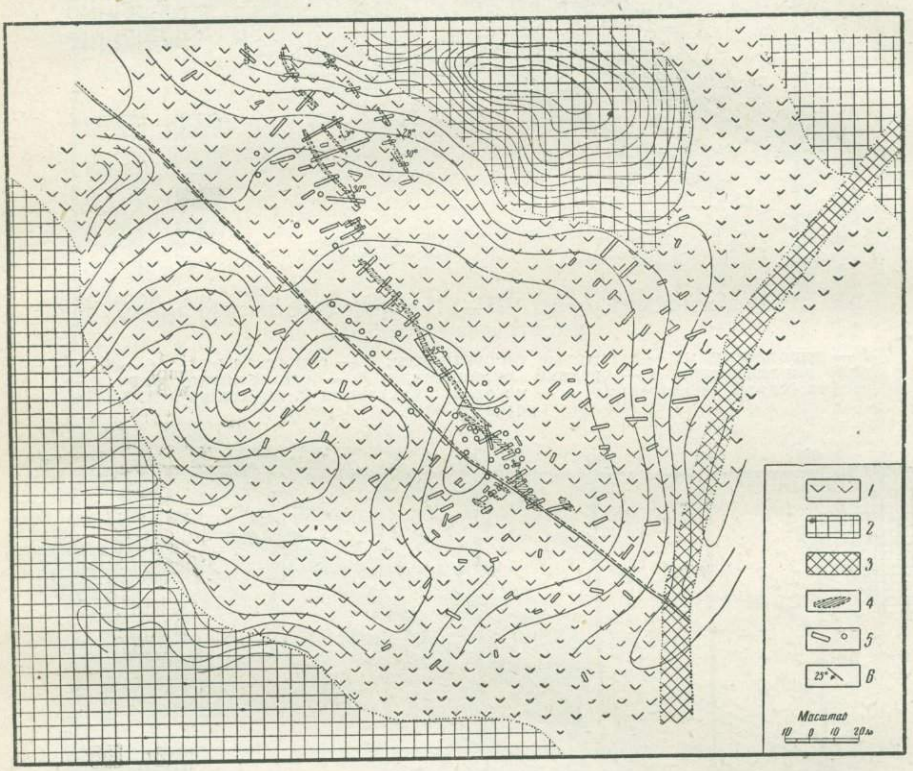
Фиг. 21. Геологический разрез XI—XI вкрест простирания рудных тел месторождения № 5/II

1 — пироксениты; *2* — дунитовые серпентиниты; *3* — магнезит; *4* — сплошная руда; *5* — богатый вкрапленник; *6* — средний вкрапленник; *7* — бедный вкрапленник; *8* — весьма бедный вкрапленник. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1937 г.

в широких пределах от 1 м до 80 м. Слагающие общее рудное тело отдельные рудные линзы, полосы и гнезда сильно сближены и последовательно подстилают друг друга, образуя рудоносную «свиту», в которой наблюдается чередование прослоев различных типов руд без видимой закономерности.

Руды этого месторождения [1] представлены типом равномерного и полосчатого вкрапленника, значительно реже встречаются пятнистые руды. Элементы залегания полосчатости совпадают с таковыми рудных тел: азимут падения 210—230° ∠ 35—40°.

Месторождение 5/I. Это месторождение по запасам хромитовых руд также относится к крупным. Расположено оно к ЮВ от месторождения 5/II, в юго-восточной части той же серпентинитовой полосы, которая вмещает месторождение 5/II (см. карту, фиг. 18). Серпентиниты со всех сторон окаймляются пироксенитами. Вмещающие породы, как и вскрытые выработками рудные тела, залегают в зоне «корней» древней



Фиг. 22. Геологическая карта месторождения № 6

1 — дунитовые серпентиниты; *2* — пироксениты; *3* — габбро-диабазы; *4* — рудные тела; *5* — канавы и дудки; *6* — элементы залегания полосчатости руд. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1937 г.

коры выветривания, на что указывают прожилки и желваки магнезита. Местами в рудах, под действием гипергенных процессов, выщелачивается силикатный цемент, и они становятся рассыпчатыми и порошковатыми.

Простирание рудного тела, вскрытого на описываемом участке карьером, ЮЗ 240°, падение к ЮВ ∠ 25—30°. Рудное тело состоит из ряда подстилающих друг друга линз, в совокупности образующих рудоносную «свиту», которая прослежена на протяжении 120 м при мощности 15—20 м. Отдельные рудные линзы слагаются различными типами руд, в расположении которых не наблюдается никакой закономерности. Среди руд развиты, главным образом, вкрапленные полосчатые типы. Ориентировка полосчатости более или менее выдержанная — азимут падения 150° ∠ 25°.

[1] Химическая характеристика приводится в сводной табл. 10 и в главе «Минералого-химическая характеристика руд».

Мощность отдельных полос колеблется в широких пределах — от нескольких дециметров до нескольких миллиметров. В большинстве случаев полосчатость обусловливается чередованием полос различной густоты вкрапленности рудных зерен. Встречаются полосы, почти лишенные рудной вкрапленности; местами безрудные серпентиниты образуют линзы внутри рудных тел, и, в противоположность им, среди бедновкрапленных руд отмечаются полосы и линзы сплошных руд.

Карьер № 6. Расположен в 5.5 км к СЗ от пос. Хабарного. Месторождение занимает площадь около 0.7 км^2, вскрыто карьером, серией канав и дудок (см. карту, фиг. 22).

Вмещающими породами являются дунитовые серпентиниты, содержащие многочисленные желваки и прожилки магнезита. Серпентиниты со всех сторон окружены пироксенитами; в приконтактных частях обе породы проникают друг в друга апофизами и языками.

В восточной части месторождения описываемый комплекс пород сечется дайкой габбро-диабазов (мощность 10—15 м), простирающейся по азимуту 20°. В карьере рудное тело пересекает жила горнблендита (мощность 0.3 м), протягивающаяся в северо-восточном направлении. Вследствие незначительной мощности жила горнблендита на карту не нанесена.

Многочисленные рудные тела описываемого месторождения имеют линзообразную форму с сечением в плане от 1 × 5 м до 5 × 87 м. Падение их довольно хорошо выдерживается в пределах 200—250° ∠ 25—45°. Границы с вмещающими породами резкие. Главная рудная линза подсечена карьером и рядом канав, пройденных к СЗ от выработки. Простирается линза в северо-западном направлении на протяжении 87 м, сохраняя падение на ЮЗ 205—230° ∠ 25—30°. Местами рудные тела осложнены микросбросами; такого рода смещения наблюдались в южном и западном бортах карьера.

Хромитовые руды данного месторождения представлены преимущественно типом полосчатого вкрапленника и значительно в меньшей степени равномерным вкрапленником. Элементы залегания полосчатости аналогичны таковым самих рудных тел.

Месторождение № 7. Месторождение находится в 350 м к В от карьера № 6. Рудоносный участок разведан скважинами, дудками и канавами.

Вмещающими породами служат дунитовые серпентиниты, изобилующие прожилками и желваками магнезита. По данным горных выработок, рудные тела имеют линзовидную форму, простираются с СВ на ЮЗ, падая к ЮВ под углом 25—30°. Протяженность рудных тел — 10—15 м, мощность — от нескольких сантиметров до 2—3 м. Максимальная концентрация руд приурочена к глубине 25—30 м; местами руды выходят непосредственно на поверхность. Границы руд с вмещающими породами резкие.

Руды этого месторождения представлены типом равномерного и полосчатого вкрапленника.

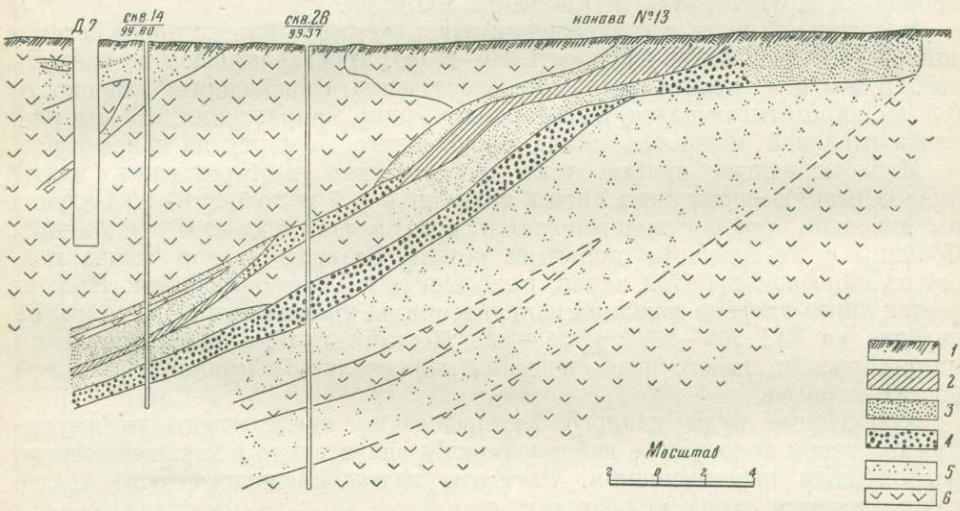
Карьер № 8. Расположен в 600 м к ЗСЗ от месторождения № 6. Площадь рудного участка (1 км^2) разведана серией скважин, дудок и канав; карьер задан в северо-западной части главного рудного тела. Вмещающими породами служат дунитовые серпентиниты, окаймленные с севера и юга пироксенитами. В западной части рудоносного участка проходит (азимут 30°) дайка габбро-диабазов, мощностью 4—5 м. Из других жильных образований в северном и восточном бортах карьера встречены жилы горнблендитов, мощностью до 0.2 м, падающие к ЮВ 120° ∠ 85°.

Представление о морфологии рудного тела дает профиль (фиг. 23), составленный геологом К. К. Станкевичем (Станкевич и Зайцев, 1935) по скважинам, заданным вкрест простирания рудного тела. Профиль показывает, что максимальное оруденение концентрируется на глубине 10—20 м.

Рудные линзы имеют изменчивую мощность от десятых долей до 10—15 м, падение их на ЮЗ 205—215° ∠ 13—20°; аналогичные значения имеют и элементы залегания полосчатости.

В северо-восточном углу карьера в рудном теле установлены смещения сбросового характера. Отдельные рудные полосы — «пласты» разорваны и смещены в вертикальном направлении, причем амплитуда сбросов не превышает 0.5 м, а иногда выражается несколькими сантиметрами.

Руды этого месторождения представлены исключительно типом полосчатого вкрапленника. Отдельные рудные полосы имеют пластовую форму с параллельными зальбандами, в большинстве случаев резкими. Полосчатость обусловливается чередованием полос богатого вкрапленника со средним и бедным; наблюдается также перемежаемость рудных полос с безрудными.



Фиг. 23. Геологический разрез по скважинам, пройденным на месторождении № 8

1 — растительный слой; *2* — богатый вкрапленник; *3* — бедный вкрапленник; *4* — средний вкрапленник; *5* — весьма бедный вкрапленник; *6* — дунитовые серпентиниты. Из материалов Хабарнинской геол.-разв. партии (руков. геолог К. К. Станкевич, 1937 г.)

Карьер № 9. Расположен в 4.3 км к СЗ от пос. Хабарного. Площадь месторождения не превышает 0.6 км^2; разведана серией дудок, канав и карьеров.

Рудные тела приурочены к дунитовым серпентинитам, которые с В и Ю окаймляются пироксенитами (см. схематическую карту, фиг. 24). Вмещающие породы и рудные тела секутся дайками горнблендитов, простирающимися в СВ направлении (азимут 30°); мощность жил варьирует от 10 см до 1.5 м.

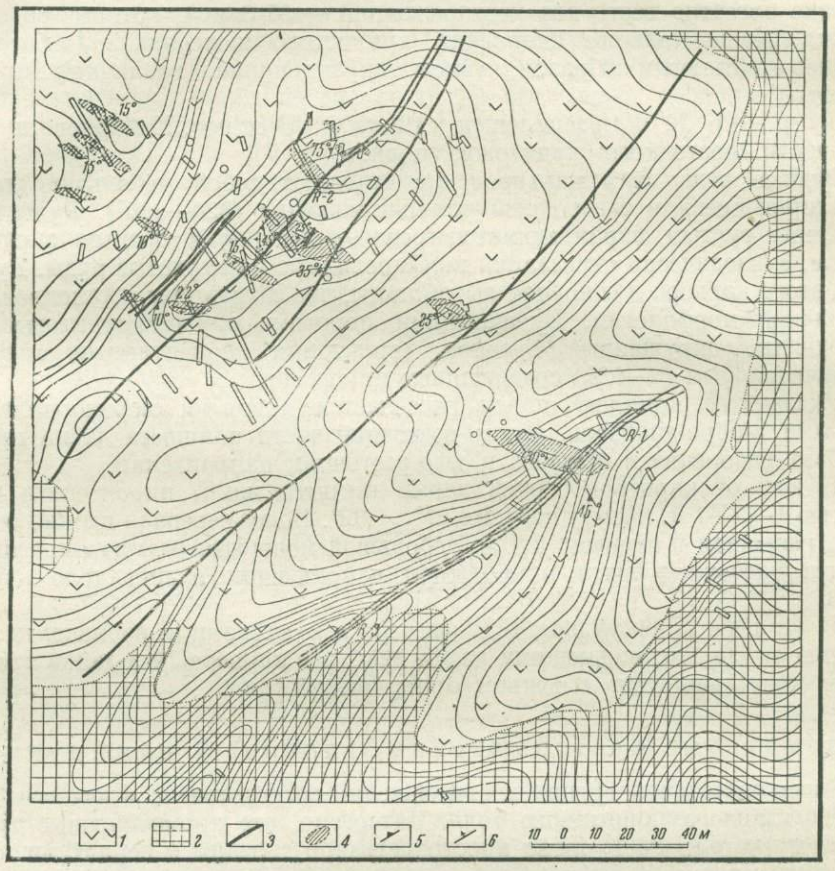
Рудные тела, сосредоточенные, главным образом, в северо-западной части месторождения, имеют линзообразную форму. Сечение рудных тел варьирует от 2 × 10 м до 10 × 30 м, падение колеблется в пределах 190—200° ∠ 10—22°. Аналогичными элементами залегания характеризуется и полосчатость руд.

Хромитовые руды представлены типом полосчатого и равномерного вкрапленника.

Карьер № 10. Месторождение расположено в 1 км к ЮЗ от карьера № 8, в 4—5 км к СЗ от пос. Хабарного. Рудоносный участок разведан серией скважин, дудок и канав; карьер задан в центральной части месторождения.

Вмещающими породами служат дунитовые серпентиниты, окаймленные со всех сторон пироксенитами. В средней части серпентинитового поля проходят дайки горнблендита, мощностью 0.2—0.5 м, простирающиеся почти в широтном направлении.

Взаимоотношения дунитов с пироксенитами хорошо наблюдаются в канавах, расположенных к ЮВ от карьера. Выработки показывают, что в кон-



Фиг. 24. Геологическая карта месторождения № 9

1 — дунитовые серпентиниты; *2* — пироксениты; *3* — горнблендиты; *4* — рудные тела; *5* — элементы залегания плоскостей отдельности серпентинитов; *6* — элементы залегания полосчатости руд. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1938 г.

такте между указанными породами появляется небольшая зона верлитов, местами же пироксениты проникают в дуниты в виде узких апофиз и полосок.

Рудные тела сосредоточиваются в центральной части месторождения. Форма их гнездообразная и линзообразная, глубина залегания — от 0 до 5 м. Любопытно, что в северо-восточной части месторождения рудные тела падают к СВ под углом 30—45°, а в юго-западной части планшета падение рудных тел меняется на ЮЗ, под теми же углами. Полосчатость руд падает к СЗ $\angle$ 70°. Руды представлены типом равномерного и полосчатого вкрапленника.

Хромитовые месторождения «восточного» дунитового поля

Описываемые месторождения приурочены к узкой меридиональной дунитовой полосе, располагающейся западнее пос. Хабарного и названной нами «восточным» дунитовым полем. С западной стороны указанные дуниты граничат с пироксенитами, с восточной — с гарцбургитами. На этом участке известно всего два месторождения — № 3 и 4, которые содержат весьма незначительные скопления хромистого железняка. Руды представлены, главным образом, типом вкрапленника различной степени густоты.

Карьер № 3/4 расположен в 1.7 км к СЗ от пос. Хабарного, в средней части «восточного» дунитового поля.

Рудные тела этих карьеров представляют собой небольшие линзы, простирающиеся в северо-западном направлении (320—340°). Руды представлены густым вкрапленником, реже — средним и бедным вкрапленником, эпизодически отмечаются порфировидные и пятнистые руды. Рудные тела этого карьера в основном выработаны, что затрудняет установление их первичной морфологии. Вмещающими породами служат дунитовые серпентиниты, окруженные ореолом верлитовых серпентинитов с весьма незначительным (3—5%) содержанием пироксена.

Указанный комплекс пород рассекается мощными меридиональными дайками габбро-диабазов. В юго-восточной части планшета дайка габбро-диабаза разорвана и смещена в юго-восточном направлении.

К югу от карьеров серией канав вскрыты жилы пироксенита мощностью 1—5—7 м, азимут падения 27° ∠ 32°. Более северная из жил осложнена разрывом и смещена к СЗ. Небольшой мощности (0.3 м) жила пироксенита рассекает почти в широтном направлении рудное тело карьера № 3.

В карьере № 4 рудное тело рассекается дайками горнблендита мощностью около 1 м, падающими на СЗ 325°, а в карьере № 3 дайка этой породы констатирована в южном борту выработки.

Хромитовые месторождения «главного» поля дунитов

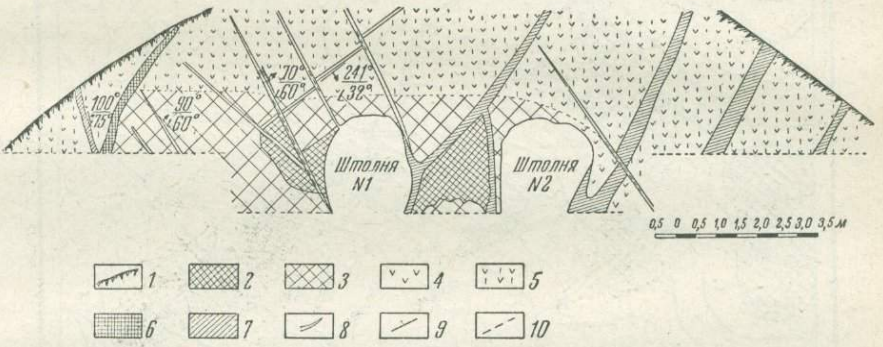
Рассматриваемая группа месторождений сосредоточена в юго-восточной части «главного» дунитового поля. Интересно, что хромитоносные дуниты местами (карьер № 1) тесно пространственно связаны с верлитами. Всего здесь известно три месторождения хромистого железняка — № 1, 2 и 11 и, кроме того, ряд рудных точек, вскрытых канавами. Руды этих месторождений представлены типом вкрапленника, реже — полосчатыми разностями. Как показывают выработки, описываемые месторождения не отличаются значительными скоплениями хромистого железняка.

Карьер № 1. Месторождение расположено в 2.2 км к ЮВ от Хабарнинской обогатительной фабрики, в южной части «главного» дунитового поля. В этом карьере основная масса рудного тела уже выработана, и лишь оставшаяся часть, в северном борту выработки, позволяет реставрировать его форму в виде несколько вытянутого гнезда, с сечением 10 × 6 м (фиг 25). Падение рудного тела — СЗ 260° ∠ 60° — установлено путем замера его контактных поверхностей с вмещающими породами.

В южной стороне карьера после выработки сохранились лишь мелкие изолированные гнезда хромита. Хромитовые руды представлены преимущественно типом вкрапленника, полосчатые и сплошные руды имеют подчиненное развитие. В зависимости от густоты вкрапленности рудных зерен различаются густо-, средне- и бедновкрапленные руды; переходы между ними постепенны.

Вмещающими породами являются фисташково-зеленые дунитовые серпентиниты. Последние постепенно переходят в буровато-зеленые амфиболизированные верлиты, содержащие весьма незначительное (3—6 %) количество пироксена. В восточной части выработки упомянутые верлиты приобретают нормальный состав, а в южном борту устанавливается чередование их с полосами дунитов, простирающимися на СЗ 300—310°. На территории карьера большим распространением пользуются жильные породы — горнблендиты, пироксениты и карбонатно-хлоритовые породы.

Мощность жил горнблендитов и пироксенитов измеряется десятыми долями метра, падение обычно ЮЗ 235—241° ∠ 32—60°. Жилы карбонатно-хлоритовых пород по мощности не превышают нескольких сантиметров и имеют преимущественно падение на В 70—100° ∠ 55—75° и, как исключение, на ЮЗ. По времени образования карбонатно-хлоритовые прожилки северо-западного направления являются более поздними, так как секут дайки горнблендитов и прожилки того же состава, но северо-восточного простирания. Последние местами разорваны и смещены. В во-



Фиг. 25. Зарисовка северной стенки карьера № 1

1 — растительный слой; *2* — богатый вкрапленник; *3* — бедный вкрапленник; *4* — дунитовые серпентиниты; *5* — амфиболизированные верлиты с незначительным содержанием первичного пироксена; *6* — жильные пироксениты; *7* — горнблендиты; *8* — карбонатно-хлоритовые и серпофитовые жилы; *9* — элементы залегания жил; *10* — линии смещения. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1938 г.

сточной части северного борта согласно с карбонатно-хлоритовыми прожилками проходит линия разрыва дайки горнблендита, которая здесь претерпела смещение в юго-восточную сторону. В том же направлении ориентируется сброс по рудному телу, с амплитудой смещения около 1 м.

Таким образом, резко намечаются две системы жил, разновременных по образованию, падающих на СВ и на ЮЗ.

Месторождение № 2. Расположено в 2.1 км к ЮЗ от Хабарнинской обогатительной фабрики, в 600 м к ССЗ от карьера № 1, в южной части «главного» дунитового поля.

Месторождение объединяет три карьера — 2a, 2b и 2c. Карьер 2c расположен на гребне сопки; в 100 м к ЮВ от него, на склоне той же сопки, находится карьер 2b, юго-восточнее которого расположен большой карьер 2a.

Хромитовые руды приурочены к зеленовато-серым дунитовым серпентинитам; в зонах тектонических нарушений серпентиниты смяты, брекчированы, с зеркалами скольжения и многочисленными трещинами отдельности. Преобладают два направления трещин: 1) азимут падения 122—185° ∠ 40—63° и 2) падение на ЮЗ 240—255° ∠ 50—85°.

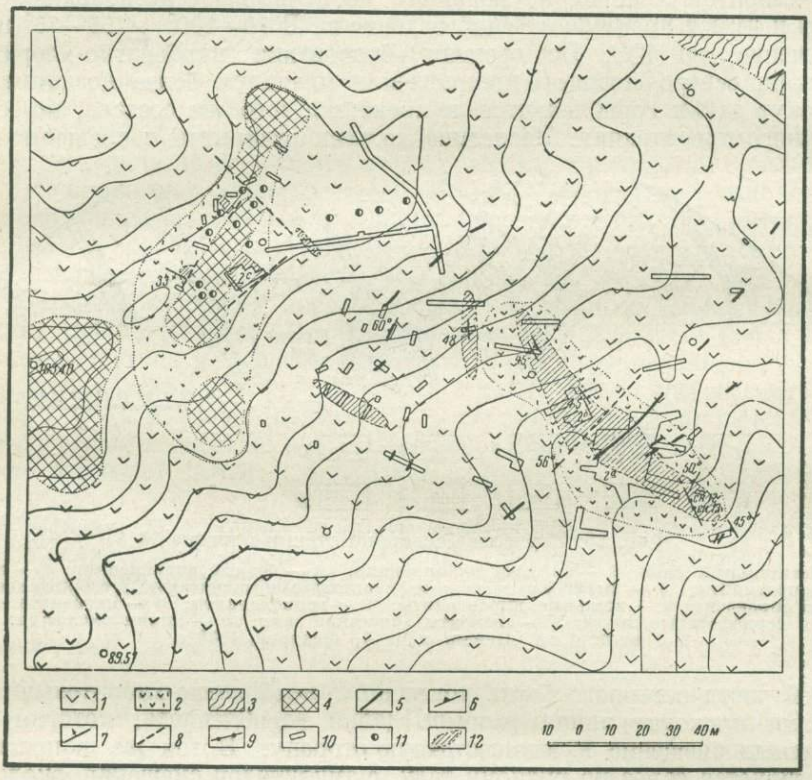
В северо-восточной части рудоносного участка зарегистрированы довольно крупные выходы серпентинизированных верлитов.

Серпентиниты секутся серией даек горнблендитов (мощность 0.5—1 м, азимут падения 312° ∠ 40—47°) и жилами карбонатно-хлоритовых пород.

В северо-западной части планшета проходит довольно мощная (15—20 м) дайка габбро-диабаза (азимут падения 120° ∠ 70°), осложненная последующими смещениями (см. карту, фиг. 26). Вследствие плохой обнаженности характер смещений дайки указан только в отдельных местах; контакты дайки на карте нанесены условно.

После этих общих замечаний по месторождению в целом перейдем к краткой характеристике отдельных карьеров.

К а р ь е р 2а. Рудное тело этого карьера имеет форму широкой линзы, с юго-западным падением 230° ∠ 45° и юго-восточным склонением; начинается оно от поверхности и уходит на глубину 4—5 м. В центральной части



Фиг. 26. Геологическая карта месторождения № 2

1 — дунитовые серпентиниты; *2* — зоны перемятых и брекчиированных дунитовых серпентинитов; *3* — верлиты; *4* — габбро-диабазы; *5* — горнблендиты; *6* — элементы залегания плоскостей отдельности серпентинитов; *7* — элементы залегания полосчатости руд; *8* — линии смещения; *9* — линия профиля с указанием номеров скважин; *10* — канавы; *11* — дудки; *12* — рудные тела. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1938 г.

рудная линза разорвана и смещена к ЮЗ. Пространственное положение рудного тела дается на профиле (фиг. 27), составленном по данным скважин № 12 и 13. Как показывает профиль, главное рудное тело подстилается на глубине еще рядом мелких и крупных линз, образующих в совокупности рудную «свиту».

Рудное тело рассекается серией даек горнблендитов (мощностью 0.5—1 м), которые в восточной части карьера смещены в юго-восточном направлении.

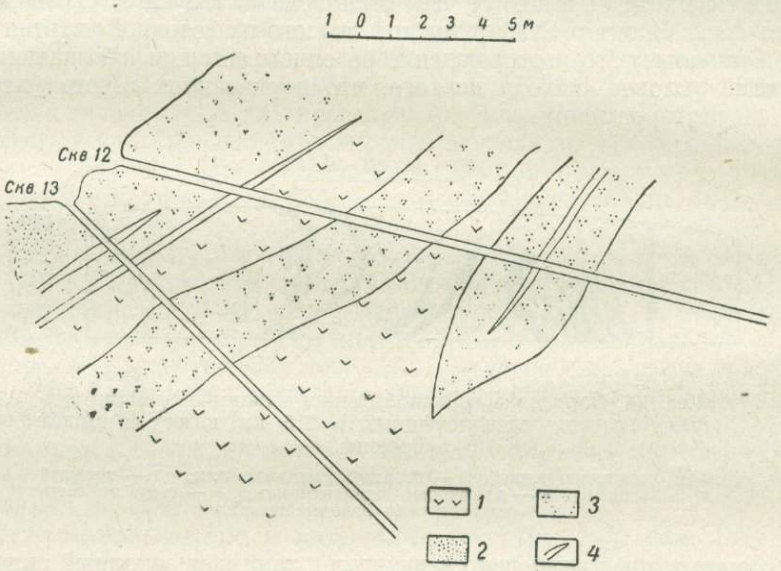
Вокруг рудного поля вмещающие серпентиниты сильно смяты, брекчиированы и пронизаны сетью трещин.

В этом карьере наибольшим распространением пользуются бедно-

и средневкрапленные руды; встречаются руды с силикатными нодулями (псевдонодулярные) и полосчатой текстуры. Элементы залегания полосчатости более или менее выдержанные — азимут падения 200—240° ∠ 28—40°.

Карьер 2b задан в северо-западной части той же рудной линзы, которая вскрыта карьером 2а. От этого карьера рудное тело прослеживается к СЗ на протяжении около 25 м. В северном борту выработки рудное тело сечется дайками горнблендита (мощность 0.5, азимут падения 280° ∠ 40°). На месторождении развиты вкрапленные, полосчатые и, реже, «псевдонодулярные» руды. Элементы залегания полосчатости: азимут падения 220—230° ∠ 40—85°.

Карьер 2с. Рудное тело этого карьера ограничено с ЮВ линией смещения, а с СЗ — дайкой габбро-диабазов. Последняя к С от карьера разорвана и смещена в юго-восточном направлении. Рудное тело и осложненная дайка лежат в зоне интенсивно смятых и брекчиированных серпентинитов.



Фиг. 27. Геологический разрез месторождения № 2

1— дунитовые серпентиниты; *2* — бедный вкрапленник; *3*— весьма бедный вкрапленник; *4* — магнезит. Из материалов Хабарнинской геол.-разв. партии (руков. геолог К. К. Станкевич, 1935 г.)

с характерными зеркалами скольжения. В северном борту карьера проходит дайка горнблендита (азимут 25°), включающая рудную брекчию. Руды описываемого карьера представлены полосчатым вкрапленником; полосчатость падает на ЮЗ 235° ∠ 40°. К СЗ от дайки габбро-диабазов, а также в средней части месторождения констатированы мелкие рудные линзы вкрапленных и полосчатых руд.

Месторождение № 11. Расположено в 2.3 км к ЮЗ от Хабарнинской обогатительной фабрики, в 220 м к ЮВ от карьера № 1. Площадь месторождения не превышает 0.7 км², рудные тела вскрыты рядом мелких (1 .5—2 м) канав.

Руды приурочены к брекчиированным дунитовым серпентинитам, которые окружаются небольшой зоной хлоритизированных и амфиболитизированных верлитов, содержащих весьма незначительное количество пироксена. Узкая (2—3 м) зона верлитов быстро сменяется дунитовыми серпентинитами.

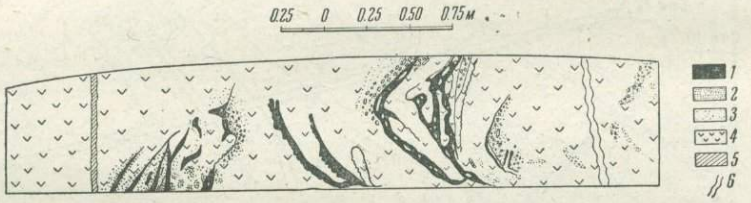
В западной части планшета дуниты постепенно переходят в гарцбургиты.

Описываемые дунитовые серпентиниты секутся серией мелких даек (мощность 0.3—3 м) хлоритизированных пироксенитов и горнблендитов, имеющих простирание СЗ 310—312°. В северо-восточной части месторождения одна из даек горнблендита разорвана и смещена в юго-восточном направлении.

В крайней юго-западной точке констатированы выходы жильных габбро-диабазов, простирающиеся в меридиональном направлении. Рудные проявления сосредоточены в восточной части месторождения; рудоносные участки сильно нарушены и со всех сторон ограничиваются линиями смещения, что крайне затрудняет установление их первоначальной конфигурации. Мелкие рудные тела средней части месторождения имеют линзообразную и гнездообразную форму.

Руды представлены типом равномерного и полосчатого вкрапленника. Элементы залегания руд выдерживаются в пределах 305—310° ∠ 65—75°.

Месторождение № 12 расположено в 2 км к СЗ от месторождения № 2. В отчете Хабарнинской геолого-разведочной партии (геолог К. К. Станкевич) это месторождение не описывается, и обозначение № 12 дано нами условно, исходя из того, что в указанном отчете фигурирует всего 11 месторождений.



Фиг. 28. Зарисовка западной стенки канавы в районе рудных выходов, расположенных в 1.5 км к югу от вышки «Горюн»

1 — сплошная руда; *2* — богатый вкрапленник; *3* — средний вкрапленник; *4* — дунитовые серпентиниты; *5* — горнблендиты; *6* — магнезито-хлоритовые прожилки

Месторождение приурочено к дунитам и занимает западный склон высокой сопки, по вершине которой в меридиональном направлении проходит мощная (20 м) дайка габбро-диабаза. К С от выработки дайка разорвана и смещена к В почти в широтном направлении. Вмещающие дуниты сильно брекчиированы и имеют зеркала скольжения. Рудное тело незначительных размеров, оно также нарушено и смещено аналогично дайке габбро-диабаза. По неполным наблюдениям можно высказать предположение, что первоначально рудное тело имело линзовидную форму, хотя элементы залегания с достоверностью и не определяются. Руды этого месторождения представлены типом среднего и богатого вкрапленника, а также весьма характерными рудами брекчиевидной текстуры.

Кроме вышеописанных месторождений в «главном» дунитовом поле встречен ряд рудных точек, вскрытых канавами. Так, например, в 1.5 км к Ю (по азимуту 190°) от триангуляционного пункта «Горюн» канавами вскрыты весьма интересные рудные проявления. Здесь в дунитах среди среднего и богатого вкрапленника отмечаются тонкие ветвистые жилки сплошных хромитовых руд, которые как бы проникают по трещинкам в дуниты, как изображено на прилагаемой зарисовке (фиг. 28).

В 1 км к ЮВ от месторождения № 2 канавы вскрывают руды нодулярной текстуры.

Таким образом, из краткого описания отдельных месторождений вытекает, что все хромитовые месторождения приурочены только к дунитам.

Несколько своеобразное положение занимают хромитоносные дуниты «северо-западного» поля, которые залегают среди пироксенитов, имея с ними одинаковые условия залегания. С рассматриваемыми дунитами связаны главные скопления хромистого железняка.

Для рудных тел всех месторождений характерны линзовидная и гнездообразная формы, резкие границы с вмещающими породами и довольно непостоянные масштабы рудных тел, варьирующие в широких пределах. Характерно, что слагающие рудные тела отдельные рудные линзы, полосы и гнезда сильно сближаются и последовательно подстилают друг друга, образуя рудоносные «свиты», в которых наблюдается чередование прослоев различных типов руд без видимой закономерности. Рудные линзы в большинстве месторождений вытянуты в северо-западном направлении, при падении к ЮЗ.

Любопытные закономерности установлены при учете условий залегания рудных тел «северо-западного» дунитового участка. В месторождении 5/II они простираются в СЗ направлении и падают к ЮЗ под углом 40°. Юго-восточнее, в карьере 5/I, простирание рудных линз сменяется на ВСВ, с падением на ЮВ под углом 25—30°. Далее к ЮВ, в месторождении № 6, руды снова приобретают СЗ простирание, падая к ЮЗ под углом 25—30°; восточнее, в карьере № 7, простирание изменяется на СВ, с падением на ЮВ под тем же углом. В № 8 и 9 элементы залегания рудных тел почти те же самые, что и в месторождении № 6, за исключением только более пологих углов падения (10—25°).

Интересны условия залегания руд месторождения № 10 (по К. К. Станкевичу), которые, простираясь в СЗ направлении, падают в северной части месторождения к СВ ∠ 30—45°, в южной — к ЮЗ ∠ 30°, в результате чего создается впечатление, будто рудное тело имеет антиклинальное строение. Указанное пространственное положение рудных тел вполне согласуется с контурами вмещающих дунитов, заметные изгибы которых обычно приводят к изменению простирания рудных тел (см. карту, фиг. 3).

Руды представлены почти исключительно типом полосчатого вкрапленника, причем характерно, что ориентировка полосчатости вполне согласуется с условиями залегания рудных тел.

Другие многообразные и интересные текстуры руд, как нодулярные, пятнистые, псевдонодулярные, брекчиевидные и массивные, имеют крайне ограниченное распространение.

Минералого-химическая характеристика хромитовых руд

Изучению вещественного состава хабарнинских руд до 1937 г. почти не уделялось внимания, между тем как знание минералогического и химического их состава было особенно необходимо в виду повышенного содержания в них железа, особенно трехвалентного. Такое изучение имело не только теоретическое, но и решающее практическое значение, так как должно было определить технологические и промышленные качества руд. Поэтому нами были приняты все меры для более обширной химической характеристики типов руд.

Результаты наших исследований показали, что минералогический состав хабарнинских руд для всех месторождений весьма однообразен. Первичными минералами являются хромшпинелиды и оливин; эпимагматические образования представлены преимущественно хризотилом; в резко подчиненном количестве отмечаются серпофит, антигорит «рудная пыль», тальк, хлорит, тремолит и карбонаты Mg и Ca. С процессами гипергенеза связано образование магнезита, хлоритоподобного вещества, халцедона, опала и водных окислов железа.

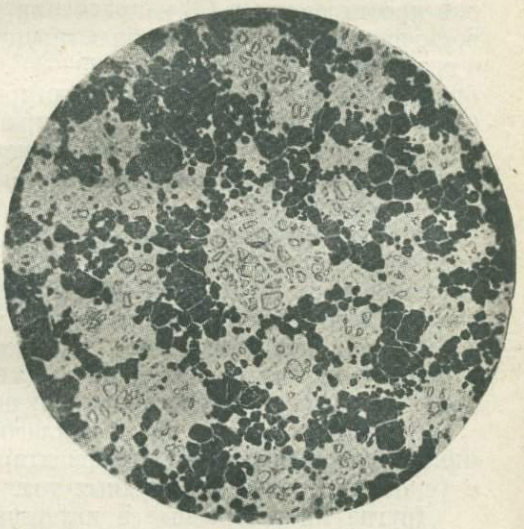
1. Хромшпинелиды

Хромшпинелиды являются рудообразующими минералами. Физически свойства их обычны: цвет черный, блеск полуметаллический, магнитность слабая, твердость от 7 до 8; в отраженном свете хромшпинелиды имеют серовато-белый цвет, а в косом отраженном свете дают слабый внутренний рефлекс.

Зернам хромшпинелидов свойственна идиоморфная форма, значительно реже встречаются индивиды суб- и ангедральных очертаний. Характерно, что как идиоморфные, так и ксеноморфные зерна имеют слегка сглаженные углы (фиг. 29); в отдельных случаях содержат мелкие включения зерен оливина, обычно замещенного хризотилом. Поперечники рудных зерен колеблются в пределах 0.05—0.5 мм и только в сплошных рудах достигают 1 мм. На ряду с такими относительно крупными зернами выделяются мелкие индивиды хромшпинелидов и оливина, с диаметром 0.02—0.05 мм, которые обычно распределяются вокруг более крупных рудных зерен (фиг. 30).



Фиг. 29. Хромитовая руда в полированном шлифе
Зерна хромшпинелидов (белые) имеют слегка сглаженные углы и включают мелкие идиоморфные зерна оливина (черное). Общая масса — серпентин. Увелич. 25. Обр. 4



Фиг. 30. Хромитовая руда петельчатой текстуры
Черное — хромшпинелиды, серое — серпентин, серое рельефное — реликты оливина. Без анализатора. Увелич. 25. Шлиф 118

Взаимоотношения хромшпинелидов с силикатными минералами (оливин), определяющие структуру руд, могут быть в основном сведены к двум случаям:

1. Отдельные зерна оливина и сростки зерен образуют крупные (1—4 мм) овальные обособления, мелкозернистый же аггрегат хромшпинелидов и оливина с эвгедральными очертаниями рудных зерен и ангедральными зернами оливина занимает интерстиции между ними (фиг. 30). Такие соотношения очень напоминают сидеронитовую структуру руд, отличаясь, однако, тем, что в интерстициональной массе на ряду с рудным минералом участвуют и силикаты.

2. Индивиды хромшпинелидов имеют явно эвгедральные очертания, в то время как силикатный минерал резко ксеноморфен (фиг. 31).

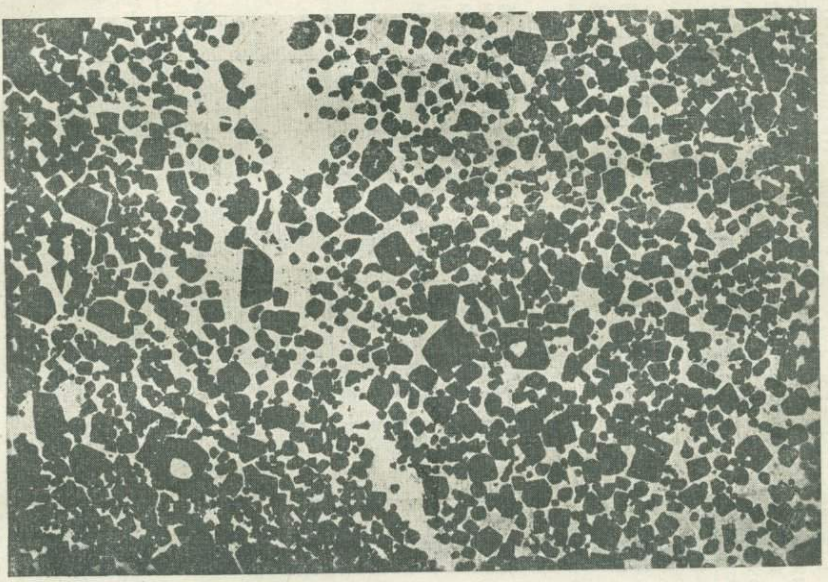
Последний случай взаимоотношений рудных и силикатных минералов особенно свойственен густовкрапленным и массивным рудам.

Переходя к описанию вещественного состава хромшпинелидов, напомним, что они принадлежат к классу шпинели и представляют собой изо-

морфные смеси, в состав которых входят: двухвалентные Mg, Fe¨, Mn, Zn и трехвалентные Cr, Al и Fe‴. В зависимости от соотношений этих компонентов, А. К. Болдырев (1935) предложил выделять, кроме собственно хромита ($FeCr_2O_4$), еще ряд минеральных видов, как, например, алюмохромпикотит, магнохромит, хромпикотит, магноферрихромит и др.

В связи с тем, что в состав хабарнинских руд на ряду с хромшпинелидами входит в значительном количестве серпентин, пробы руд предварительно обогащались для получения рудного концентрата, а затем подвергались химическому анализу. Это давало возможность произвести пересчет на состав чистого хромшпинелида.

Пересчеты [1] анализов на молекулярные группировки показали, что преобладающими минеральными видами хромшпинелидов (по А. К. Болдыреву) являются магнохромит и хромпикотит, значительно меньшим рас-



Фиг. 31. Густовкрапленная хромитовая руда
Зерна хромшпинелидов (черное) идиоморфные. Основная масса — серпентин по оливину (серое). Без анализатора. Увелич. 16. Шлиф 40

пространением пользуется магнохромит-хромпикотит и эпизодически встречаются феррихромшпинель и феррихромпикотит (табл. 10).

Характерной особенностью вещественного состава изученных хромшпинелидов является повышенное содержание железа и особенно Fe_2O_3 (см. табл. 10). Несмотря на это, большинство хромшпинелидовых зерен просвечивает красновато-коричневым цветом и имеет коэффициент отношения $R_2O_3 : RO$, близкий к единице.[2]

По высокому содержанию FeO от 11.17 до 18.48% и Fe_2O_3 от 4.2 до 10.1% хабарнинские руды отличаются от кемпирсайских, кракинских, халиловских и других, в которых содержание FeO достигает 12—15%, а Fe_2O_3 не превышает 1.5—5%. Наоборот, они близки к некоторым разностям нижнетагильских руд, содержащих до 14.9% FeO и до 10.8% Fe_2O_3.

---

[1] Методика пересчета подробно указана в работе А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина (1937).

[2] Хромшпинелиды с коэффициентом отношения $R_2O_3 : RO$, близким единице, считаются неизмененными.

Таблица 10

Химический состав концентратов хромитовых руд Хабарнинских месторождений

Окислы	Карьер 2а, обр. 2				Карьер 2а, обр. 3				Карьер 2а, обр. 4				Карьер 2а, обр 220*			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	2.78	0047	—	—	1.53	0025	—	—	1.48	0025	—	—	3.16	0052	—	—
Al_2O_3	8.44	0082	0082	8.6	9 60	0094	0094	9.6	8.58	0084	0084	8.6	9.60	0094	0094	9.8
Cr_2O_3	53.65	0353	0353	37.3	54.61	0359	0359	36.8	54.46	0358	0358	36.7	52.46	0345	0345	36.4
Fe_2O_3	10.28	0064	0064	4.1	14.04	0088	0088	3.6	8.47	0053	0053	4.7	10.68	0067	0067	3.9
FeO	8.84	0122	0122	18.1	6.74	0093	0093	20.5	14.18	0197	0197	21.5	10.20	0142	0142	20.9
MgO	14.86	0372	0302	31 9	12.99	0325	0288	29.5	12.62	0315	0278	28.5	14.20	0355	0277	29.0
CaO	0 00	—	—	—	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—
$+H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.38	0021	—	—	0.26	0014	—	—	0.75	0042	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.23	—	—	100.0	99.77	—	—	100.0	100.54	—	—	100.0	100.30	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.17				1.4				1.04				1.2	
$Cr_2O_3 : «FeO»$	2.9				2.8				2.5				2.6			
$Fe_2O_3 : FeO$	1.16				2.08				0.6				1.05			
Минеральный вид, по Болдыреву	Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$ . . . 17.2 $MgO \cdot Cr_2O_3$ . . . 46.6 $FeO \cdot Cr_2O_3$ . . . 28.0 $FeO \cdot Fe_2O_3$ . . . 8.2				19.2 39.8 33.8 7.2				17.2 39.7 33.9 9.2				19.6 38.4 34.2 7.8			
Сумма			100.0		100.0				100.0				100.0			

Продолжение табл. 10

Окислы	Карьер 1, обр. 19				Карьер 1, обр. 20				Карьер 11, обр. 25				Карьер 3/4, обр. 39			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	4.54	0075	—	—	2.06	0035	—	—	1.79	0030	—	—	2.26	0038	—	—
Al_2O_3	9.94	0096	0096	10.4	9.51	0093	0093	9.8	8.46	0083	0083	8.5	9.38	0092	0092	9.6
Cr_2O_3	49.07	0323	0323	35.3	50.68	0334	0334	35.0	54.85	0361	0361	37.2	55.40	0364	0364	37.7
Fe_2O_3	6.76	0043	0043	4.3	10.10	0063	0063	5.2	5.65	0036	0036	3.7	4.20	0026	0026	2.7
FeO	12.20	0169	0169	19.1	15.08	0210	0210	24.7	18.48	0256	0256	26.3	13.93	0193	0193	19.8
MgO	15.82	0395	0283	30.9	11.75	0293	0241	25.3	11.31	0282	0237	24.3	13.96	0350	0293	30.2
CaO	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—	—
$+ H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.98	0055	—	—	0.09	0006	—	—	0.00	0030	—	—	0.00	—	—	—
Сумма	99.31	—	—	100.0	99.27	—	—	100.0	100.54	—	—	100.0	99.13	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.02				1.08				0.96				1.0	
$Cr_2O_3 : «FeO»$	2.6				2.1				2.3				3.1			
$Fe_2O_3 : FeO$	0.55				0.68				0.3				0.3			
Минеральный вид, по Болдыреву	Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$ . . . 20.8 $MgO \cdot Cr_2O_3$ . . . 40.6 $FeO \cdot Cr_2O_3$ . . . 30.0 $FeO \cdot Fe_2O_3$ . . . 8.6				19.6 31.1 39.2 10.2				17.0 31.6 42.8 8.6				19.2 41.1 34.3 5.4			
Сумма				111.0				100.0				100.0				100.0

Продолжение табл. 10

Окислы	Карьер 3/4, обр. 40				Карьер 3/4, обр. 105*				Карьер 9, обр. 103*				Карьер 9, обр. 46			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	3.43	0057	—	—	1.10	0018	—	—	7.00	0117	—	—	1.91	0015	—	—
Al_2O_3	8.54	0083	0083	8.5	8.10	0079	0079	8.0	10.54	0103	0103	11.5	11.58	0114	0114	11.6
Cr_2O_3	54.53	0358	0358	38.3	57.96	0381	0381	38.7	47.09	0309	0309	34.6	51.32	0337	0337	34.0
Fe_2O_3	5.26	0033	0033	3.2	9.88	0062	0062	3.3	7.74	0048	0048	4.0	11.48	0071	0071	4.4
FeO	12.36	0172	0172	18.9	10.22	0142	0142	20.7	9.51	0138	0138	17.8	6.93	0096	0096	15.1
MgO	15.08	0377	0292	31.1	12.66	0315	0288	29.3	18.51	0462	0288	32.2	14.79	0370	0346	34.9
CaO	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.43	0007	—	—
$\pm H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.22	0012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.22	0024	—	—
Сумма	99.42	—	—	100.0	99.92	—	—	100.0	100.39	—	—	100.0	99.66	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.02				1.2				1.09				1.17	
Cr_2O_3 : «FeO»	3.1				3.3				2.8				2.9			
$Fe_2O_3 : FeO$	0.42				0.97				0.81				1.6			
Минеральный вид, по Болдыреву	Магнохромит				Магнохромит				Магнохромит-хромпикотит				Хромшпинель			
Молекулярные группировки	17.0 45.2 30.8 7.0				16.0 42.5 34.9 6.6				23.0 41.1 27.9 8.0				23.2 46.6 21.4 8.8			
Сумма	100.0				100.0				100.0				100.0			

Продолжение табл. 10

Окислы	Карьер 5/II, обр. 51				Карьер 5/II, обр. 64				Карьер 5/II, обр. 65			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	3.15	0052	—	—	3.21	0053	—	—	3.47	0054	—	—
Al_2O_3	9.27	0091	0091	9.7	11.25	0110	0110	11.4	10.32	0101	0101	10.8
Cr_2O_3	50.29	0330	0330	35.0	51.87	0343	0343	35.7	49.85	0328	0328	35.0
Fe_2O_3	15.71	0098	0098	5.3	8.17	0051	0051	2.9	10.85	0068	0068	4.2
FeO	8.26	0115	0115	22.6	10.60	0147	0147	20.3	12.49	0174	0174	24.9
MgO	13.45	0336	0258	27.4	14.62	0365	0286	29.7	12.48	0312	0235	25.1
CaO	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—
$+ H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.60	0033	—	—	0.42	0023	—	—	0.46	0025	—	—
Сумма	100.73	—	—	100.0	100.14	—	—	100.0	99.92	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.39				1.16				1.21	
Cr_2O_3 : «FeO»	2.2				2.8				2.2			
$Fe_2O_3 : FeO$	1.9				0.77				0.86			
Минеральный вид, по Болдыреву	Феррихромпикотит				Магнохромит-хромпикотит				Магнохромит-хромпикотит			
Молекулярные группировки	19.4 35.4 34.6 10.6				22.8 36.6 35.0 5.8				21.6 28.6 41.4 8.4			
Сумма	100.0				100.0				100.0			

Продолжение табл. 10

Окислы	Карьер 5/II, скв. 101, глуб. 73.5—76.9, обр. 5000				Карьер 5/II, скв. 101, глуб. 70.5—72.5, обр. 5004				Карьер 5/II, скв. 32, глуб. 15.2—22.2, обр. 5005				Карьер 5/II, скв. 61, глуб. 11.05—14.8, обр. 5007			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	2.18	0037	—	—	2.45	0040	—	—	2.85	0031	—	—	2.73	0045	—	—
Al_2O_3	13.21	0129	0129	12.9	11.91	0117	0117	12.2	12.58	0124	0124	12.1	11.86	0116	0116	12.1
Cr_2O_3	50.85	0334	0334	33.6	50.39	0332	0332	35.0	50.30	0331	0331	32.6	52.29	0344	0344	36.3
Fe_2O_3	8.54	0053	0053	3.5	9.93	0062	0062	2.8	11.51	0072	0072	5.3	14.07	0088	0088	1.6
FeO	10.60	0147	0147	18.3	11.15	0155	0155	23.7	8.75	0122	0122	15.6	5.98	0083	0083	24.0
MgO	14.97	0374	0315	31.7	14.05	0315	0251	26.3	13.44	0350	0350	34.4	12.81	0320	0248	26.0
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$+H_2O$	0.11	0006	—	—	0.31	0017	—	—	0.12	0017	—	—	0.16	0011	—	—
Потери при прокал.	0.05	—	—	—	—	—	—	—	0.47	—	—	—	0.44	—	—	—
Сумма	100.51	—	—	100.0	—	—	—	100.0	—	—	—	100.0	—	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.1				1.2				1.2				1.6	
Cr_2O_3 : «FeO»	2.8				2.6				2.6				2.8			
$Fe_2O_3 : FeO$	0.8				0.89				1.32				2.35			
Минеральный вид, по Болдыреву	Хромпикотит				Хромпикотит				Хромпикотит				Хромпикотит			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$ 25.8 $MgO \cdot Cr_2O_3$ 37.6 $FeO \cdot Cr_2O_3$ 29.6 $FeO \cdot Fe_2O_3$ 7.0				24.4 28.2 41.8 5.6				24.2 44.6 20.6 10.6				24.2 27.8 44.8 3.2			
Сумма	100.0				100.0				100.0				100.0			

Продолжение табл. 10

Окислы	Карьер 5/II, скв. 32, глуб. 10.3—15.2, обр. 5008				Карьер 5/II, скв. 101, глуб 57.0, обр. 5011				Карьер 5/II, скв. 109, глуб. 55.0, обр. 5012				Карьер 5/II, скв. 49, глуб. 52.0, обр. 5013				Карьер 5/II, скв. 96, глуб. 50.0, обр. 5014			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	4.48	0080	—	—	2.68	0045	—	—	2.46	0040	—	—	3.37	0056	—	—	3.10	0052	—	—
Al_2O_3	11.67	0115	0115	12.6	10.96	0108	0108	11.3	11.33	0111	0111	11.6	10.33	0101	0101	10.9	10.86	0106	0106	11.3
Cr_2O_3	47.88	0315	0315	34.9	49.61	0326	0326	34.3	48.36	0318	0318	38.6	47.66	0313	0313	33.9	44.64	0293	0293	31.7
Fe_2O_3	9.42	0059	0059	2.5	9.63	0060	0060	4.4	9.67	0060	0060	4.8	9.04	0056	0056	5.2	15.63	0098	0098	7.0
FeO	10.36	0149	0149	24.3	13.41	0186	0186	23.5	16.07	0222	0222	26.4	16.33	0226	0226	26.2	12.66	0175	0175	25.8
MgO	14.43	0360	0232	25.7	13.07	0325	0253	26.5	11.55	0288	0224	23.6	12.40	0310	0220	23.8	12.39	0310	0226	24.2
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$+ H_2O$	0.39	0022	—	—	0.16	0008	—	—	0.35	0019	—	—	0.27	0014	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.00	—	—	—	0.12	—	—	—	—	—	—	—	0.30	—	—	—	0.32	0017	—	—
Сумма	—	—	—	100.0	—	—	—	100.0	—	—	—	100.0	—	—	—	100.0	—	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.3				1.1				1.09				1.04				1.2	
$Cr_2O_3 : «FeO»$	2.5				2.2				1.9				1.1				1.6			
$Fe_2O_3 : FeO$	0.9				0.71				0.6				0.55				1.24			
Минеральный вид, по Болдыреву	Хромпикотит				Хромпикотит				Хромпикотит				Хромпикотит				Феррихромпикотит			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$ 25.2 $MgO \cdot Cr_2O_3$ 26.2 $FeO \cdot Cr_2O_3$ 43.6 $FeO \cdot Fe_2O_3$ 5.0				22.6 30.4 38.2 8.8				23.2 24.0 43.2 9.6				21.8 25.8 42.0 10.4				22.6 25.8 37.6 14.0			
Сумма			100.0				100.0				100.0				100.0				100.0	

Продолжение табл. 10

Окислы	Карьер 5/I, обр. 66				Карьер 5/I, обр. 68				Карьер 5/I, обр. 69			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	2.90	0048	—	—	2.20	0037	—	—	2.07	0035	—	—
Al_2O_3	11.46	0113	0113	11.7	12.12	0119	0119	12.0	12.90	0126	0126	12.8
Cr_2O_3	51.45	0338	0338	35.2	50.38	0332	0332	33.7	52.48	0345	0345	35.3
Fe_2O_3	9.72	0061	0061	3.1	11.87	0074	0074	4.3	16.17	0101	0101	1.9
FeO	9.42	0131	0131	19.9	8.72	0121	0121	18.5	1.79	0025	0025	19.4
MgO	14.50	0362	0290	30.1	14.81	0370	0311	31.5	14.15	0352	0300	30.6
CaO	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—
$+ H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.46	0025	—	—	0.00	—	—	—	1.17	0067	—	—
Сумма	99.91	—	—	100.0	100.10	—	—	100.0	100.73	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.21				1.2				1.7	
$Cr_2O_3 : «FeO»$	2.8				2.6				3.2			
$Fe_2O_3 : FeO$	1.03				1.36				9.03			
Минеральный вид, по Болдыреву	Хромпикотит				Хромпикотит				Феррихромшпинель			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$ 23.4 $MgO \cdot Cr_2O_3$ 36.8 $FeO \cdot Cr_2O_3$ 33.6 $FeO \cdot Fe_2O_3$ 6.2				24.0 39.1 28.1 8.8				25.6 35.6 35.0 3.8			
Сумма	100.0				100.0				100.0			

Продолжение табл. 10

Окислы	Карьер 5/I, обр. 70				Карьер 5/I, обр. 59а*				Карьер 5/I, обр. 102*				Карьер 10, обр. 53			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	1.59	0027	—	—	2.42	0040	—	—	8.56	0142	—	—	1.99	0033	—	—
Al_2O_3	13.14	0128	0128	12.5	12.62	0124	0124	12.5	10.34	0101	0101	11.8	12.33	0121	0121	12.4
Cr_2O_3	51.86	0341	0341	34.2	51.32	0337	0337	34.2	44.32	0291	0291	34.1	51.37	0338	0338	34.7
Fe_2O_3	11.96	0075	0075	3.3	9.39	0059	0059	3.3	9.12	0057	0057	4.1	11.98	0075	0075	2.9
FeO	6.92	0096	0096	17.7	9.34	0129	0129	18.4	9.03	0125	0125	19.9	7.00	0097	0097	19.4
MgO	14.58	0365	0324	32.3	14.95	0372	0312	31.6	18.82	0470	0257	30.1	13.86	0347	0298	30.1
CaO	0.00	—	—	—	0.00	—	—	—	0.11	0001	0001	—	0.00	—	—	—
$+ H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	0.28	0017	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.68	0038	—	—
Сумма	100.33	—	—	100.0	100.04	—	—	100.0	100.30	—	—	100.0	99.21	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.29				1.18				1.17				1.36	
$Cr_2O_3 : «FeO»$	2.9				2.8				2.4				2.8			
$Fe_2O_3 : FeO$	1.71				1.0				1.0				1.71			
Минеральный вид, по Болдыреву	Хромшпинель				Магнохромит-хромпикотит				Магнохромит-хромпикотит				Хромпикотит			
Молекулярные группировки	$MgO \cdot Al_2O_3$ 25.0 $MgO \cdot Cr_2O_3$ 39.6 $FeO \cdot Cr_2O_3$ 28.8 $FeO \cdot Fe_2O_3$ 6.6				25.0 38.2 30.1 6.7				23.5 36.7 31.4 8.3				24.8 36.4 33.0 5.8			
Сумма	100.0				100.0				100.0				100.0			

Окончание табл. 10

Окислы	Карьер 8, обр. 59				Карьер 8, обр. 61				Карьер 6, обр. 63				Карьер 6, обр. 27*				Карьер 5/II, обр. 104*			
	Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида		Валовой состав		Вычисленный состав хромшпинелида	
	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %	вес. %	молек. колич.	молек. колич.	первичн. состав; молек. %
SiO_2	2.30	0038	—	—	2.97	0050	—	—	1.25	0020	—	—	1.74	0028	—	—	3.34	0055	—	—
Al_2O_3	9.70	0095	0095	9.7	10.41	0102	0102	11.6	12.38	0122	0122	12.1	11.70	0115	0115	11.8	10.25	0100	0100	10.5
Cr_2O_3	52.89	0348	0348	35.7	50.03	0329	0329	37.4	52.71	0347	0347	34.4	53.23	0350	0350	35.9	52.07	0342	0342	36.0
Fe_2O_3	8.25	0051	0051	4.6	8.06	0051	0051	1.0	15.04	0094	0094	3.5	16.45	0103	0103	2.3	11.48	0071	0072	3.5
FeO	11.17	0156	0156	17.2	13.78	0192	0192	20.2	5.35	0074	0074	19.1	4.23	0058	0058	22.3	8.59	0119	0119	20.9
MgO	15.13	0377	0320	32.8	13.50	0337	0262	29.8	13.66	0342	0312	30.9	12.50	0312	0270	27.7	14.32	0357	0276	29.1
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$+ H_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прокал.	—	—	—	—	0.18	0011	—	—	0.26	0017	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.44	—	—	100.0	98.93	—	—	100.0	100.65	—	—	100.0	99.85	—	—	100.0	100.20	—	—	100.0
$R_2O_3 : RO$			1.03				1.06				1.4				1.73				1.30	
$Cr_2O_3 : «FeO»$	2.8				2.4				2.7				2.7				2.7			
$Fe_2O_3 : FeO$	0.74				0.44				2.8				3.9				1.34			
Минеральный вид, по Болдыреву	Магнохромит-хромпикотит				Магнохромит-хромпикотит				Феррихромшпинель				Феррихромшпинель				Хромпикотит			
Молекулярные группировки	19.4 46.2 25.2 9.2				23.2 36.4 38.4 2.0				24.2 37.7 31.2 6.9				23.6 31.8 40.0 4.6				21.0 37.2 34.8 7.0			
Сумма	100.0				100.0				100.0				100.0				100.0			

Примечание. При вычислении состава хромшпинелида из валового анализа концентратов исключались количества окиелов, приходящихся на серпентин, состава $3MgO \cdot 2SiO_2 : 2H_2O$. Химические анализы, отмеченные звездочкой, любезно предоставлены в наше распоряжение А. Г. Бетехтиным; эти анализы производились в хим. лаборатории ЦНИГРИ химиком В. М. Ковязиной. Остальные анализы проведены в полевой химической лаборатории Южноуральской экспедиции Академии Наук химиком Н. В. Лазаревым.

Некоторыми исследователями хромитовых руд значительное содержание Fe_2O_3 в хромшпинелидах объяснялось переходом части FeO в Fe_2O_3 при процессах метаморфизма. Незначительное же количество Fe_2O_3 (1—2%), обычно входящее в мало измененные руды, ими совершенно не учитывалось или также рассматривалось как образовавшееся за счет FeO.

Такой взгляд на Fe_2O_3 в составе хромшпинелидов еще более усугубляется тем обстоятельством, что до 1932 г. практически не производилось раздельного определения окисного и закисного железа.

Имея в виду, что выяснению роли Fe_2O_3 в составе хромшпинелидов, имеющей весьма серьезное значение для познания вещественного состава хромитовых руд и внутренней структуры самого хромшпинелида, до сих пор не уделяли достаточного внимания, позволим себе несколько остановиться на работах предыдущих исследователей.

Так, например, С. А. Вахромеев (1936), занимавшийся изучением вещественного состава уральских хромшпинелидов, соглашаясь с классификацией Э. Симпсона, указывал, что Fe_2O_3 с геохимической точки зрения не может входить в состав хромшпинелидов. Последнее С. А. Вахромеев доказывает путем сравнения ионных радиусов Al, Cr и $Fe^{\cdots}$, соединяя их в пары Al — Cr и Al — $Fe^{\cdots}$. Результаты сравнения показали, что расхождение в ионных радиусах Al и $Fe^{\cdots}$ равняется 17.5%, в силу чего и мало вероятно существование Fe_2O_3 в виде изоморфной примеси. Несколько позднее А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин (1937), не соглашаясь с доводами С. А. Вахромеева, указали, что «самая главная пара, $Cr^{\cdots}$ — $Fe^{\cdots}$, в его работе опущена», хотя «известно, что главным элементом из трехвалентной группы является Cr с ионным радиусом 0.64 Å, по отношению к которому ионные радиусы Al и $Fe^{\cdots}$ составляют разницу, не превышающую 15%».

В 1936 г. на конференции по хромитам С. А. Вахромеев согласился с противопоставляемой точкой зрения, указывающей на возможность вхождения Fe_2O_3 в состав хромшпинелидов.

На приведенном примере мы остановились лишь потому, что до сих пор многие исследователи придерживаются классификации Симпсона и тем самым не учитывают роли Fe_2O_3 в составе хромшпинелидов.

В статье Г. А. Соколова «Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов» в настоящем сборнике — автор разбирает взгляды различных исследователей на строение молекулы хромшпинелидов и сопоставляет результаты рассмотрения с собранными им данными о пределах содержания в хромшпинелидах отдельных окислов. Автор приходит к выводу (см. стр. 351 настоящего тома), что Fe_2O_3 может входить в молекулу хромшпинелида, в количествах до 25% молекулярных. Этот вывод находится в согласии с нашим фактическим материалом, показывающим, что малоизмененные руды, хорошо просвечивающие в проходящем свете, с соотношением $R_2O_3 : RO = 1$,[1] содержат в своем составе до 10% Fe_2O_3.

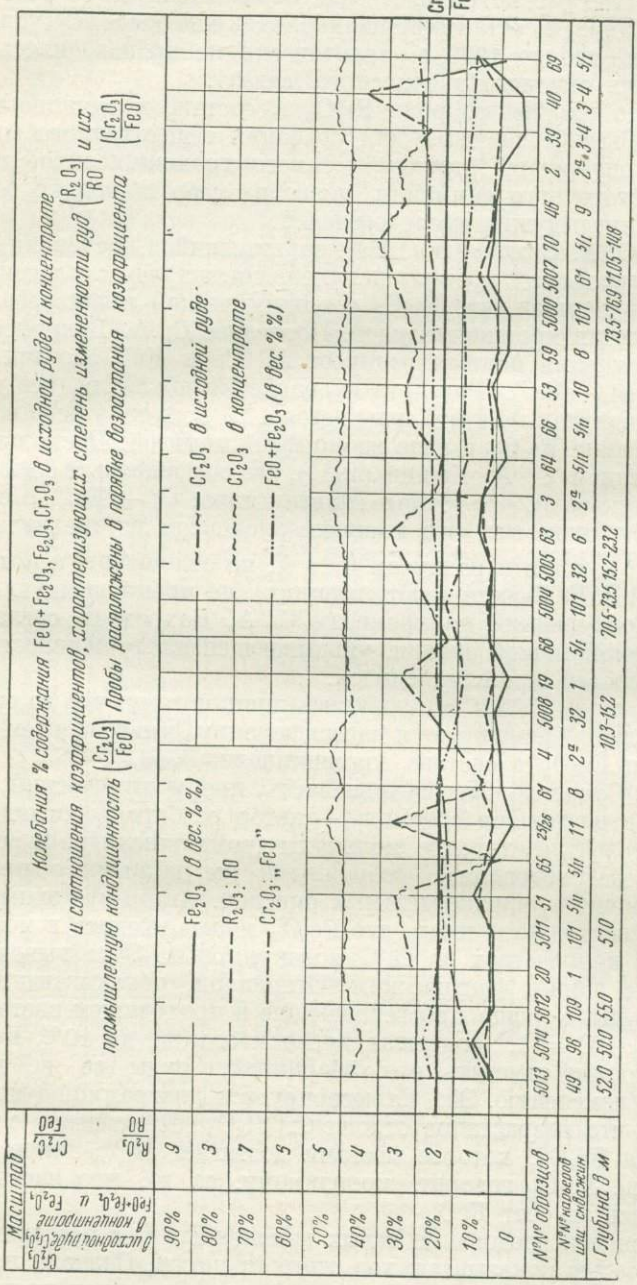
Здесь же необходимо отметить, что хабарнинские руды все же подверглись некоторому изменению. Это иллюстрируется диаграммой (фиг. 32), на которой видно, что возрастание отношения $R_2O_3 : RO$ связано с увеличением содержания Fe_2O_3, которое местами достигает 16%; такое значительное содержание Fe_2O_3 говорит, повидимому, за то, что часть этого окисла образовалась за счет FeO.

Микроскопические исследования таких измененных руд в тонких шлифах с убедительностью показывают ход этого процесса. Сначала по периферии зерен, а в трещиноватых зернах и по границе трещинок появляются темные непросвечивающие каемки, затем в зернах появляются темные пятна и, наконец, они становятся совершенно непрозрачными.

---

[1] Отношение R_2O_3:RO, равное 1, характерно для неизмененных руд.

Цифры содержания отдельных окислов в анализах метаморфизованных кабарнинских руд показывают, что изменение хромшпинелидов происходит



Фиг. 32. Диаграмма колебания процентного содержания $Fe_2O_3 + FeO$, Fe_2O_3, Cr_2O_3 в исходной руде и в концентрате и соотношения коэффициентов, характеризующих степень измененности руд (R_2O_3: RO) и их промышленную кондиционность (Cr_2O_3: FeO). Пробы расположены в порядке возрастания коэффициента Cr_2O_3 : FeO

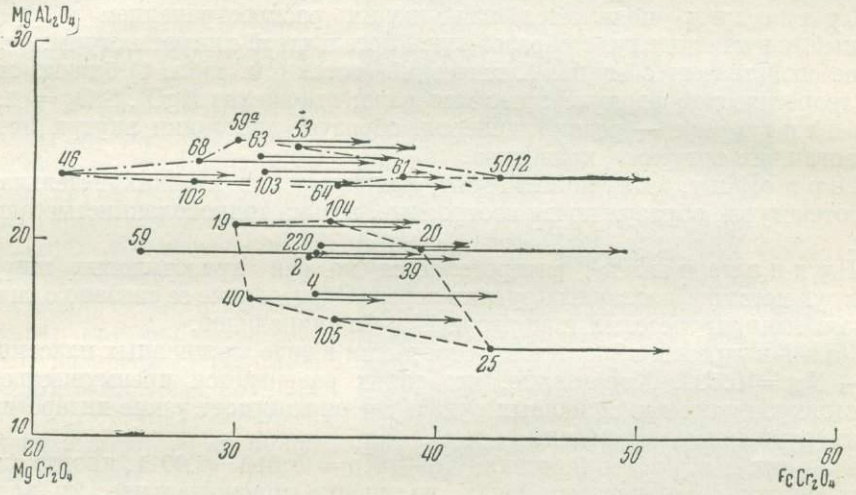
не за счет выноса отдельных элементов, как это отмечено в работе С. А. Кашина (1937) для руд месторождений горы Верблюжьей, а ограничивается частичным переходом закисной формы железа в окисную; содержание же других окислов существенных изменений не показывает. Представление о степени окисления хромшпинелидов дает коэффициент Fe_2O_3 : FeO;

минимальное его значение будет отвечать наименьшему окислению, и наоборот. Как показывают приведенные в табл. 10 данные, этот коэффициент колеблется от 0.3 до 4.04.

Такое своеобразное проявление процесса метаморфизма хабарнинских руд обусловлено, повидимому, с одной стороны, гидротермальными процессами, которым породы обязаны своей серпентинизацией, с другой — в том случае, когда сохранилась остаточная кора древнего выветривания, — процессами гипергенеза.

Степень метаморфизма руд не отражается на их кондиционных качествах. Это объясняется тем, что процесс метаморфизма не зашел так далеко, чтобы разрушить внутреннюю структуру минерала с частичным выносом отдельных окислов.

Любопытные закономерности получены при нанесении молекулярных группировок хромшпинелидов на пространственную диаграмму (фиг. 33).



Фиг. 33. Пространственная барицентрическая диаграмма химического состава хромшпинелидов Хабарнинских месторождений.

Примечание. Данные для построения диаграммы см. в табл. 10. Цифрами обозначены номера образцов; показана только часть всей площади диаграммы, ограниченная ординатой 20 и абсциссой 10

Подмечено, что магнохромит более свойственен группе месторождений № 1, 2, 11 и 3/4, расположенных в «главном» и «восточном» дунитовых полях, где рудоносные дуниты залегают среди верлитов. Хромпикотит и другие разновидности группы хромшпинелидов характерны для группы месторождений № 5/I, 5/II, 6, 7, 8, 9 и 10, расположенных в «северо-западном» участке дунитов, где верлиты образуют узкие каймы между дунитами и пироксенитами и, как указывалось, обязаны своим образованием процессу взаимодействия почти одновременно кристаллизующихся дунитового и пироксенитового расплавов.

Пространственная диаграмма показывает, что фигуративные точки состава хромшпинелидов первой группы месторождений концентрируются ближе к узлу $MgCr_2O_4$, что находится в соответствии с относительно высоким содержанием Cr_2O_4 — 49.07—55.4% и низким Al_2O_3 — 8.44—9.44%. Для второй группы месторождений эти точки занимают более повышенное положение, т. е. в отношении узла $MgCr_2O_4$ сосредоточиваются несколько выше, чем предыдущие точки. Соответственно этому отмечается относительно несколько увеличенное количество Al_2O_3 — 10.32—13.21%.

2. Прочие минералы, встречающиеся в рудах

Минералы, сопровождающие хромитовые руды, не отличаются разнообразием. Среди первичных минералов значится только оливин, вторичные образования представлены преимущественно хризотилом, в весьма незначительных количествах отмечаются антигорит, серпофит, «рудная пыль», тальк, хлорит, тремолит и карбонаты Mg и Ca.

Оливин сохраняется лишь в виде мелких реликтов, чаще же нацело замещается хризотилом, с образованием характерной петельчатой микротекстуры. Микроскопическая обработка керновых материалов скважин показала, что на глубине 30—40 м встречаются руды со слабо измененными зернами оливина. Форма зерен этого минерала овальная, диаметр 0.7—1.5 мм. Оптические свойства оливина мало отличаются от оливина дунитов, $2V = +87 - +88°$, $Ng - Np = 0.034—0.036$. По диаграмме Винчелла оливин содержит от 5 до 9% Fe_2SiO_4.

Хризотил пользуется наибольшим распространением в рудах, развивается по оливину, с образованием петельчатой микротекстуры. Оптические свойства его обычны. Химический состав (см. табл. 1) близко отвечает теоретической формуле этого минерала; отношение $MgO : SiO_2 = 1.51$.

Антигорит — редкий минерал, образует пластинки внутри ячеек, образованных шнурами хризотила.

Серпофит, как и антигорит, развивается в ячейках петельчатой микротекстуры, образуя почти изотропные, весьма тонковолокнистые агрегаты.

«Рудная пыль» распределяется по оси хризотиловых шнуров и вокруг метаморфизованных рудных зерен. Образование ее связано с гидротермальными процессами и коррозией хромшпинелидов.

Тальк чрезвычайно редок, встречается в виде удлиненных пластинок, $Ng - Np = 0.039$. Характерно, что тальк развивается преимущественно в густовкрапленных и сплошных рудах, где он занимает узкие интерстиции между рудными минералами.

Хлорит образует листочки; $Ng - Np = 0.010—0.0011$, иногда слабо плеохроирует в зеленоватых тонах, удлинение положительное, 2V мал — отрицательный, по оптическим свойствам минерал близок к пеннину.

Хлорит, как и тальк, развивается в небольших количествах в густовкрапленных рудах; в бедных вкрапленниках хлорит дает чешуйчатые аггрегаты вокруг зерен хромшпинелидов; образование его связано, повидимому, с выносом Al из метаморфизованных рудных зерен.

Тремолит встречается только в рудах, в которых отмечаются зерна моноклинного пироксена (карьеры I и II). Этот минерал развивается по моноклинному пироксену, реликты которого иногда удается наблюдать в шлифах. Оптические свойства тремолита обычны: $2V = -82°$, $cNg = 18°$.

Карбонаты Mg и Ca образуют мелкозернистые аггрегаты в ячейках, образованных шнурами хризотила. Измерение показателя преломления дало $Ng = 1.65$ и 1.70, что соответствует кальциту и магнезиту.

Среди экзогенных образований широким распространением пользуется магнезит, образующий в рудах прожилки, жилы и желваки, а местами цементирующий рудную брекчию. Образование этого минерала связано с процессами древнего выветривания.

Магнезит имеет колломорфное строение, в локальных участках он перекристаллизован в микрокристаллический аггрегат; светопреломление $Ng = 1.700$.

Халцедон и опал отлагаются в тонких прожилках; первый образует тонкозернистые аггрегаты, второй — колломорфные изотропные выделения.

Текстурные типы руд, переходы и взаимоотношения между ними

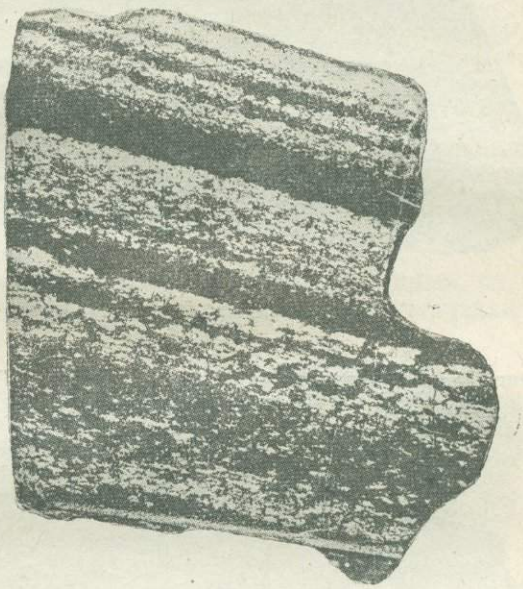
Хабарнинские руды с точки зрения разнообразия текстур представляют весьма ценный материал для исследователя.

Особенно интересен тот факт, что текстурные типы руд обнаруживают тесную связь с морфологией рудных тел.

Напомним, что рудные тела отличаются преимущественно линзообразной формой и слагаются рядом чередующихся между собой более мелких линз и полос различного типа полосчатых вкрапленников, образующих в совокупности рудоносные «свиты».

Такие же соотношения, только в мелком масштабе, наблюдаются в рудах полосчатой макротекстуры. В таких рудах также наблюдается чередование полос различной густоты вкрапленников с безрудными дунитами. Весьма характерно, что ориентировка рудных тел и полосчатость руд совершенно тождественны и что обычно изменение условий залегания рудных тел приводит к такому же изменению ориентировки полосчатости руд.

При полосчатой текстуре границы между отдельными полосами, отличающимися друг от друга различной степенью густоты вкрапленника, то резкие, то постепенные; иногда резко выражены только на одной стороне полоски (фиг. 34), изредка отдельные полосы разорваны и смещены (фиг. 35); в частных случаях наблюдается выклинивание и плойчатая деформация полос в вязкую фазу (фиг. 36).



Фиг. 34. Вкрапленник полосчатой текстуры. Нат. вел., обр. 68

Явления, близкие к рассматриваемым, наблюдаются и в рудных телах. Так, например, резкость границ с вмещающими породами свойственна почти всем рудным телам. Явление изгибания рудного тела в вязкую фазу наблюдается в карьере № 8, что довольно наглядно показывает фиг. 23. Деформацией в вязкую фазу, повидимому, объясняется строение рудного тела месторождения № 10, в котором в юго-западной части рудного тела отмечается падение на ЮЗ, в северо-западной части — на СВ.

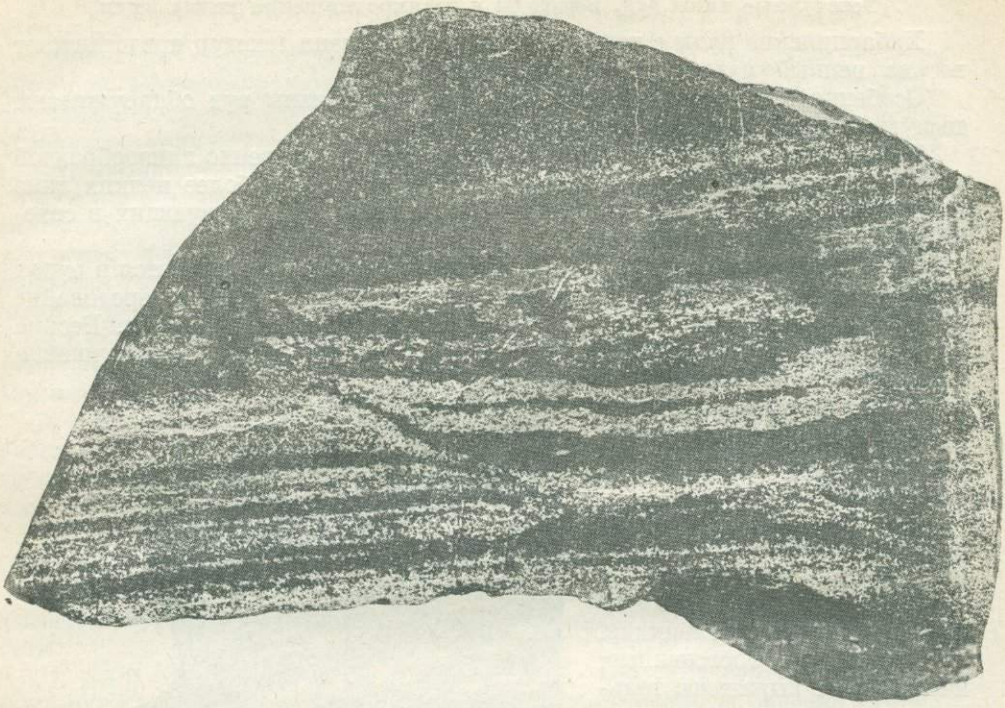
Полосчатые текстуры довольно разнообразны, и среди них можно выделить несколько разновидностей:

а) Тонкополосчатая текстура обусловливается чередованием очень узких полосок тонкого, среднего и весьма бедного вкрапленника (фиг. 37).

б) Линейно-полосчатая текстура — силикатные обособления с бедной и тонкой вкрапленностью, в виде узких линзочек, вытянутых в одном направлении, иногда согнутых. В поперечном сечении эти линзочки представляют собой неправильной формы образования, также несколько вытянутые в одном направлении (фиг. 38 и 39).

в) Ленточная текстура — разновидность полосчатой текстуры; характеризуется многократным чередованием лент, сложенных бедным и богатым вкрапленником (фиг. 40).

Чрезвычайно интересными, правда редко встречающимися, являются руды подулярной макротекстуры, в которых роль подуля играют силикат-



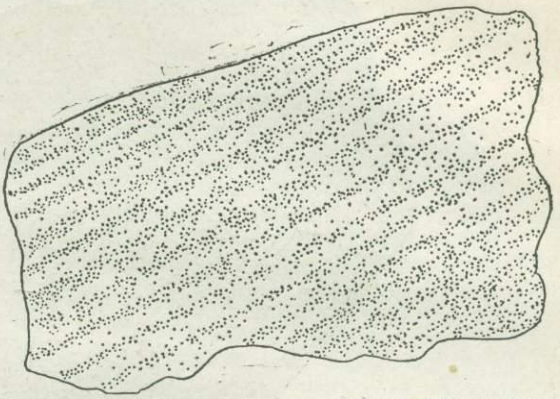
Фиг. 35. Вкрапленник полосчатой текстуры. Разрывы и смещения рудных полосок в пластическую фазу. $^{3}/_{4}$ нат. вел., обр. 58



Фиг. 36. Вкрапленник полосчатой текстуры. Рудные полосы плойчато деформированы. $^{4}/_{5}$ нат. вел. Месторождение № 8

ные обособления. Такого типа руды до сих пор не были встречены в месторождениях Союза, они не описаны и в иностранной литературе. Детали их сложения заключаются в следующем.

Сростки оливиновых зерен (обычно серпентинизированных) образуют округлые и эллиптические «нодули», поперечник которых колеблется от нескольких миллиметров до 1—2 см. В отдельных случаях такие «нодули» содержат бедную вкрапленность; местами с периферии они корродируются.



Фиг. 37. Вкрапленник тонкополосчатой текстуры. $^1/_5$ нат. вел. Месторождение № 1

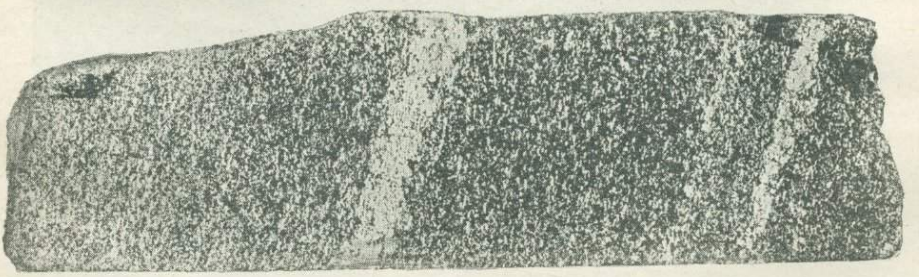
Силикатные «нодули» обычно почти соприкасаются друг с другом, а интерстиции между ними заполняются густым концентрированным вкрапленником (фиг. 41 и 42).

Развитие псевдонодулярных текстур обычно приурочено к контакту густовкрапленных руд с вмещающими дунитами, причем вблизи контакта с последними силикатные нодули теряют свою форму, а в самом контакте совершенно исчезают; здесь между густовкрапленной рудой и дунитами образуются фестончатые границы (фиг. 43).

По мере движения от вмещающих дунитов к густовкрапленным рудам, плотно соприкасающиеся между собой силикатные нодули разделяются



Фиг. 38. Вкрапленник линейнополосчатой текстуры Продольный срез. $^3/_5$ нат. вел., обр. 54



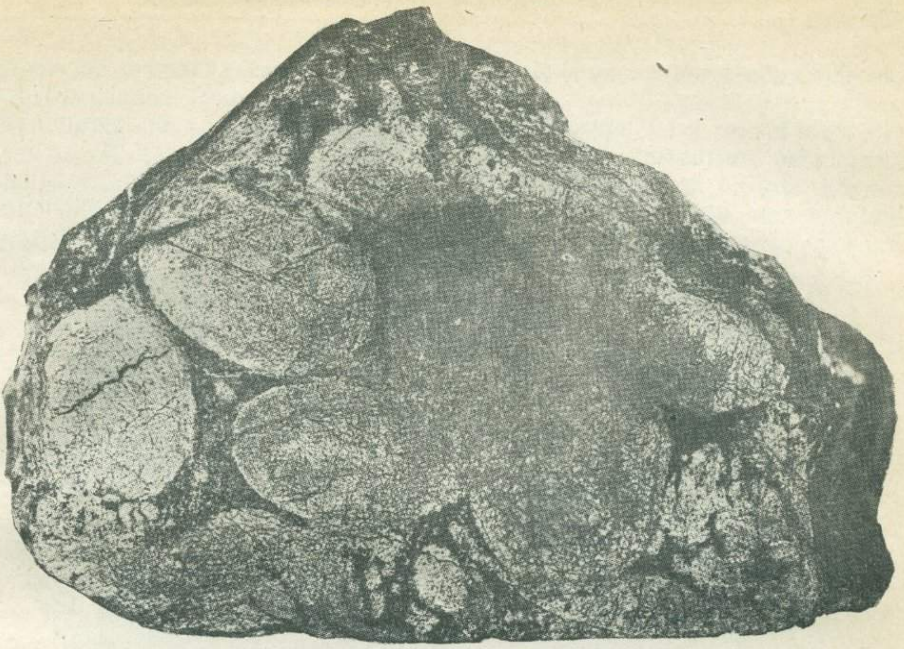
Фиг. 39. Вкрапленник линейнополосчатой текстуры. Поперечный срез. $^3/_4$ нат. вел., обр. 54



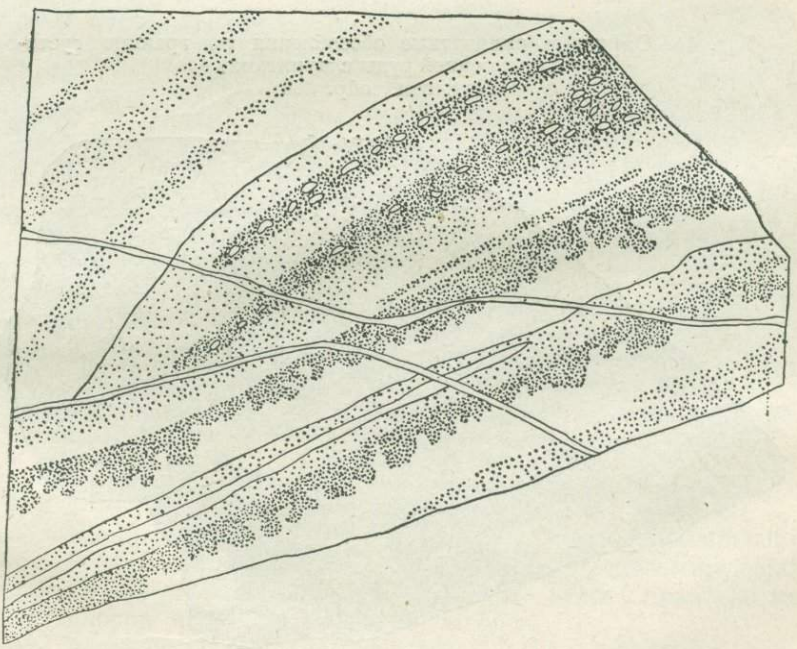
Фиг. 40. Вкрапленник ленточной текстуры.
1/3 нат. вел. Месторождение № 1



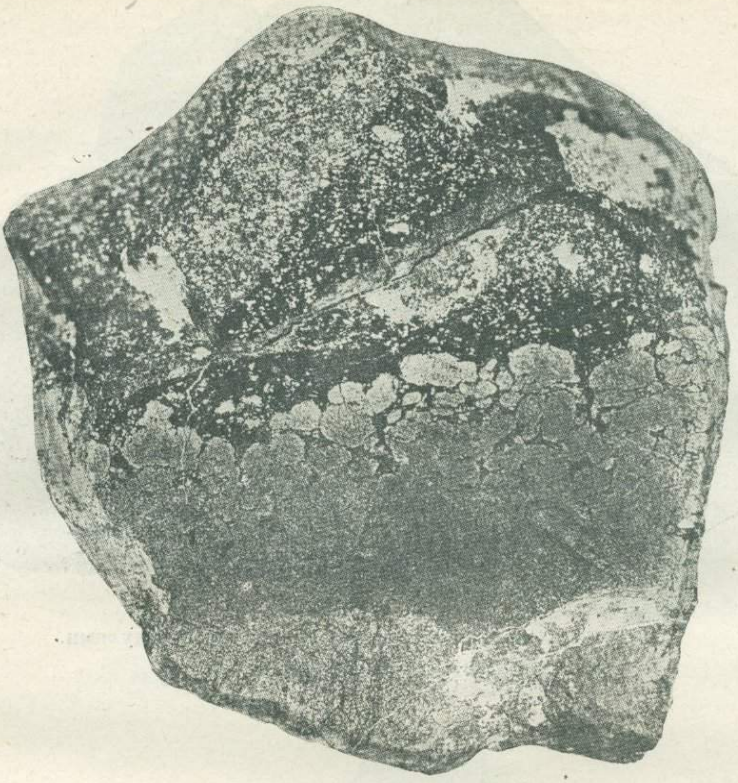
Фиг. 41. Хромитовые руды с силикатными нодулями.
Нат. вел. Месторождение № 2



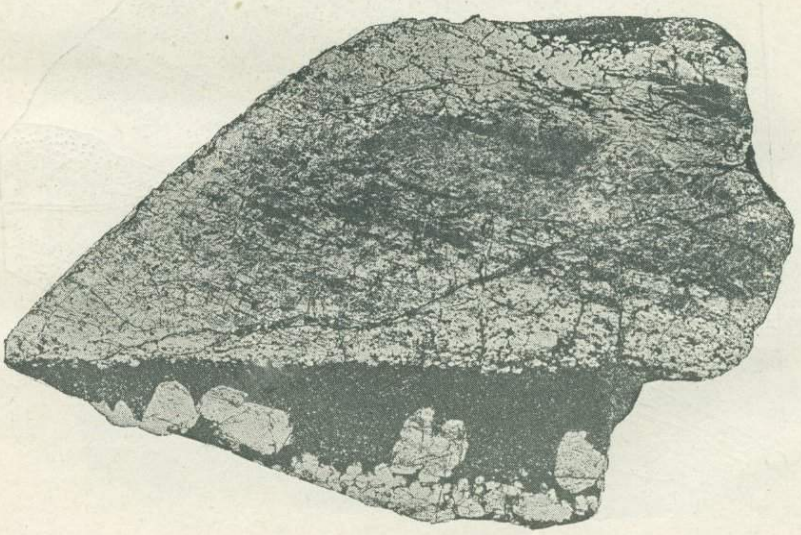
Фиг. 42. Хромитовые руды с силикатными нодулями.
Нат. вел.



Фиг. 43. Фестончатые очертания рудных полосок по границе с полосками дунитов. Зарисовка западной стенки карьера 2с.
$^1/_{20}$ нат. вел.



Фиг. 44. Округлые силикатные обособления по границе густовкрапленной руды с дунитами.
Нат. вел., обр. 366



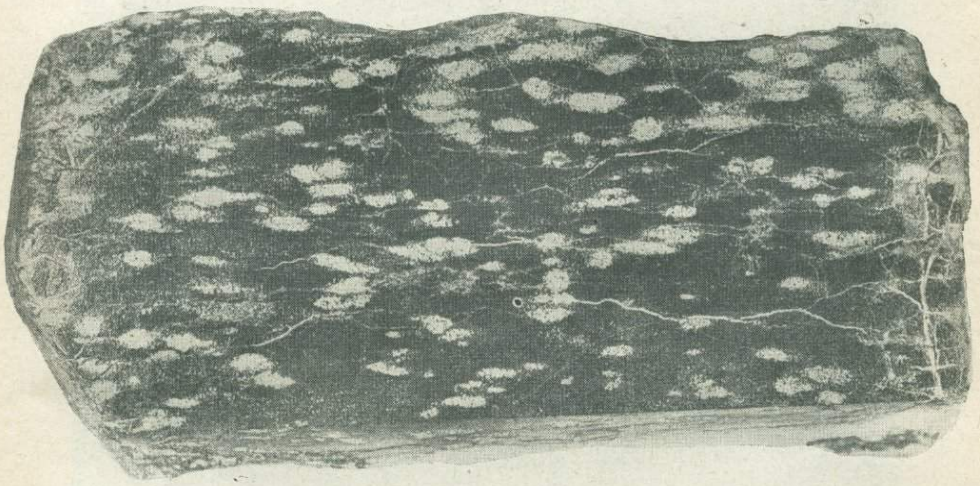
Фиг. 45. Неправильной формы силикатные обособления в полосе густого вкрапленника.
$^2/_3$ нат. вел., обр. 368

и образуют неправильные силикатные обособления, с периферии обычно корродированные (фиг. 44 и 45).

Сравнительно мало распространена и пятнистая макротекстура. В плане такие руды представляются сложенными овальными и неправильной формы силикатными образованиями с бедной тонкой вкрапленностью, окруженными высококонцентрированным вкрапленником. Переходы между ними постепенны (фиг. 46). В поперечном разрезе силикат-



Фиг. 46. Руда пятнистой текстуры. Поперечный срез. Нат. вел. (карьер 5/II)



Фиг. 47. Руда пятнистой текстуры. Продольный срез. Нат. вел. (карьер 5/II)

ные обособления представляют собой вздутые линзочки и неправильной формы, вытянутые образования постепенно переходящие в цементирующий их концентрированный вкрапленник (фиг. 47). Такие руды в практике хабарнинских рудокопов получили название «зебро».

В одном месте были встречены обычные нодулярные руды, неоднократно описанные в литературе. В этих рудах неправильно овальные нодули хромита с диаметром в 5—6 мм обособляются в бедном вкрапленнике. Нодули обычно сложены аггрегатом мелких эвгедральных и субидральных зерен хромшпинелида.



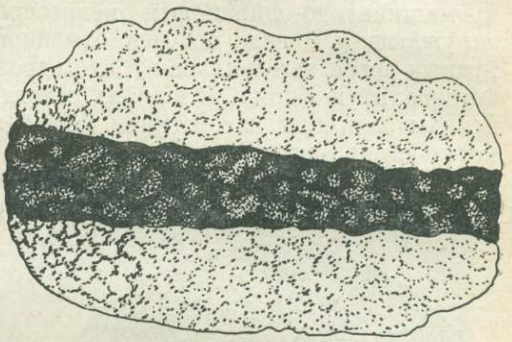
Фиг. 48. Руда нодулярной текстуры (нодули сложены хромитом). $^3/_4$ нат. вел., обр. 364



Фиг. 49. Шлиры густовкрапленной руды в дуните. $^1/_4$ нат. вел., обр. 365

Спорадически внутри подулей отмечаются зерна оливина. Рудные подули собираются в участки или редко разбросаны в массе породы (фиг. 48).

Среди хабарнинских руд чрезвычайно незначительным распространением пользуются массивные руды. К ним мы относим такие руды, в которых отсутствует ориентированная текстура и для которых количество рудных зерен составляет 70—80% по объему. В этих рудах зерна хромшпинелидов имеют резко выраженные эвгедральные очертания, при ксеноморфной форме силикатных минералов. Хромшпинелиды этого типа руд содержат включения оливина и сами, в свою очередь, образуют включения внутри его зерен.



Фиг. 50. Жилка густовкрапленной руды в петельчатом вкрапленнике. Зарисовка $^1/_6$ нат. вел. (м-ние № 1)

Описываемые руды не имеют большого распространения. Они образуют шлиры (фиг. 49), гнезда и жилки (фиг. 50) во вкрапленных рудах петельчатой текстуры. Контакт их с вкрапленными рудами местами резкий, местами постепенный. Часто переход от массивных руд к рудам других текстур и в особенности к разностям, бедным рудным минералом, выражается в появлении в рудной массе округлых силикатных



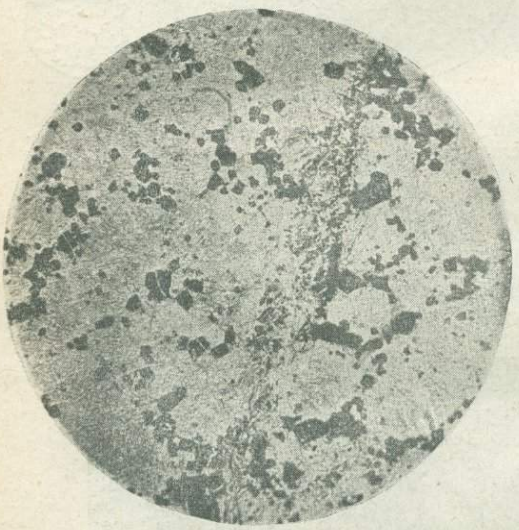
Фиг. 51. Густовкрапленная руда петельчатой текстуры. Без анализатора. Увелич. 16. Шлиф 2

(серпентинизированный оливин) обособлений, количество которых на границе шлира возрастает; сама граница в таких случаях имеет фестончатые очертания. Подобные силикатные обособления, то округлые, то резко угловатые, представляющие собой как бы сростки идиоморфных кристал-

лов оливина, спорадически встречаются и внутри шлира или гнезда массивных руд (фиг. 44 и 45).

Несмотря на довольно большое разнообразие макротекстур, микротекстуры в основном представлены одним типом — петельчатой микротекстурой. Последняя определяется двумя структурными элементами: крупными (1.5—2 мм) овальными зернами оливина или его сростками и хромшпинелидо-оливиновым мелкозернистым (0.1—0.3 мм) аггрегатом, окружающим в виде цепочек оливиновые обособления; форма отдельных рудных зерен эвгедральная и субгедральная; мелкие зерна оливина имеют ангедральную форму. В шлифах отчетливо устанавливается, что хромшпинелиды занимают интерстиции между зернами оливина, образуя подобие петельчатой микротекстуры (фиг. 30).

В зависимости от количественного соотношения рудных и силикатных зерен меняется и облик петельчатой текстуры. При резком преобладании зерен хромшпинелидов размеры силикатных участков (серпентинизированный оливин) уменьшаются (фиг. 51), при противоположных соотношениях величина их заметно возрастает, а разобщенные рудные зерна образуют разреженные цепочки (фиг. 52). Во всех случаях идиоморфизм рудных зерен остается без изменения.



Фиг. 52. Бедный вкрапленник петельчатой текстуры. Без анализатора. Увелич. 16. Шлиф 199

В петельчатых текстурах (см. фиг. 30), при воздействии давления, рудные петли деформируются и приближаются по форме к сильно сплюснутым эллипсоидам (фиг. 53).

По количественному соотношению рудных и силикатных минералов выделяются сплошные вкрапленные, богатовкрапленные, средневкрапленные, бедно- и весьма бедновкрапленные руды.

Таким образом, хабарнинские руды представлены разнообразными типами текстур, формирование которых, без сомнения, имеет тесную связь с условиями кристаллизации рудного расплава.

Генезис Хабарнинских месторождений

В отечественной литературе хромитовые месторождения до 1930 г. не получали систематического освещения. Большинство геологов, изучавших хромиты, пользовались данными из иностранной литературы (J. Vogt, 1905; Sampson, 1929; Fischer, 1929, и др.).

В последнее время накопился большой фактический материал; многие геологи: А. П. Карпинский, А. Н. Заварицкий (1928), А. Г. Бетехтин (1937), С. А. Вахромеев (1936), Г. А. Соколов (Соколов и др., 1936) и др. высказывали свои точки зрения о происхождении хромистого железняка.

Существующие взгляды по этому вопросу подробно разобрал в 1937 г. А. Г. Бетехтин (1937), обсуждая условия образования хромитовых месторождений. Поэтому мы не останавливаемся на разборе взглядов других исследователей, а непосредственно переходим к тем характерным чертам, которые говорят о некоторой специфичности образования Хабарнинских месторождений хромистого железняка.

Главнейшими отличительными чертами хабарнинских руд являются: 1) разнообразие текстурных типов руд, среди которых преобладают полосчатые текстуры; 2) повышенное содержание железа вообще и в частности Fe_2O_3 в неизмененных рудах; 3) однообразие для всех месторождений химического состава хромшпинелидов и 4) мелкозернистость руд.

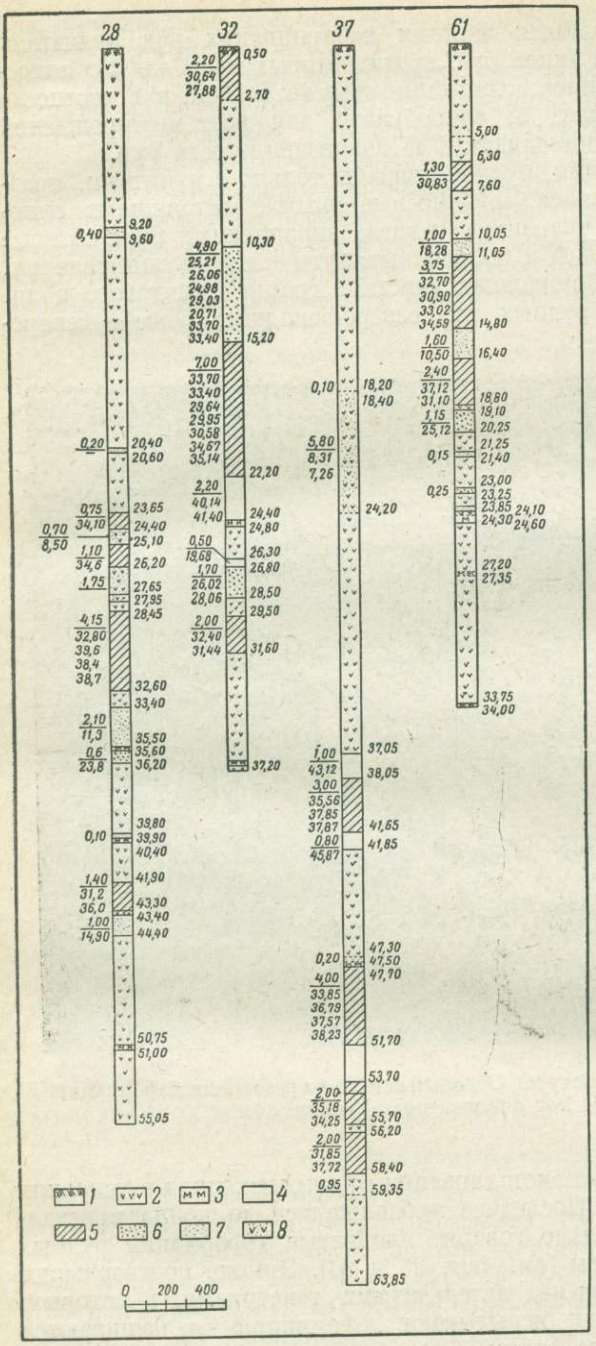
Хромитовые месторождения, будучи связаны только с дунитами, представляют собой, как говорилось, «рудоносные свиты», состоящие из однообразно ориентированных линз, полос и гнезд вкрапленных руд, которые чередуются с дунитами. Линзы и полосы вытянуты в одном направлении, согласном с направлением ближайших участков границ дунитового поля. Простирание большинства рудных тел северо-западное, реже — северо-восточное.



Фиг. 53. Руда петельчатой текстуры. Отдельные петли претерпели деформацию (сплющены). Без анализатора. Увелич. 11.

Все это говорит о том, что кристаллизация руд происходила в условиях ориентированного давления. Последнее продолжалось до конца кристаллизации руд, о чем убедительно говорят плойчатые деформации рудных полос, а иногда и их разрывы (см. фиг. 35 и 36). Это же подтверждают микроскопические наблюдения над петельчатыми текстурами, в которых, в результате давления, петли испытывают деформацию (сплющиваются и приобретают эллипсовидную форму).

Взаимные отношения хромшпинелидов и оливина, говорящие в известной мере о последовательности кристаллизации этих минералов, показывают, что первым кристаллизовался оливин, в виде крупных зерен (1—2 мм), которые местами обособлялись в сростки (2—4 мм). Мелкозернистый аггрегат (0.2—0.5 мм) идиоморфных хромшпинелидов и ксеноморфных зерен оливина выкристаллизовывался вокруг зерен оливина и его сростков, образуя цепочки и этим самым обусловливая микропетельчатую текстуру.



Фиг. 54. Геологические колонки по скважинам, пройденным на Хабарнинском месторождении хромитовых руд № 5/II

1 — растительный слой; *2* — дунитовые серпентиниты; *3* — магнезит; *4* — сплошной вкрапленник; *5* — богатый вкрапленник; *6* — средний вкрапленник; *7* — бедный вкрапленник; *8* — весьма бедный вкрапленник

Примечание: Дробь с левой стороны: в числителе — мощность рудного прослоя, в знаменателе — содержание Cr_2O_3 в процентах. Составили С. А. Кашин и В. Л. Федоров, 1938 г.

Таким образом, для основной массы хабарнинских руд кристаллизация протекала следующим образом: первым начал кристаллизоваться оливин, затем, когда жидкая фаза достаточно обогатилась рудными компонентами, началась совместная кристаллизация хромшпинелидов и оливина. Резкие различия в размерах зерен ранее выделившегося оливина (1—2 мм) и более поздних хромшпинелидов и оливина (0.2—0.5 мм), вероятно, указывают на то, что в интерстициальном рудно-силикатном расплаве возникало большое количество центров кристаллизации. Повышенное содержание железа, повидимому, способствовало значительно более быстрому, по сравнению с оливином, росту кристаллов хромшпинелидов, которые выделялись ранее оливина и потому имеют отчетливо идиоморфные очертания.

Структура массивных руд вполне аналогична структуре основной массы руд с типичной петельчатой текстурой.

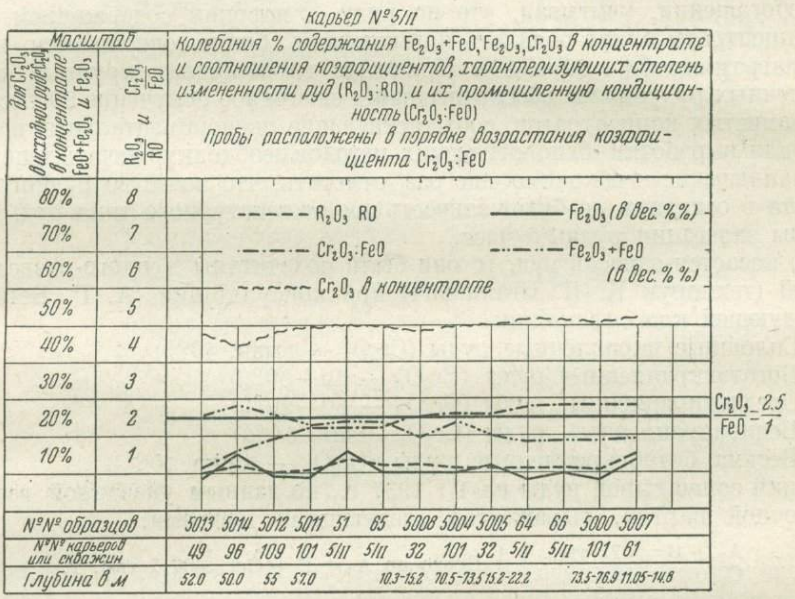
Вышеуказанная деформация руд, кристаллизующихся по схеме петельчатой текстуры, т. е. с более ранним выделением части оливина, указывает на возможность перемещения концентрированной рудной жидкости. Повидимому, это явление, протекающее при наличии ориентированного давления, могло служить причиной образования вышеописанных разнообразных текстурных особенностей хабарнинских руд, в частности тонкополосчатых текстур, псевдодунитовых текстур с сили-

катными нодулями или фестончатых границ отдельных рудных полос и пр.

Изложенные соображения о порядке кристаллизации хабарнинских хромитов уже указывают на то, что формирование их относится к поздним этапам кристаллизации дунитов. Если принять еще во внимание описанные морфологические особенности рудных тел и условия их залегания, то общий вывод о генетическом типе Хабарнинских хромитовых месторождений будет таким: они являются магматическими, образованными из остаточного расплава дунито-гарцбургитовой магмы (гистеромагматическими).

Промышленная характеристика хабарнинских хромитовых руд

В хабарнинских рудах, представленных в основном различными типами мелкозернистых вкрапленников полосчатой текстуры, содержание Cr_2O_3



Фиг. 55. Диаграмма колебания процентного содержания $Fe_2O_3 + FeO$, Fe_2O_3, Cr_2O_3 в концентрате и соотношения коэффициентов, характеризующих степень измененности руд (R_2O_3:RO) и их промышленную кондиционность (Cr_2O_3 : FeO) для месторождения № 5/II. Пробы расположены в порядке возрастания коэффициента Cr_2O_3 : FeO

колеблется от 8 до 45%, составляя в среднем, по данным опробования, 20—35%. Показательным примером могут служить разрезы по колонкам скважин месторождения № 5/II (фиг. 54), с левой стороны которых в виде дроби указывается в числителе мощность рудного прослоя, в знаменателе — содержание Cr_2O_3 в процентах. Цифры колонок наглядно подтверждают вышеприведенные данные.

Для выяснения кондиционности руд было проведено 36 химических анализов из руд различных текстурных типов. Результаты их показали, что 26 проб отвечают кондициям руд для выплавки феррохрома, считая кондиционным Cr_2O_3 : FeO = 2.5 : 1, и только 10 проб им не удовлетворяют (см. табл. 10). При этом кондиционность руд в основном не зависит ни от текстурного типа руд, ни от глубины залегания рудных масс, ни от типа вкрапленника.

Для более наглядного выражения соотношений между отдельными окислами в рудах, как $Cr_2O_3 : FeO$ и $R_2O_3 : RO$, а также колебаний процентного содержания $Fe_2O_3 + FeO$, Fe_2O_3 и Cr_2O_3 в исходной руде и концентрате, построены две диаграммы — одна общая для всех месторождений, другая частная для самого крупного месторождения № 5/II (см. диаграммы, фиг. 32 и 55). В диаграммах пробы расположены по возрастающему значению отношения $Cr_2O_3 : FeO$.

Руды, содержащие меньше, примерно, 23% $FeO + Fe_2O_3$, обычно отвечают кондициям; при повышении же суммы этих окислов до 24—25% руды выходят за пределы кондиций.

Произвести экономически целесообразное отделение кондиционных руд, с соотношением $Cr_2O_3 : FeO = 3 : 1$ до $2.5 : 1$ от некондиционных в Хабарнинских месторождениях не удается ни путем селективной добычи, ни путем магнитной сепарации. Поэтому следует выработать общую технологию таких концентратов, которые получаются при обычном механическом обогащении, учитывая, что на ряду с высоким содержанием Cr_2O_3 эти концентраты будут обладать повышенным общим содержанием железа (см. диаграммы, фиг. 32 и 55). Принимая во внимание крупные запасы вкрапленных руд, вполне обеспечивающих ежегодное получение 20 тыс. т высокохромистых концентратов, соответствующие экспериментальные исследования для выработки технологических методов необходимо начать теперь же.

В заключение необходимо еще раз отметить, что качество рудного концентрата в основном не будет зависеть ни от текстурного типа руд, ни от глубины залегания рудных масс.

Что касается запасов руд, то они были подсчитаны геолого-разведочной партией (технорук К. К. Станкевич) при консультации А. Г. Бетехтина по следующей классификации:

1) Сплошные вкрапленные руды (Cr_2O_3 — выше 40%)
2) Богатовкрапленные руды (Cr_2O_3 — 40—30%)
3) Средневкрапленные руды (Cr_2O_3 — 30—20%)
4) Бедновкрапленные руды (Cr_2O_3 — 20—10%)
5) Весьма бедновкрапленные руды (Cr_2O_3 — ниже 10%).

Общий запас сырой руды на 1/I 1937 г., по данным указанной геолого-разведочной партии, выражается следующими цифрами:

$$\left.\begin{array}{l} A_2 + B = 672 \text{ тыс. т} \\ C_1 \quad\;\; = 12.7 \;\; » \quad » \end{array}\right\} \text{Всего по } A_2 + B + C_1 = 684.7 \text{ тыс. т.}$$

При этом в общую сумму не вошли оставшиеся недоразведанными запасы месторождений № 1, 6, 9 и 11, а также ряд рудных точек, вскрытых только канавами.

Основные запасы хромитовых руд сосредоточены в месторождении № 5/II, в котором по категории $A_2 + B$ подсчитано 539 тыс. т, а по категории C_1 — 33 тыс. т.

Не останавливаясь подробно на каждом месторождении в отдельности, приведем для примера распределение запасов руд по типам вкрапленников для месторождения № 5/II (см. табл. 11)..

Таким образом, большая часть руд, слагающих месторождение № 5/II, является средне-, бедно- и весьма бедновкрапленными. Например, если взять опробованные руды, то сплошные + богатые составляют 160 539 т (33.6%), средние + бедные — 264 081 т (55.3%). Кроме того имеется 52 680 т (11%) весьма бедных руд. Неопробованных руд всего 61 930 т.

Эти цифры показывают, что Хабарнинские месторождения по общим запасам относятся к промышленному типу. Однако, учитывая вышеизложенные особенности руд, необходимо сосредоточить внимание на правильном опробовании руд, с обязательным определением Cr_2O_3 и $FeO + Fe_2O_3$. Последнее вызывается следующими обстоятельствами.

Таблица 11

Месторождение 5/II

Промышленные типы руд	Руды			
	опробованные		неопробованные	
	т	%	т	%
Кат. А. Сплошные вкрапленные руды (Cr_2O_3—выше 40%)	18 990	4.2	—	—
Богатовкрапленные руды (Cr_2O_3—40—30%)	135 700	29.9	3 450	6.4
Средневкрапленные руды (Cr_2O_3—30—20%)	129 190	28.6	5 420	10.1
Бедновкрапленные руды (Cr_2O_3—20—10%)	120 180	26.6	14 760	27.4
Весьма бедновкрапленные руды (Cr_2O_3—ниже 10%) . . .	48 330	10.7	30 150	56.1
Итого по категории А	452 390	—	53 780	—
Кат. В. Сплошные вкрапленные руды (Cr_2O_3—выше 40%) . . .	740	3.0	—	—
Богатовкрапленные руды (Cr_2O_3—40—30%)	5 170	20.7	1 210	14.9
Средневкрапленные руды (Cr_2O_3—30—20%)	6 630	26.5	1 410	17.3
Бедновкрапленные руды (Cr_2O_3—20—10%)	8 080	32.3	1 810	22.2
Весьма бедновкрапленные руды (Cr_2O_3—ниже 10%) . . .	4 350	17.4	3 720	45.6
Итого по категории В	24 970	—	8 150	—

Во-первых, рудные тела Хабарнинских месторождений состоят из чередующихся без видимой закономерности линз и полос различных типов вкрапленных руд, в связи с чем содержание Cr_2O_3 в сырых рудах изменчиво даже в одном и том же рудном теле.

Во-вторых, необходимость более тщательного опробования руд вызывается тем, что они на ряду с высоким содержанием Cr_2O_3 имеют, как уже говорилось, повышенное содержание железа, в поведении которого также не наблюдается никакой закономерности даже в одном и том же рудном теле. Исходя из сказанного, следует о б я з а т е л ь н о провести доопробование на железо всех тех участков, где раньше геолого-разведочной партией проводилось только определение Cr_2O_3 в исходной руде. Кроме того, необходимо учесть, что почти все хабарнинские руды требуют обогащения, в связи с чем следует также обращать внимание на их особую мелкозернистость.

Открытие крупнейших Кемпирсайских месторождений не должно полностью приостановить подготовку и других месторождений. В частности, для Хабарнинских месторождений необходимо продолжать разработку методов обогащения и технологии руд. При крупных запасах хабарнинских хромитовых руд и близости (3—5 км) их к железнодорожной линии не исключено, что целесообразно будет использовать хабарнинский концентрат в химической промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

Антипов А. и Меглицкий О. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854 и 1855 гг. Горн. журн., 1857, кн. 3, 4; 1858, кн. 2, 3.

Бетехтин А. Г. 1. Платина. М., Изд. Акад. Наук, 1935.

Бетехтин А. Г. 2. Вкрапленные хромитовые руды Хабарнинского района на Южном Урале. Фонды Всесоюзн. геол. инст., 1935, рукопись.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., Изд. Акад. Наук, 1937.

Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Ю. Урале. Сб. «Хромиты СССР», т. I. Изд. Акад. Наук, 1937.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии, вып. 3, 1935.

Вахромеев С. А. Хромиты (хромшпинели) Урала и их классификация. Свердловск, Свердлгиз, 1936.

Войнова Е. В. Описание геологического строения юго-западной части Орского района на основании исследований 1934 г. Блявинская геологическая группа ЦНИГРИ. Фонды Всесоюзн. геол. инст., 1934, рукопись.

Войнова Е. В., Волкова К. В., Дворцова К. И., Кириченко Г. И., Константинова Л. И., Наливкин Б. В., Разумовская Е. Э., Разумовский Н. К., Хабаков А. В. Геологическое строение Орско-Халиловского района. Отчет Блявинской экспедиции ЦНИГРИ. Фонды Всесоюзн. геол. инст., 1932, рукопись.

Волжский Геологический трест. Геологическое строение левобережья нижнего течения р. Губерли. Куйбышев, 1935, рукопись.

Высоцкий Н. К. Краткий очерк развития орогенических и вулканических циклов на Урале. Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000, 1931.

Гофман и Гельмерсен. Описание Южного Урала. Исследования восточного склона Ирендыкских гор между рр. Уралом и Сакмарой. Горн. журн., 1835, ч. 1, кн. 2; ч. 2, кн. 4; ч. 4, кн. 12.

Долицкий Я. И. и Вашкова Е. Н. Промышленная оценка хромитовой базы Союза. Инст. мин. сырья, горно-экономический сектор, 1936, рукопись.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, вып. 108.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.—Лг. Гос. Научно-техн. геол.-разв. изд., 1932.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. Изв. Акад. Наук, 1937, № 4.

Зив Е. К. Отчет о геологической съемке района Хабарный (Ю. Урал). Фонды Всесоюзн. геол. инст., 1928, рукопись.

Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Ю. Урале). Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., Изд. Акад. Наук, 1937.

Квашнева В. Я. О платиноносности халиловских и хабарнинских хромитов. Мин. сырье, 1935, № 7.

Кротов Б. П. Петрографические исследования южной части Миасской дачи. Тр. Общ. ест. Казан. унив., 1915, *47*, вып. 1.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологические исследования в Губерлинских горах (предварительный отчет). Зап. Мин. общ., 1891, *28*.

Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции. М., Научно-техн. изд., 1936.

Мурчисон Р. И., Вернель Э. и Кайзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Горн. журн., 1848, кн. 1, 2, 3, 4.

Розе Г. О горных породах Урала. Горн. журн., 1845, *3*, кн. 8, 9.

Смирнов П. А. Геологическое строение северо-восточной части Хабарнинского змеевикового массива. Куйбышев, Волжск. геол.-разв. тр., 1935, рукопись.

Соколов Г. А., Вахромеев С. А., Кашин С. А., Синдеева Н. Д. Геохимические исследования на горе Верблюжьей. Тр. Ю.-Урал. геохим. экспед., сер. Урал., 1936, вып. 5.

Станкевич К. К. и Зайцев А. М. Отчет по поисково-разведочным работам, произведенным по Хабарнинским месторождениям № 5/II, 8, 7, 10, 2а, 2б, 1 и 11 в период 1935 г. Куйбышев, Волжск. геол.-разв. тр., 1935, рукопись.

Хабаков А. В. Отчет о геологических исследованиях Халиловского района. ЦНИГРИ, 1934, рукопись.

Шишулина М. Г. Отчет об исследовании геологического строения Аккермановского месторождения никель-кобальтовых руд. Всесоюзн. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1938, рукопись.
Янишевский М. Э. Отчет о командировке в Мугоджарские и Губерлинские горы, т. 3. Изд. Томск. техн. инст., 1905.
Fisher L. Origin of chromite deposits. Econ. Geol., 1929, *24*, № 7.
Hess Harry H. A primary peridotite Magma. Amer. Journ. Sci., 1938, *35*, № 209.
Sampson E. May chromite crystallize later. Econ. Geol., 1929, *24*, № 6.
Vogt J. H. L. Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1905, *24*.

СОДЕРЖАНИЕ

С. А. Кашин и В. Л. Федоров

Хромитовые месторождения Хабарнинского ультраосновного массива

Стр.

Введение 199
I. Геолого-петрографический очерк района Хабарнинских хромитовых месторождений 200
Географическое положение района 200
Краткая история предшествующих исследований района. 200
Краткие сведения об оро- и гидрографии района 203
Основные черты геологического строения Хабарнинского ультраосновного массива 204
Строение восточной части Хабарнинского массива и взаимоотношения ультраосновных и основных пород 210
Петрографическое описание пород восточной хромитоносной части Хабарнинского массива 212
Краткая геологическая история Хабарнинского ультраосновного массива 235
II. Месторождения хромистого железняка 237
История разведочных и эксплоатационных работ на Хабарнинских месторождениях 237
Краткое описание отдельных месторождений хромистого железняка . . . 238
Хромитовые месторождения «северо-западного» дунитового поля . . . 238
Хромитовые месторождения «восточного» дунитового поля 246
Хромитовые месторождения «главного» поля дунитов 246
Минералого-химическая характеристика хромитовых руд 251
1. Хромшпинелиды 252
2. Прочие минералы, встречающиеся в рудах 266
Текстурные типы руд, переходы и взаимоотношения между ними 267
Генезис Хабарнинских месторождений 276
Промышленная характеристика хабарнинских хромитовых руд 279

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

А. Г. БЕТЕХТИН

ХАЛИЛОВСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Халиловский хромитоносный массив находится в Орском районе и непосредственно связан железной дорогой со всеми промышленными центрами Урала.

За годы Советской власти этот район приобрел крупную известность не только благодаря наличию в нем месторождений, славившихся весьма высококачественными хромитовыми рудами экспортного значения, но также и тем, что здесь были открыты интересные как в научном, так и в практическом отношении месторождения руд железа, никеля и магнезита, генетически связанные с древней корой выветривания ультраосновных пород. За короткое время здесь вырос крупный промышленный центр с новостройками в районе г. Орска.

Хромистый железняк явился здесь одним из первых объектов, которые подверглись эксплоатации. Добыча хромитовых руд в Халиловском районе началась с 1924 г. В первые годы открытия хромитовых месторождений количество добытой руды колебалось в пределах от 1500 до 3000 т. Максимальная добыча падает на 1932 г. — 7625 т. В последующие годы мы наблюдаем некоторое снижение этой цифры. Всего за первые десять лет Халиловский район дал около 70 тыс. т высококачественных хромитов.

С самого начала развития хромитового дела здесь были широко развернуты так называемые «летучие поиски» месторождений с производством большой сети закопушек, дудок и многочисленных канав. К 1927 г. эти работы привели к открытию 125 отдельных, сравнительно небольших по размерам, рудных тел. За последние девять лет новых месторождений почти не было открыто, если не считать нескольких слепых рудных тел, обнаруженных при разведке месторождений буровыми скважинами.

По мере того как выявленные с поверхности рудные тела вырабатывались, видимые запасы руд уменьшались и к 1933 г. резко сократились. К этому моменту был принят целый ряд мер к изысканию методов поисков слепых рудных тел, а также и разведок не до конца выработанных гнезд и линз хромистого железняка. Сравнительно широко были применены геофизические методы поисков, в частности гравиметрия и микромагнитометрия, с последующей проверкой выявленных аномалий. Открытия новых месторождений эти работы, к сожалению, не дали, несмотря на сравнительно благоприятные условия рельефа местности. Точно также больших положительных результатов не дало и ударное бурение, поставленное в бортах многих карьеров, которыми вырабатывались рудные тела с поверхности.

С 1931 г. этот вид разведки был заменен колонковым бурением, получившим систематическое развитие с осени 1932 г. под энергичным руководством геолога К. К. Станкевича. Наибольший размах колонковое бурение приняло в период 1933—1935 гг.

Особенного развития поисковые работы достигли в 1935 г., когда в связи с окончательной выработкой большинства ранее открытых месторождений положение с запасами хромитовых руд стало крайне напряженным. К этому времени все наиболее продуктивные в свое время карьеры были уже освещены на глубину буровыми работами, с целью обнаружения новых рудных тел. Были приняты решительные меры по ревизии прежних поисковых работ. В районе наиболее благонадежных участков была произведена детальная геологическая съемка с целью прогноза распространения новых рудных тел.

Кроме того, геолого-разведочная партия применила остроумный и дешевый способ вскрытия элювия на значительных площадях систематически расположенными глубокими бороздами, проведенными с помощью трактора. В условиях степного рельефа среди участков с незначительной мощностью насосов этот способ поисков вполне пригоден. Все вскрытые тракторными бороздами участки после дождливых дней были тщательно осмотрены. На обнаруженных пунктах скопления обломков хромита были произведены закопушки и канавные работы. Общее число найденных таким путем «высыпок» хромита достигло тысячи. К сожалению, среди вскрытых рудных тел не оказалось ни одного, которое могло бы представлять собой значительный промышленный интерес.

Все это свидетельствует о том, что поверхностные промышленные ресурсы хромитовых руд Халиловского района исчерпаны. В 1936 г. были проведены последние, более крупные по масштабу эксплоатационные работы в этом районе.

При разведке и эксплоатации Халиловских хромитовых месторождений был получен огромный фактический материал, особенно за период 1934—1936 гг. Что же касается первых лет разработки этих месторождений, то документация многих эксплоатационных выработок или не производилась вовсе, или производилась не совсем точно.

Особенно богатый опыт был приобретен по методике разведки этих месторождений. Эксплоатационными работами были много раз проверены данные разведок: морфология и условия залегания рудных тел, вырисовывавшиеся на основании буровых работ, детали тектоники месторождений, данные искривления скважин, подсчета запасов руд и пр.

Систематические научно-исследовательские работы на этих месторождениях были поставлены сравнительно поздно. Начало их относится к 1934 г., когда автор настоящей работы от ЦНИГРИ был приглашен консультантом работ Халиловской геолого-разведочной партии. Несмотря на короткий прошедший промежуток времени, все же удалось выявить целый ряд интересных положений, касающихся вопросов геологии и генезиса этих месторождений.

Предлагаемая работа представляет собой результат этих исследований. В ней изложены как данные, собранные лично автором, так и данные, полученные при обработке весьма интересных разведочных материалов, любезно переданных автору К. К. Станкевичем, которому автор выражает искреннюю признательность.

I. Краткий обзор предыдущих исследований

Район Губерлинских гор, к которому принадлежит и наш Халиловский район, еще с начала прошлого столетия привлекал к себе внимание исследователей. Упоминания о находках в этом районе «змеевиков» и «диаллагоновых пород» встречаются во многих работах геологов, работавших здесь в прошлом столетии: Гофмана и Гельмерсена (1835), Мурчисона и др. (1848), Антипова и Меглицкого (1858).

В самом конце прошлого столетия этот район посетил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. В опубликованном им предварительном отчете (1891) даются более подробные сведения по геологии района и краткая петрографическая

характеристика пород. В этой работе впервые отмечены достоверные находки месторождений хромистого железняка в Губерлинских горах.

С момента начала эксплоатации Чкаловско-Орской жел. дор. наступил период детальных геологических исследований в Халиловском районе. В двадцатых годах текущего столетия, т. е. уже при Советской власти, были открыты многочисленные коренные месторождения хромита в целом ряде серпентинитовых массивов Южного Урала, в том числе и Халиловском массиве. С 1924 г., как уже указывалось, начались систематические поиски и разведки этих месторождений. Следует отметить особую роль в форсировании хромитовой проблемы в Халиловском районе К. В. Полякова, вложившего много энергии и непосредственно руководившего первыми разведками хромитовых месторождений этого района. Вопросы хромитового дела на ряду с другими он неоднократно ставил в печати (1926, 1927).

С момента открытия К. В. Поляковым никелевых, Рудницким — железорудных месторождений целый ряд исследователей занялись более детальным изучением геологии района. Впервые здесь была поставлена геологическая съемка, и были подвергнуты детальному изучению открытые месторождения, главным образом никеля и железа. В 1932 г. в сборнике статей, изданном Средневолжским краевым издательством (Халиловские месторождения никелевых руд, 1932), появился ряд статей, касающихся геологии Халиловского района. В. С. Коптев-Дворников и Д. Г. Ульянов в статье «Краткий геологический очерк» дали петрографическую характеристику пород. Авторы считают, что породы габбрового состава представляют собой результат вторжения самостоятельной габбро-диоритовой магмы, причем это вторжение происходило «одновременно с раздроблением перидотитового массива». Этой магме ими необоснованно приписывается также весьма активная роль в серпентинизации ультраосновных пород.

В 1934 г. детальную геологическую съемку в пределах планшета, вмещающего выходы Халиловского хромитоносного перидотитового массива, в масштабе 1:50 000, произвел А. В. Хабаков (1935). Геологическая карта составлена сравнительно точно и позволила автору ее высказать ряд вполне обоснованных соображений, касающихся геологии района. Работами А. В. Хабакова в значительной мере уточнены положения, высказывавшиеся прежними исследователями. Им впервые дана правильная трактовка основных черт геологии района.

В 1935 г. по заданию Оренбургского облисполкома б. Ломоносовским институтом Академии Наук была проведена детальная работа по изучению вещественного состава халиловских хромитовых месторождений (1937). Авторами этой работы — А. Г. Бетехтиным и С. А. Кашиным проделано широкое химико-минералогическое исследование халиловских руд главнейших месторождений района. Особое внимание было обращено на химический состав хромшпинелидов, в частности на содержание более редких элементов в них — таких, как Zn, Ni, Co, Ti, P, V.

Интересные данные были получены также при изучении химического состава акцессорных рудных минералов, выделенных из перидотита и дунита. Эти исследования позволили авторам более определенно высказаться о парагенезисе минералов и их последовательности выделения в хромитовых месторождениях.

В 1938 г. появилась в печати еще одна работа, посвященная минералогии этих месторождений, написанная А. И. Киселевым. В этой работе приводятся также данные химических анализов отдельных минералов.

II. Орография района

Местность Халиловского района представляет собой типичную, слабо всхолмленную степь. При более внимательном знакомстве с особенностями орографии северо-западной хромитоносной части габбро-перидотитового

массива, расположенной в районе ст. Халилово, бросается в глаза тот факт, что северный участок этого района по особенностям рельефа значительно отличается от южного.

Южный участок района представлен более пенепленизированной поверхностью выветривания перидотитовых пород, возникшей еще в доюрское время и притом, видимо, в условиях жаркого климата. Об этом говорит мало обычная для Среднего и Северного Урала картина зоны выветривания с обилием образований магнезита, опала, никеленосных продуктов разрушения перидотитовых пород и железистых охр. Современная эрозия на этом участке выразилась лишь в образовании неглубоких, сильно ветвящихся сухих оврагов, в которых наблюдаются выходы коренных ультраосновных пород.

Северный участок района (к северу от линии железной дороги) более холмистый. Почти нигде не наблюдается следов древнего выветривания пород. Здесь весьма многочисленны выходы коренных пород на поверхность. Этот участок прорезается неглубокой, но сравнительно широкой долиной маловодной рч. Губерли с впадающими в нее с северной и южной сторон довольно многочисленными логами.

Абсолютные высотные отметки рельефа для всего Халиловского района колеблются в пределах 300—400 м над уровнем Балтийского моря. Лишь в русле р. Губерли мы имеем отметки в 260—270 м.

III. Общая географическая характеристика района

В геологическом отношении Халиловский район представляет собой довольно сложную картину. Наиболее полно геология района изучена группой ЦНИГРИ, возглавлявшейся Н. К. Разумовским, и детально описана А. В. Хабаковым в его неопубликованном отчете (1935). Нижеследующие данные по стратиграфии района приводятся по А. В. Хабакову, с его любезного разрешения.

В основном район сложен тремя главными комплексами горных пород:

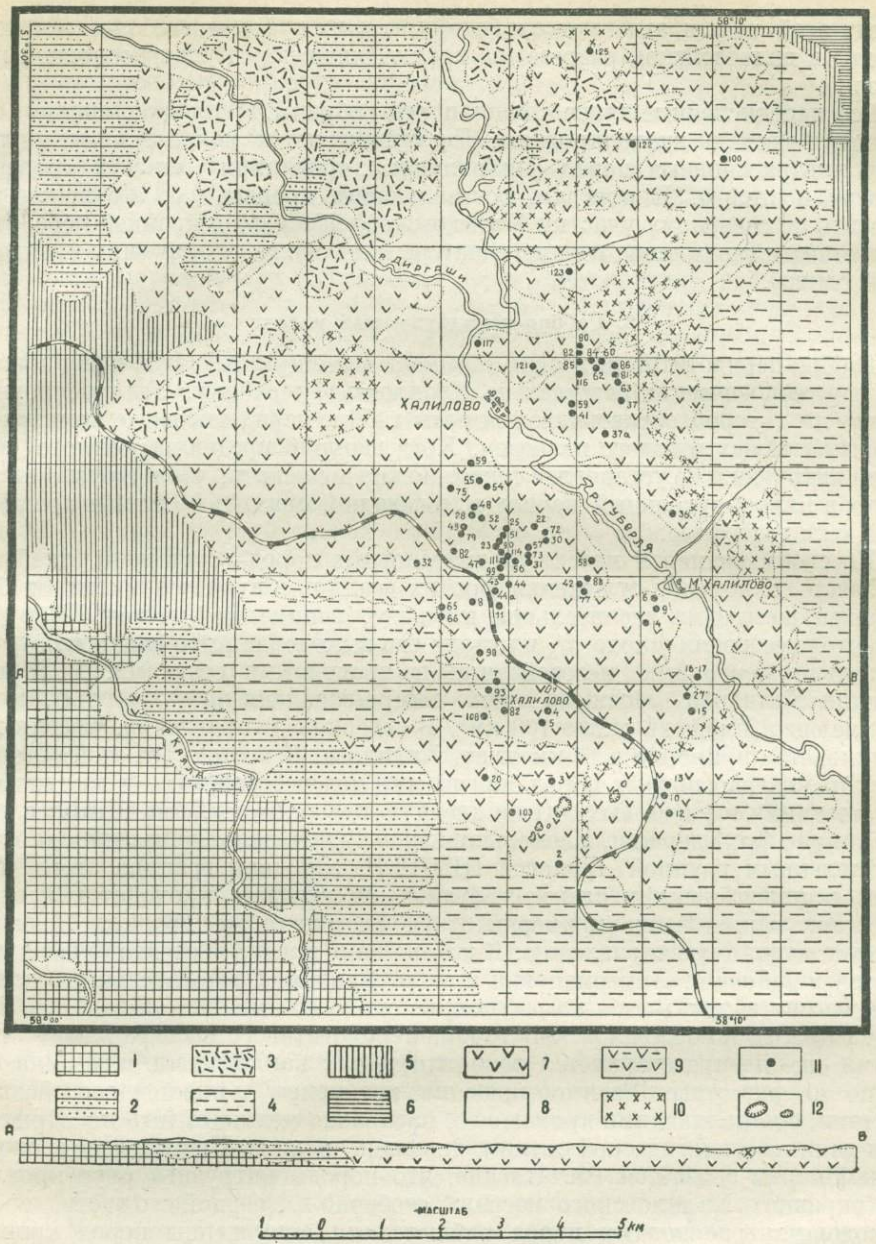
1. Толща палеозойских пород, вмещающих габбро-перидотитовый массив и представленных преимущественно метаморфическими сланцами и эффузивами.
2. Массив габбро-перидотитовых пород.
3. Толща мезозойских и третичных осадочных отложений, залегающая на эродированной поверхности габбро-перидотитового массива и палеозойской метаморфической толщи.

1. Вмещающая габбро-перидотитовый массив толща палеозоя

Наиболее древними образованиями (фиг. 1) в нашем районе является каялинская свита метаморфических зеленых сланцев, в составе которой в значительной мере принимают участие измененные изверженные породы основного ряда. Среди этих пород преобладают кварцево-хлоритовые, актинолит-хлоритовые, тальково-хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы. Выходы пород этой свиты наблюдаются в западной части Халиловского района, главным образом в геологических разрезах рр. Б. и М. Каялы.

В разрезе по долине р. Б. Каялы над каялинскими сланцами залегают альбитофиры и их туфы с туфитовыми сланцами, принадлежащими к так называемой губерлинской свите нижнего силура. В северо-западной части нашего района эти эффузивнотуфовые породы залегают на свите аркозовых песчаников и сланцев, относимых к низам нижнего силура. Общая мощность губерлинской свиты достигает 200 м.

Выше по геологическому разрезу располагается довольно мощная толща верхнесилурийских граптолитовых и кремнистых сланцев сакмарской свиты.



Фиг. 1. Карта расположения хромитовых месторождений в Халиловском районе (По А. В. Хабакову).

1 — древняя метаморфическая толща палеозоя; *2* — песчанико-сланцевая толща нижнего и верхнего силура; *3* — диабазо-спилитовая толща нижнего девона (ирендыкская свита); *4* — юрские песчано-глинистые отложения; *5* — отложения верхнего мела; *6* — третичные отложения; *7* — четвертичные отложения; *8* — перидотиты; *9* — остатки древней коры выветривания перидотитового массива; *10* — габбро и габбро-диабазы; *11* — месторождения хромита; *12* — месторождения магнезита

На ней согласно залегает опять толща эффузивов (диабазов и спилитов), общей мощностью 300—400 м. По возрасту ее относят к нижнему девону (ирендыкская свита). В нижних частях эти эффузивы образуют переслаивания с кремнисто-глинистыми сланцами верхнего силура. В верхних же

частях этой толщи залегают альбитофиры и их туфы — наиболее молодые породы в палеозойском разрезе (за исключением пород ультраосновной интрузии).

Все перечисленные выше толщи пород собраны в складки, сильно перемяты и местами дислоцированы. По отношению к халиловскому интрузиву ультраосновных пород они являются, повидимому, отчасти кровлей, отчасти постелью. К породам, составляющим кровлю, как это можно заключить по северному участку Халиловского массива по крайней мере, следует отнести часть толщ верхнего силура и девона (т. е. эффузивы ирендыкской свиты).

2. Габбро-перидотитовый массив

Габбро-перидотитовый массив занимает огромную площадь как в плане, так и в геологических разрезах по Халиловскому району. Ультраосновная магма, из которой образовались породы габбро-перидотитового комплекса, прорвала толщу нижнего палеозоя. Хотя верхний предел вероятного возраста интрузии и не установлен точно, можно допускать, что интрузия имела место в каменноугольный период и, очевидно, связана с древневарисцийской складчатостью.

По своим размерам массив ультраосновных пород—один из крупнейших на Урале. К моменту отложения юрских осадков в процессе эрозии он был обнажен на весьма значительной площади, занимавшей не менее 600 км^2. В настоящее время около $^4/_5$ площади его выходов скрыто под почти горизонтально лежащими мезозойскими и третичными осадками. В районе станции Халилово обнажена лишь северо-западная часть этого массива, занимающая площадь около 100 км^2. В северном направлении массив выклинивается примерно в 15 км от ст. Халилово. К востоку от этой станции выходы ультраосновных пород скрываются под мезозойскими и третичными отложениями и вновь выходят на дневную поверхность лишь в районе дер. Ишкинино и р. Елшанки. Насколько можно судить по геологическим картам, составленным группой геологов ЦНИГРИ, западная граница этого массива с палеозойскими сланце-эффузивными свитами проходит в северо-западном направлении (примерно 330°). Восточная же граница близка к меридиональному направлению. К юго-востоку массив постепенно выклинивается в районе с. Аккермановки и за р. Уралом. Следовательно, в длину наш массив вытягивается на расстояние около 40 км.

Судить о форме халиловского габбро-перидотитового массива в настоящее время еще не представляется возможным, так как условия залегания его точно не известны. Взаимоотношения интрузива с нижнепалеозойскими свитами, составляющими кровлю его, насколько можно судить по отрывочным данным геологической съемки, довольно сложны. При анализе геологической карты создается впечатление, что породы интрузива рвут кровлю. На окраинах Халиловского массива, особенно в северной его части, среди выходов ультраосновных пород наблюдаются отторженцы пород кровли, иногда занимающие значительные участки по площади.

В ряде мест среди пород палеозойских свит, в частности в каялинской свите, А. В. Хабаковым наблюдались небольшие выходы серпентинитов и габбро. Более значительные выходы этих пород были встречены южнее, поблизости от Хабарнинского габбро-перидотитового массива (в районе планшета Е. Э. Разумовской). Однако установить отношение всех названных выходов ультраосновных пород и габбро к Халиловскому массиву не удается.

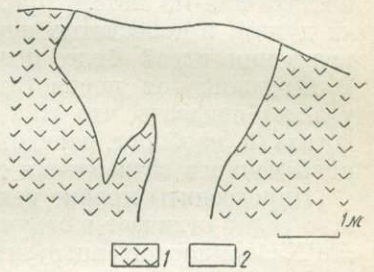
В геологическом строении массива ультраосновных пород каких-либо строгих закономерностей подметить не удается. В строении более детально изученной северо-западной части массива (район ст. Халилово) принимают участие довольно разнообразные породы. В основной массе в этом районе

распространены сильно серпентинизированные перидотиты (преимущественно гарцбургиты, иногда переходные разности к лерцолитам, с редкими включениями моноклинного пироксена).

Полевые наблюдения и микроскопические исследования показывают, что перидотиты по своим текстурным особенностям поразительно однообразны. Лишь местами можно наблюдать некоторые различия между ними, выражающиеся главным образом в различном содержании в них баститовых зерен, возникших за счет ромбического пироксена.

Во многих местах можно заметить некоторые закономерности в пространственном расположении баститовых зерен, отражающие первичные структурные особенности перидотитового массива. Нередко эти зерна располагаются в виде линейно ориентированных цепочек, создавая, таким образом, полосчатые текстуры перидотита.

Замеры ориентировок полосчатости в перидотитах, выполненные А. В. Хабаковым, показывают, что в районе ст. Халилово и к северу от нее преобладающее простирание полосчатости близко к меридиональному и по мере удаления на север меняется на северо-восточное. Падение этих полос крутое: 60—70° на восток. При встрече штокообразных выходов пород габбрового состава, полосчатость в перидотитах как бы огибает контуры этих тел. К этому следует добавить, что в габбровых телах, характеризующихся параллельными текстурами, также удается заметить некоторую конкордантность ориентировки полос своим границам.



Фиг. 2. Зарисовка формы дунитового тела в перидотите

1 — перидотит; *2* — дунит

Повидимому, ориентировка направлений полосчатости возникла еще в процессе кристаллизации магмы и вызвана имевшим место в этот момент односторонним давлением.

Среди перидотитовых пород в 1934 г. автором были констатированы выходы сильно серпентинизированных д у н и т о в, отмеченные также микромагнитометрической съемкой. Детальное картирование дунитоносных участков перидотита показало, что эти участки часто вытягиваются в виде полос с простиранием, близким к меридиональному. С первого взгляда на составленную К. К. Станкевичем карту они очень близко напоминают жилообразные тела. Однако детальное изучение взаимоотношений их с перидотитами далеко не всегда подтверждает первое впечатление. Нередко можно наблюдать в бортах карьеров, например, дунитовые тела, совершенно неправильной или штоко- и шлирообразной формы (фиг. 2). Каких-либо явлений метасоматоза при этом не удается подметить. Кроме того, границы между дунитами и перидотитами часто извилисты, а порой крайне прихотливы. Местами отмечаются постепенные переходы дунита в окружающий гарцбургит. При этом типичных признаков метасоматоза одной породы и другой не наблюдается. Лишь иногда, в случаях внедрения в гарцбургит хромитовых жилообразных отпрысков от главного рудного тела, располагающегося в основном среди дунита, можно видеть дунитовые оторочки вокруг рудных жил. Однако на ряду с этим наблюдаются и обратные факты. Так, например, в карьере № 112 жилообразные выклинивающиеся отпрыски хромита, проникающие в гарцбургит, вовсе не имеют дунитовых оторочек.

Таким образом, в конечном счете мы не имеем оснований утверждать, что дунитовые участки по отношению к перидотитам явно более молоды. Скорее создается впечатление, что составные части ультраосновной магмы кристаллизовались почти одновременно и лишь местами магма дунитового состава застывала несколько позже. А. В. Хабаков, производивший деталь-

ную съемку всего планшета, пришел, по существу, к аналогичным же выводам.

Чем могла быть вызвана неоднородность состава ультраосновной магмы перед моментом ее застывания, сказать трудно. Во всяком случае о явлениях ликвации магмы на составные части дунитового и гарцбургитового состава говорить нельзя. Этому противоречат условия залегания пород и близость их химического состава. О каких-либо явлениях реакционного состава, генетически связанных с месторождениями хромита, также говорить не приходится, так как во многих дунитовых телах скопления рудных масс отсутствуют совершенно. Возможно, что в данных случаях мы имеем результат перемешивания в процессе внедрения магмы, подвергшейся частичной магматической дифференциации где-то на глубине. Если внедрение происходило в гипабиссальных условиях, то возможно, что полного смешения этих дериватов магмы могло и не произойти.

Автор отнюдь не хочет этим взять под сомнение вообще возможность внедрения и кристаллизации дунитов в более поздние моменты, чем это может иметь место для перидотитов. На Полярном Урале среди перидотитового массива Рай-Из автору приходилось наблюдать типичные секущие прожилки дунита в полосчатых перидотитах. Однако необходимо предостеречь от увлечения идеей более позднего образования дунитов среди перидотитов. В Шорджинском перидотитовом массиве (в Закавказье) автору (1937) удалось показать, что такие же жилоподобные участки дунита среди перидотита (и, наоборот, перидотита в дуните) представляют собой результат одновременного затвердения не совсем однородной по составу магмы.

Пироксениты крайне редки для Халиловского массива. Это обстоятельство резко отличает в структурном отношении наш массив от восточной части Хабарнинского интрузива, где в районах рудоносных участков пироксениты пользуются весьма широким распространением.

В Халиловском районе пироксениты автором были встречены лишь в виде редких крупнокристаллических диаллагитовых типичных жил среди перидотитов. По времени образования они отвечают, по всей вероятности, пегматитовой фазе магматического процесса. А. И. Киселев встречал породы диаллагитового состава нормальной зернистости еще на северо-восточной окраине Халиловского района в ассоциации с породами габбрового состава. Иногда они в виде шлиров наблюдаются и среди меланократового габбро.

Каких-либо закономерностей в условиях залегания жильных крупнокристаллических пироксенитов подметить не удалось. Нужно лишь подчеркнуть здесь тот факт, что эти образования по возрасту являются более поздними, нежели хромитовые рудные тела, так как в одном из месторождений западной группы было констатировано явное пересечение пироксенитовой жилой рудного тела. Подобные факты не раз были констатированы автором и для других массивов Урала и Закавказья.

Породы габбрового состава в количественном отношении также резко подчинены перидотитовым породам. Выходы этих пород в Халиловском районе наблюдаются главным образом на севере, северо-востоке и востоке. Как в этом районе, так и в других районах Халиловского перидотитового массива эти породы в основном приурочены к периферическим частям его. Они встречаются и среди пород кровли массива, но часто в сопровождении ультраосновных пород. Таким образом, пространственная связь говорит, очевидно, и о генетической связи этих пород между собой.

По своему составу и структурным особенностям эти породы довольно разнообразны. Более широким распространением пользуются габбро-диабазы, а также роговообманковые габбро, реже встречаются оливиновое габбро, габбро-пегматиты и плагиоклазиты.

Обнажаются эти породы в виде сравнительно небольших по площади выходов, часто имеющих характер шлирообразных или штокообразных форм

с резкими или расплывчатыми границами, реже — в виде жилообразных масс и, наконец, в виде типичных жил (главным образом габбро-пегматиты, лейкократовые габбро и плагиаплиты, а также и габбро-диабазы и иногда габбро-диориты).

Изучение взаимоотношений этих пород с вмещающими их перидотитами показывает значительное разнообразие. Часть этих пород, имеющая меланократовый облик, нередко обнаруживает более или менее постепенные переходы к перидотитам через оливиновое габбро или пироксениты. Переходные зоны в этих случаях, как правило, не обладают сколько-нибудь значительной мощностью. В других случаях, как, например, для выходов габбро-диабазов, расположенных к востоку от ст. Халилово, мы наблюдаем, несомненно, эпигенетический характер их образований. В так называемом «диоритовом карьере» (у железнодорожной линии) можно отчетливо видеть, что на контакте с перидотитами эти породы становятся почти афанитовыми и содержат даже ксенолиты серпентинизированного перидотита. В этом участке ряд узких тел габбро-диабазов располагается один за другим по кривой линии северо-восточного направления, круто загибающейся на западе к югу. Возможно, что они представляют части разорванной при тектонических процессах единой дайки.

Что касается лейкократовых разностей, а также пород с неравномерной зернистостью и с резкими колебаниями в минералогическом составе, то эти породы кристаллизовались тоже одними из последних, залегая большей частью в виде небольших жил как в перидотитах, так и в породах габбрового состава.

Следует еще заметить, что иногда тела основных пород у контактов с перидотитами подвергаются сильному метаморфизму и частичному рассланцеванию. В самих перидотитах в приконтактовой зоне также нередко проявляется сланцеватость и развиваются хлориты. Рассланцованные зоны ультраосновных пород небольшой мощности наблюдаются и вокруг хромитовых рудных тел. При этом порода подвергается карбонатизации и частичному отальковванию. У местных работников такие зоны получили название «липучки». Эти явления рассланцевания автор склонен относить за счет динамических воздействий, приуроченных во времени к моменту серпентинизации перидотитов и обусловленных, повидимому, значительным увеличением объема ультраосновных пород в процессе серпентинизации. Такого же порядка явление, повидимому, имеет место и на контактах с породами палеозойской толщи, где возникают более мощные зоны антигорито-хризотиловых серпентинитов.

Кислые породы, представленные в нашем районе жильными плагиогранитами, встречаются сравнительно редко. Однако за пределами района (к востоку и к югу) были встречены более крупные выходы этих пород как в соседстве с габбро, так и в виде самостоятельных тел.

В заключение геологического очерка габбро-перидотитового массива необходимо сказать несколько слов об основных элементах тектоники его.

Первичные структурные особенности массива, вследствие сильной серпентинизации пород, сохранились очень плохо. О них мы можем судить, как уже указывалось выше, прежде всего по наблюдающимся кое-где реликтовым параллельным текстурам перидотита. В Халиловском районе эти текстуры до некоторой степени согласуются с общей конфигурацией массива, обнаруживая, однако, в отдельных местах отклонения от общего меридионального направления. Если принять во внимание крутое восточное падение полосчатости перидотитов, связывая его с ориентирующим давлением вмещающей палеозойской толщи, то с некоторой долей вероятности можно предполагать, что северо-западная (халиловская) часть габбро-перидотитового массива падает на восток. Ориентировка большинства вытянутых дунитовых тел также согласуется с этим направлением. Наконец,

о том, что первичные тектонические элементы этого участка массива совпадали именно с этими направлениями, говорят и условия залегания линзо- и жилообразных хромитовых тел. Главная масса их, расположенная в районе ст. Халилово (на право- и левобережье р. Губерли), обнаруживает близкое к меридиональному простирание и восточное падение.

Постинтрузивные тектонические нарушения в структуре габбро-перидотитового массива наблюдаются в многочисленных местах. Правда, масштаб этих нарушений в районе распространения хромитовых месторождений в большинстве случаев не велик. Они выразились в небольших передвижках в массиве, носящих, повидимому, глыбовый характер, а местами в образовании зон смятия и рассланцевания. Кроме того, обильны явления кливажа в серпентинизированных породах. Насколько можно было судить по обнажениям в горноразведочных выработках, главная масса смещений произошла в меридиональном или диагональном направлении, причем амплитуда этих смещений обычно не превышает нескольких дециметров. Наблюдались случаи смещения также в горизонтальном направлении. Кроме того, как уже указывалось, боковые породы на контакте с рудными телами во многих местах подверглись рассланцеванию, а сами руды — катаклазу.

По мнению автора, главная масса этих мелких нарушений в перидотитовом массиве связана с процессом серпентинизации ультраосновных пород. Это предположение, однако, отнюдь не исключает возможности тектонических проявлений, связанных с внешними постмагматическими воздействиями на ультраосновной массив, но найти и отличить последнее от нарушений, связанных с серпентинизацией пород, не представилось возможным.

Более значительные тектонические нарушения наблюдались по восточной окраине выходов ультраосновных пород Халиловского участка массива (вблизи месторождения железных руд). Сколько-нибудь существенного влияния на условия залегания рудных тел эти нарушения не оказали. Во всяком случае, в наиболее крупных жилообразных рудных телах, таких, как, например, № 41 и 59, в общей сложности протягивавшихся по простиранию почти на 300 м и в глубину свыше 90 м, никаких крупных смещений встречено не было. Оба рудных тела нормально выклиниваются по простиранию.

3. Мезо-кайнозойские отложения

Характерной особенностью этих отложений является их почти горизонтальное залегание на эродированной и подвергшейся интенсивному выветриванию в доюрский период поверхности габбро-перидотитового массива и вмещающей его толщи нижнего палеозоя.

Эти осадки в восходящем разрезе представлены:

1) юрскими отложениями континентальных глин, железистых песков и галечников, залегающих на пенепленизированном палеозойском субстрате с островками коры выветривания, содержащей в себе месторождения магнезита и никелевых силикатных руд; к этому же горизонту приурочена также фация бурых железняков осадочного происхождения;

2) песками континентального мела, сохранившегося лишь местами;

3) морскими верхнемеловыми отложениями, представленными галечниками, толщей маастрихтских мергелей и глауконитовых песков;

4) третичными осадками, сохранившимися при современной эрозии лишь местами и представленными главным образом континентальными слоями.

Все эти отложения, составляя одно целое, располагаются к востоку и юго-востоку от Халиловского района. Общая мощность их колеблется в пределах нескольких десятков метров.

Сколько-нибудь серьезных дизъюнктивных нарушений среди мезозойских и третичных отложений не наблюдается. А. Л. Яншин и А. В. Хабаков

отмечают лишь единственный сброс в районе триангуляционного пункта Дюрт-Тюбе.

Четвертичные отложения в Халиловском районе развиты главным образом по долинам рр. Губерли и Каялы, слагая в них ряд террас.

IV. Краткий петрографический очерк габбро-перидотитовой формации

Как уже указывалось, огромный по своим размерам Халиловский массив ультраосновных пород в главной своей массе состоит из сильно серпентинизированных перидотитов преимущественно типа гарцбургитов. Резко подчиненное значение по отношению к ним занимают дуниты и разнообразные породы габбрового состава. Значительно реже встречаются пироксениты, представленные диаллагитами.

1. Перидотиты

Наиболее распространенным типом перидотитовых пород является нацело серпентинизированный гарцбургит. Изредка удается встретить породы, в которых к ромбическому пироксену присоединяется моноклинный пироксен в виде слабосохранившихся реликтов зерен. В последнем случае мы, следовательно, имеем переходные к лерцолитам разности перидотитов. Серпентинизация этих пород настолько сильно проявлена, что под микроскопом в прозрачных шлифах, как правило, совершенно не встречается уцелевших от замещения серпентином зерен первичных породообразующих минералов. По существу, стало быть, мы имеем в полном смысле слова серпентинитовые породы. Однако реликтовые текстуры и структуры этих пород в подавляющем большинстве случаев настолько хорошо сохранились, что макроскопически и под микроскопом мы без особого труда можем узнать первоначальную природу серпентинизированных пород.

Макроскопически эти породы в большинстве случаев представлены плотными разностями, имеющими в свежем изломе темнозеленый, реже — светлозеленый или черный цвет. Характерной их особенностью, бросающейся в глаза, является наличие зерен бастита в псевдоморфозах по ромбическому пироксену, характеризующегося спайностью, жирным блеском и зеленовато-желтой окраской. Лишь в тех участках перидотитового массива, которые подверглись сильным динамическим воздействиям, мы макроскопически можем не заметить реликтов ромбического пироксена.

В выветрелом состоянии обломки этих пород имеют корку выветривания в большинстве случаев желтоватого или грязно-желтого цвета. Примерно те же окраски характерны и для элювиальной щебенки, на выходах перидотитовых пород.

В местах наибольшей эрозионной деятельности перидотиты, в противоположность дунитам, образуют часто скалистые выходы, почти не покрытые коркой выветривания. При этом обветренная поверхность таких выходов обладает часто грубой шероховатостью, что также их отличает от дунитов.

Минералогический состав перидотитов не везде одинаков. Разнообразие минералов приходится исключительно на долю позднейших образований, возникших при серпентинизации. К числу первичных минералов относятся оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, хромшпинелиды и крайне редкие сульфиды (пирротин и пентландит). К парагенетической группе минералов, возникших при серпентинизации, следует отнести: хризотил, антигорит, бастит, рудные новообразования (из группы хромшпинелидов и магнетита), карбонаты. Изредка встречаются актинолит, хлорит, тальк, вермикулит (?), брусит, сульфиды (марказит, миллерит). При выветривании перидотитов развиваются гидроокислы железа, магнезит, а в сильно выветрелых породах, кроме того, наблюдаются опал и халцедон. В более

низких горизонтах древней коры выветривания распространены нонтрониты, магнезит, гидросиликаты никеля и другие минералы, образующиеся при выветривании.

Оливин был встречен лишь в нескольких шлифах, изготовленных из кернов бурых скважин, в виде мелких зерен, не затронутых серпентинизацией. Результаты измерений оптических констант следующие: 2V = от +84 до + 86°. Ng—Np= 0.036—0.038. Если судить по реликтовым структурам, то количество первоначального оливина в породе нередко достигало 80—90%.

Ромбический пироксен в шлифах наблюдался всего лишь один раз в виде жалких остатков среди баститовой массы. Оптических констант измерить не удалось.

Моноклинный пироксен был встречен в породах, переходных к лерцолитам, в явно ксеноморфных формах по отношению к бывшим оливиновым зернам. Под микроскопом он почти бесцветен, по направлениям спайности в значительной мере замещен серпентином, обладающим желтым оттенком. Оптические константы этого пироксена следующие: cNg=42°; 2V = + 56° Ng—Np= 0,026. По этим данным он отвечает диопсиду.

Хромшпинелиды в перидотитах наблюдаются довольно часто. Мелкие идиоморфные зерна этих минералов изредка встречаются внутри бывших оливиновых зерен. Более же крупные кристаллики гипидиоморфной формы часто располагаются на границах между бывшими оливиновыми зернами и ромбическими пироксенами. В большинстве случаев зерна этих минералов просвечивают красно-бурым цветом, что указывает на сравнительную их свежесть.

Любопытно, что по отношению к бывшим зернам оливина неметаморфизованные хромшпинелиды часто обнаруживают явный ксеноморфизм, но зато бесспорно они идиоморфны по отношению к пироксенам. Встречаются, однако, и неправильной формы зерна этих минералов.

Небезынтересно привести химический анализ этих хромшпинелидов, выделенных в виде концентрата из измельченной массы перидотита.

	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	1.16	019
TiO_2	0.20	002
Cr_2O_3	48.12	316
Al_2O_3	17.36	170
Fe_2O_3	5.41	034
FeO	11.21	155
MgO	12.45	309
CaO	нет	—
Растворимая в соляной кислоте фракция	2.95	—
Сумма . .	98.86%	

Анализ произведен Ю. Н. Книпович в ЦНИГРИ.

Пересчет на молекулярные группировки показывает, что мы здесь имеем дело с хромпикотитом (согласно классификации А. К. Болдырева), т. е. хромшпинелид богат глиноземом и окисью магния.[1]

Сульфиды в перидотитах удается наблюдать только в полированных шлифах. Макроскопически, в свежем изломе породы, и их удается заметить крайне редко. В большинстве случаев сульфиды, наблюдающиеся под микроско-

[1] Более подробно об этом см. в работе А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина (1937).

пом, представляют собой новообразования или вторичные минералы, возникшие при процессе серпентинизации. Первичные же сульфиды в перидотитах Халиловского массива чрезвычайно редки. Больше шансов найти их в тех образцах, в которых они наблюдаются макроскопически. К числу их следует относить пирротин и пентландит.

Хризотил является главным минералом, возникшим при серпентинизации перидотитов. Развивается он за счет оливина в виде типичных «шнуров» или «жилок» с поперечноволокнистым или косоволокнистым строением. На описании оптических свойств этого минерала останавливаться не будем, так как они ничем существенным не отличаются от неоднократно описанных в литературе. Укажем лишь, что в нашем массиве, так же как и в других, широко представлены переходные разности к антигоритовым серпентинам.

Антигорит в типичных пластинчатых аггрегатах также наблюдается среди серпентинизированных перидотитов, но сравнительно реже. Большей частью подобные разновидности серпентинизированных перидотитов встречались в зонах смятия перидотитового массива. Следует заметить, что под микроскопом в полированных шлифах, как это уже не раз констатировано было автором и ранее, антигорит отличается от хризотила по своим физическим свойствам. В частности, твердость антигоритовых пластинок и сплошных аггрегатов его значительно выше по сравнению с хризотиловым серпентином, что обусловливает явно рельефную поверхность полированного шлифа. Правда, поверхность хризотиловых участков также характеризуется некоторыми неровностями в рельефе, но не в столь сильной степени, как в сочетании с антигоритом. Во всяком случае, автор вполне присоединяется к мнению А. Н. Заварицкого (1932) о недостаточной еще изученности физических свойств минералов группы серпентина.

Бастит, как разновидность серпентина, развивается на месте ромбического пироксена в виде типичных псевдоморфоз. Иногда можно наблюдать среди него прожилки хризотилового серпентина, момент образования которых пока не ясен. В сильно серпентинизированных разностях перидотита при параллельных николях часто совершенно не удается заметить в шлифах реликтовых очертаний ромбического пироксена, зато они прекрасно видны при скрещенных николях, потому что серпентин-бастит в этом случае ведет себя как монокристаллическое зерно. Следует добавить, что в полированных шлифах границы серпентинизированного пироксена часто бывают хорошо заметны, что свидетельствует о некотором различии физических свойств бастита и хризотила.

Кроме указанных разновидностей серпентина, необходимо отметить также аморфный серпентин (серпофит, по В. Н. Лодочникову), выделяющийся в полых трещинках и пустотах. Эта разновидность серпентина под микроскопом часто не обладает какими-либо структурными элементами. При скрещенных николях она ведет себя как изотропное вещество или обнаруживает аномальную анизотропность, свойственную коллоидным веществам. Особенно это имеет место в тонких трещинах. Эта разновидность серпентина в полированных шлифах обладает наименьшей твердостью и совершенно ровной, гладкой, полированной поверхностью.

Химический анализ подобного совершенно однородного серпофита характеризуется следующими данными:

	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	39.00	650
Al_2O_3	0.42	004
Fe_2O_3	5.68	035
FeO	2.70	038
MgO	38.23	957
NiO	0.05	—
CaO	нет	—
CO_2	»	—
$H_2O^{+105°}$	14.02	778
Сумма . .	100.10	

Анализ произведен Ю. Н. Книпович в ЦНИГРИ.

Пересчет данных анализа на молекулярные количества показывает, что в сущности эта разновидность серпентина по своему валовому химическому составу мало отличается от серпентинизированного перидотита, приведенного ниже. Можно заметить лишь несколько повышенное содержание в нашем серпентине кремнекислоты. Отношение молекулярных количеств окислов двухвалентных элементов к кремнезему составляет 1.53 (для перидотита — 1.67). Бросаются в глаза также несколько иные соотношения между закисью и окисью железа. Глинозем, так же как и окись железа, очевидно входит в состав гидросиликата, так как никаких других минералов, кроме серпентина, под микроскопом не наблюдается.

Говоря о прожилках серпентина, автор должен подчеркнуть, что при внимательном изучении их возрастных взаимоотношений удается убедиться в том, что серпентинизация перидотитов представляла довольно сложный и длительный процесс. В ранние моменты проявления серпентинизации метаморфизующие растворы обладали несомненно большей химической активностью. Именно к этим моментам относится метаморфизм хромшпинелидов, иногда их растворение и переотложение в виде рассеянных, неправильной формы выделений, а также разложение пирротина, нередко петландита и других минералов. Более поздние жилки серпентина большей частью свободны от рудных выделений и при пересечении хромшпинелидовых зерен не оказывают на них никакого химического воздействия.

Наконец, нельзя не упомянуть о том, что изотропный серпентин можно иногда наблюдать и на месте реликтов оливиновых зерен, в свое время уцелевших при массовой серпентинизации, но позднее, повидимому, заместившихся колломорфным серпентином. При этом «шнуры», сложенные хризотилом, какими-либо особенностями не отличаются от обычного хризотила, хотя в одном случае наблюдалось понижение интерференционной окраски вплоть до того, что среди «шнуров» появились изотропные участки серпентина, развившиеся, повидимому, также метасоматическим путем по хризотилу.[1] Заподозрить при этом явления окремнения оснований не было.

Рудные образования, возникающие при процессе серпентинизации, пока еще недостаточно изучены со стороны их химического и минералогического состава. Почти все авторы, изучавшие серпентинизированные породы, принимают эти образования за магнетит, происшедший за счет обособления окислов железа из состава силикатов (оливина и пироксенов). Весьма возможно, что этот процесс имеет место. Однако детальное минераграфическое исследование автором разных пород в различной степени метаморфизации убедило его в том, что источником этих рудных образований являются и другие минералы. К числу их, например, следует отнести прежде всего пирротин, который при разложении в процессе серпентинизации дает магнетит — иногда в псевдоморфозах по пирротину, иногда в виде мелкой рассеянной рудной пыли.

Не раз автором были констатированы, кроме того, явления метаморфизма акцессорных хромшпинелидов, сопровождающиеся иногда растворением и переотложением новообразований, тут же возле материнских зерен или по прожилкам серпентина, в виде мельчайших правильных кристалликов или неправильной формы выделений (фиг. 3). Эти образования, как показало специальное исследование, обладают магнитными свойствами, однако отнюдь не следует думать, что они по своему составу могут быть отнесены к магнетиту. Скорее всего они представляют собой хромшпинелид, существенно обогащенный магнетитовой молекулой.

Главная масса пылеобразных рудных образований трудно поддается

[1] При рассматривании шлифа без анализатора реликтовая петельчатая микротекстура бывает видна отчетливо.

определению в полированных шлифах в виду их ничтожных размеров. Очень часто они бывают представлены хлопьевидными выделениями.

По своему химическому составу они относятся, повидимому, не к типичному магнетиту, а к магномагнетиту или даже магнезиоферриту.

В тех случаях, когда подобные выделения наблюдаются в обильном количестве, они развиваются преимущественно на месте бывших оливиновых зерен. Зерна бывшего ромбического пироксена свободны от них. Это хорошо иллюстрируется приводимыми микрофотографиями (фиг. 4 и 5). На первой из них два светлых участка отвечают двум зернам бастита, окруженным хризотиловой массой с обильными выделениями рудной пыли. На второй микрофотографии, снятой при скрещенных николях, можно убедиться в том, что эти светлые участки принадлежат серпентинизированному ромбическому пироксену (второе зерно бастита поставлено «на темноту»). Чем объяснить этот селективный процесс отложения рудной пыли, без данных анализа бастита сказать пока трудно.

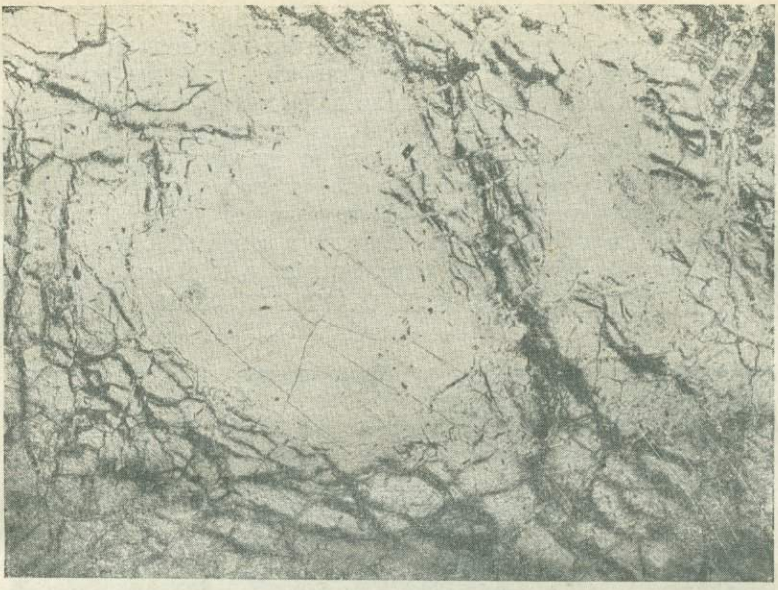


Фиг. 3. Разъедание зерна хромшпинелида с выделением новообразований в виде кубических кристалликов. Прозрачный шлиф. Увелич. 15

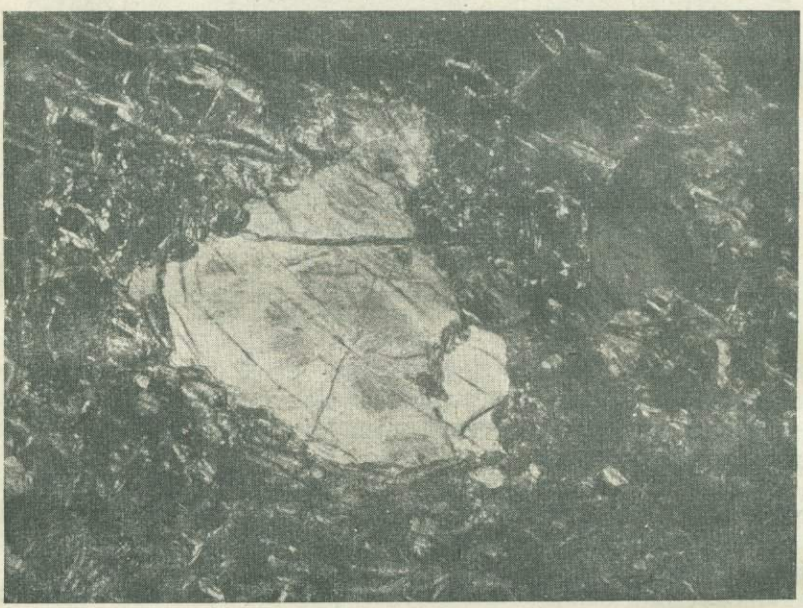
К а р б о н а т ы довольно часто обнаруживаются при исследовании прозрачных шлифов в виде пыли среди серпентина или тонких прожилков. Состав их не известен, но возможно, что они относятся к магнезиально-кальциевым карбонатам.

В редких случаях наблюдались псевдоморфозы карбонатов по реликтовым зернам оливина, располагающимся внутри хризотиловых петель. Эти образования встречены в совершенно не затронутых поверхностными процессами выветривания перидотитах. Поэтому автор склонен их относить по времени образования к концу процесса серпентинизации на основании своих предыдущих исследований в Нижнетагильском дунитовом массиве.

А к т и н о л и т наблюдается в сильно серпентинизированных перидотитах, уже почти утративших реликтовые структурные особенности. Этот минерал встречался как в виде единичных, вытянутых в одном направлении, микроскопических по размерам кристалликов, так и в виде пучков иголь-



Фиг. 4. Серпентинизированный перидотит. В центре снимка и справа — зерна бастита (псевдоморфозы по ромбическому пироксену). «Рудная пыль» располагается только среди бывших оливиновых зерен. Прозрачный шлиф. Увелич. 15



Фиг. 5. То же при скрещенных николях. Отчетливо видны очертания зерна бывшего ромбического пироксена.

чатых кристалликов с волосовидными окончаниями. Иногда его выделения располагаются вблизи бывших пироксеновых зерен (по всей вероятности, моноклинного ряда). Образование актинолита связано, повидимому, с процессом серпентинизации.

Хлорит также является мало распространенным минералом среди перидотитовых пород. Макроскопически его ни разу не удалось установить.

Большей частью он наблюдался в виде тонких жилок, причем нередко эти жилки бывают представлены единым индивидом хлорита, спайность в котором направлена или перпендикулярно, или косо по отношению к стенкам этих жилок. По протяжению хлоритовые прожилки, как правило, сменяются серпентиновыми. Кроме того, хлорит наблюдался и в виде рассеянных мелких чешуек среди серпентинизированной породы, реже — в виде сплошных аггрегатов, распознаваемых, главным образом, по интерференционной окраске. Оптически этот минерал в большинстве случаев ведет себя вполне нормально: обладает спайностью и прямым погасанием, почти одноосен, преломление несколько выше, чем для хризотила.

Тальк среди серпентинизированных пород наблюдался крайне редко. Чешуйки этого минерала, правда, установленного не с полной достоверностью, встречались в боковых породах хромитовых рудных тел, иногда в ассоциации с хлоритом.

Вермикулит также с определенностью не доказан. К нему отнесен слюдоподобный чешуйчатый минерал с низким преломлением и сравнительно высокими цветами интерференции. Встречается он вместе с хлоритом как продукт разложения пироксенов.

Брусит встречался довольно часто. Чаще всего он бывает приурочен к трещинкам в хромшпинелидовых скоплениях и в виде неправильной формы мелких аггрегатов наблюдается в сильно серпентинизированных и карбонатизированных перидотитах. Иногда можно его наблюдать в трещинках этих пород. На ряду с ним встречается и ферробрусит, большей частью окисленный (в виде золотисто-коричневых или темнобурых кристалликов и чешуек). При выветривании легко карбонатизируется и, таким образом, переходит в бруньятеллит.

Под микроскопом в свежем виде брусит легко узнается по более высокому, по сравнению с серпентином, преломлению и более высокой интерференционной окраске. Соляная кислота его легко растворяет (чтобы убедиться в этом, необходимо, сняв покровное стекло, предварительно промыть поверхность спиртом). Карбонатизированный брусит при действии соляной кислоты выделяет пузырьки углекислоты. Нередко наблюдается зональное строение брусита и ферробрусита, особенно в кристаллах. Подобное строение эффектно выглядит в тонких осколках ферробрусита, подвергшихся поверхностному окислению по спайности. Более детальные исследования по этому вопросу автором были сделаны при изучении минералогии Нижнетагильских коренных месторождений платины.

Сульфиды, образующиеся при процессе серпентинизации, возникают за счет первичных сульфидов. А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин (1937), изучая акцессорные минералы серпентинизированных перидотитов, пришли к выводу, что пирротин большей частью переходит в магнетит, частью же в марказит. За счет пентландита же при этом образуется миллерит (в виде тонких, хорошо поляризующих жилочек) и, может быть, полидимит (в виде мельчайших изотропных зернышек).

При процессе выветривания, с одной стороны, происходит образование гидроокислов железа, а с другой — карбонатов (магнезита и гидромагнезита). Гидроокислы железа легче всего возникают на месте бастита и затем серпентина-хризотила. Антигорит более устойчив. Точно так же более устойчивы по отношению к лимонитизации первичные минералы, в частности оливин.

Процесс карбонатизации особенно резко проявился в условиях древнего выветривания ультраосновных пород, особенно дунитов. В зоне развития магнезита не раз удавалось констатировать, что этот процесс химически является довольно активным: даже такие устойчивые в химическом отношении минералы, как хромшпинелиды, при этом подвергаются разложению и растворению, с отложением на их месте карбоната и опала. Окись

хрома, перешедшая в раствор, в конце концов выпадает в виде хромового понтронита или волконскоита.

Теперь перейдем к вопросу о структурах перидотитов.

Реликтовые структуры перидотитов определяются, с одной стороны, формой и характером сочетаний составляющих их первичных минералов — оливина и пироксенов, и, с другой стороны, абсолютными и относительными размерами отдельных минералов, составляющих породы.

Насколько можно судить по реликтовым очертаниям оливиновых и пироксеновых зерен, среди наших пород мы, как правило, первоначально имели гипидиоморфнозернистую структуру. Ксеноморфизм бывших пироксенов (ромбических и моноклинных) по отношению к бывшим оливиновым зернам всюду хорошо подчеркивается. Количественные соотношения ме-



Фиг. 6. Серпентинизированный гарцбургит при не вполне скрещенных николях. Хорошо видны идиоморфные очертания зерен оливина. В центре снимка ксеноморфное большое зерно (поставлено на темноту) — бывший ромбический пироксен. Увелич. 20

жду оливином и пироксенами не постоянны в разных участках массива. В большинстве случаев количество пироксенов в породе колебалось в пределах 10—20%, лишь иногда достигая 30% и редко больше.

Встречаются, однако, и участки перидотита, в которых под микроскопом удается наблюдать всего лишь несколько зерен бывшего пироксена, а иногда они и вовсе не наблюдаются в пределах шлифа, тогда как макроскопически порода выглядит как перидотит, весьма бедный зернами бастита.

Размеры бывших пироксеновых зерен в большинстве случаев имеют один порядок с размерами зерен оливина. Однако наблюдались случаи и явного несоответствия в размерах этих зерен: зерна бывшего пироксена в несколько раз превосходили размеры оливиновых зерен. При этом нередко наблюдалась пойкилитовая структура породы, характеризовавшаяся тем, что хорошо образованные кристаллики бывшего оливина были включены в массу пироксеновых индивидов (фиг. 6). Какой-либо правильности в расположении оливиновых кристалликов не наблюдалось.

Следует упомянуть также о том, что зерна бывшего ромбического пироксена часто имеют изометрический или призматический облик и напоминают порфировидные выделения в породе, подобно тому как это изображено на фиг. 5. Однако изучение под микроскопом показывает, что наружные очертания этих зерен обнаруживают явный ксеноморфизм по отношению к бывшим оливиновым зернам.

Из всех данных описания реликтовых структурных особенностей перидотитов можно сделать вывод, что оливин, как и всюду среди перидотитовых массивов, кристаллизовался из магмы первым, пироксены — последними. В некоторых случаях между периодами кристаллизации оливина и пироксенов имело место некоторое перекрытие, но всегда кристаллизация оливина завершалась до окончания кристаллизации пироксенов. Несколько загадочным остается лишь вопрос об образовании порфировидных изометрической и призматической формы зерен ромбического пироксена с нарушенными явно ксеноморфными очертаниями. Возможно, что последний начал кристаллизоваться еще задолго до окончания кристаллизации оливина. Что касается хромшпинелидов, то они кристаллизовались отчасти одновременно с оливином, отчасти же после него, но в основном, безусловно, до кристаллизации пироксена.

Химический состав серпентинизированного перидотита по данным анализа следующий:

	Вес. %	Молек. колич.		Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	37.29	621	MgO	39.77	986
TiO_2	нет	—	NiO	0.33	—
Cr_2O_3	0.25	001	CaO	нет	—
Al_2O_3	0.47	004	K_2O+Na_2O . .	0.11	—
Fe_2O_3	2.77	017	$H_2O_{+105°}$ . . .	14.14	785
FeO	4.06	056	$H_2O_{-105°}$ . . .	0.41	—
MnO	0.10	001			
			Сумма . .	99.70	

Анализ произведен Ю. Н. Книпович в ЦНИГРИ.

Отношение молекулярных количеств окислов двухвалентных элементов к кремнезему равно 1.67, т. е. несколько выше, чем это мы имеем обычно для серпентинитов, происшедших из гарцбургитов.

Глинозем и окись хрома, повидимому, связаны с хромшпинелидами. Отсутствие окиси кальция свидетельствует о том, что пироксены в породе представлены были исключительно ромбическими пироксенами, перешедшими при серпентинизации в бастит.

Никель отчасти связан с силикатами, отчасти с сульфидами. Последние в полированных шлифах под микроскопом были обнаружены в виде мельчайших зернышек.

Полученная из этого образца с помощью механического анализа тяжелая фракция, кроме хромшпинелидов, в своем составе показала также наличие сульфидов. Общее содержание серы в концентрате оказалось равным 1.29% (вес.).

2. Дуниты

Дуниты, как уже указывалось в общем геологическом очерке, в Халиловском массиве на обнаженных его частях представлены сравнительно небольшими выходами.

В выветрелой зоне дуниты после некоторого навыка легко узнаются по своей желто-бурой (рыжей) или буро-красной окраске, получающейся в результате выветривания. Вообще нужно отметить, что дуниты выветриваются гораздо сильнее, чем перидотиты.

В свежем виде, т. е. не в выветрелом состоянии, серпентинизированные дуниты распознаются по отсутствию в них зерен бастита или моноклинного пироксена, характеризующегося отчетливой спайностью. Очень часто макроскопически удается заметить, кроме того, редкие вкрапленные зерна хромшпинелидов. Окраска невыветрелых дунитов большей частью темнозеленая, с различными оттенками — от светлозеленых до черно-зеленых.

Минералогический состав серпентинизированных дунитов немногим отличается от такового перидотитов. Почти все минералы, которые встречаются в последних, можно наблюдать и среди серпентинизированных дунитов, за исключением бастита и ромбического пироксена. Поэтому излишне повторять описания отдельных минералов, достаточно указать на некоторые особенности, несколько отличающие их от минералов перидотитов.

В большинстве просмотренных шлифов, приготовленных из дунитов, замечается значительно меньшее количество рудной пыли как среди хризотила, так и по прожилкам серпентина. Хромшпинелиды являются постоянным акцессорным минералом этой породы. Гораздо чаще, по сравнению с перидотитами, здесь встречаются явно идиоморфные выделения этих минералов, хотя нередко они располагаются по периферии оливиновых зерен. Хромшпинелиды обычно менее просвечивают или вовсе не просвечивают под микроскопом в проходящем свете. В отраженном свете в полированных шлифах изредка удается заметить новообразования в них. Эти данные показывают, что хромшпинелиды дунитов затронуты начальной стадией метаморфизма в процессе серпентинизации породы. Более легкая подверженность метаморфическим процессам хромшпинелидов, связанных с дунитами, по всей вероятности, обусловливается несколько иным первичным их составом.

Химический состав серпентинизированного дунита немногим отличается от такового серпентинизированного гарцбургита и выражается в следующих цифрах:

	Вес. %	Молек. колич.		Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	35.18	586	MgO	38.54	956
TiO_2	нет	—	NiO	0.28	004
Cr_2O_3	0.37	002	CoO	0.03	—
Al_2O_3	0.67	006	CaO	нет	—
Fe_2O_3	4.77	029	K_2O	»	—
FeO	2.18	030	Na_2O	0.08	001
MnO	нет	—	H_2O общая	17.76	984
			Сумма	99.86	

Анализ выполнен в ЦНИГРИ И. Н. Мамонтовым.

Отношение $MgO:SiO_2$, имеющее значение в деле использования дунитов в качестве огнеупорного сырья, равно 1.63, т. е. несколько выше, чем мы имеем для серпентинизированного гарцбургита, но значительно ниже, чем это наблюдается для серпентинизированных дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (там это отношение составляет 1.8—1.9).

Окись хрома и глинозем, очевидно, входят в состав хромшпинелидов. Из остальных компонентов следует, может быть, обратить внимание на содержание кобальта, который изоморфно с магнием входит, повидимому, в состав силикатов вместе с никелем. Отношение Ni:Co = 91 является несколько повышенным.

Приведем также данные химического анализа акцессорных хромшпинелидов, связанных с дунитом и полученных в виде концентрата.

	Вес. %	Молек. колич.		Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	0.58	009	Fe_2O_3	3.76	023
TiO_2	0.27	003	FeO	12.86	178
Cr_2O_3	52.91	348	MgO	12.34	306
Al_2O_3	13.99	137	Растворимая в кислотах фракция . .	2.49	—
			Сумма	99.20	

Образец дунита, взятый с целью извлечения из него концентрата, принадлежит боковой породе месторождения № 79. Химический анализ хромшпинелидов из самого рудного тела показан ниже (см. табл. 3). Приведенный выше химический анализ вкрапленных хромшпинелидов (см. стр. 296), выделенных из перидотита, взят из боковой породы того же месторождения. Небезынтересно их сопоставить друг с другом.

Из этих данных видно, что наибольшее содержание окиси хрома констатировано в рудном теле, наименьшее — в перидотитах. Содержание же глинозема показывает обратную картину. То же самое, до некоторой степени, относится и к окиси железа. Количество закиси железа и окиси магния, примерно, одинаково во всех трех анализах. Содержание титановой кислоты (TiO_2), сконцентрированной в хромшпинелидах, в общем ничтожно во всех трех анализах.

Таким образом, хотя мы и наблюдаем некоторые закономерности в вариации химического состава хромшпинелидов из дунита, перидотита и рудного тела, однако составы их разнятся не настолько сильно, как предполагали раньше.

Сравнивая анализы хромшпинелидов с анализами материнских пород, не трудно видеть, что в рудной фракции сосредоточивается почти весь хром (содержание окиси хрома в чистом оливине, по данным анализов, отсутствует, а в пироксенах и серпентине выражается следами или сотыми долями процента). Почти то же самое следует сказать и про содержание титановой кислоты и отчасти глинозема. Резко повышена также концентрация окиси и закиси железа. На ряду с этим в составе хромшпинелидов отмечается весьма значительное содержание окиси магния.

3. Породы габбрового состава

Несмотря на то, что эти породы в Халиловском районе имеют сравнительно малое распространение, среди них наблюдается довольно большое разнообразие структурных типов. Не совсем однородны они и по своему минералогическому составу, варируя от меланократовых разностей роговообманкового или оливинового габбро лейкократовых и даже аплитовидных представителей диоритов и плагиоклазитов. Более детальному изучению эти породы автором не подвергались.

Наибольшим распространением пользуются роговообманковые габбро и габбро-диабазы.

Роговообманковые габбро макроскопически нередко обладают полосчатой текстурой, обусловленной перемежаемостью лейкократовых и меланократовых полос. Под микроскопом порода в значительной мере метаморфизована. Полевые шпаты сильно разложены. Роговая обманка представлена зеленой разновидностью в виде неправильной формы удлиненных зерен и аггрегатов, носящих следы смятия. Довольно много вторичной роговой обманки, встречаются редкие зерна биотита. Магнетитовые зерна разложены. Около них и в самих зернах наблюдаются выделения лейкоксена. Более свежих разностей среди собранных образцов не оказалось.

Как разновидность этих пород следует отметить измененное, оливинсодержащее габбро, распространение которого в Халиловском районе до-

вольно ограничено. Местами с выходами роговообманковых габбро ассоциируются габбро-диориты.

Что касается габбро-пегматитов, лейкократовых габбро и диорит-аплитов и плагиоклазитов, то эти породы наблюдались в виде шлиров или жил, главным образом среди более крупных штокообразных выходов роговообманкового габбро и среди серпентинитов. Все они, по всей вероятности, представляют собой отщепления габбровой магмы.

Габбро-диабазы макроскопически обладают большей частью темносерым цветом и представлены обычно плотными разностями. Под микроскопом они характеризуются офитовой и переходной к габбровой структурами. Породы эти также сильно разложены. Крупные лейстовидные плагиоклазы превращены в адиагностическую пелитоподобную массу. Иногда на месте их отлагается пренит. Выделения роговой обманки довольно обильны, причем встречается как бурая, так и светлозеленая разновидность. Последняя в виде лучистых или волокнистых аггрегатов развивается метасоматическим путем на месте пироксеновых зерен. Из акцессорных минералов довольно обилен местами магнетит, замещенный большей частью лейкоксеном, среди которого сохранились лишь пластинки ильменита в виде решетчатых скелетов, возникших в свое время как результат распада твердого раствора ильменита в магнетите. Довольно часто встречается также апатит. В полированных шлифах наблюдаются, кроме того, редкие сульфиды в виде микроскопических зернышек, представленные пирротином и пиритом.

V. Геологическая история перидотитового массива

Основные геологические черты нашего перидотитового массива вкратце сводятся к следующему:

1. Ультраосновная магма, интрудировавшая, повидимому, в каменноугольный период в эффузивную толщу кислых и основных пород силуродевонского возраста, образовала огромный габбро-перидотитовый массив, в значительной мере скрытый под трансгрессивными отложениями мезо-кайнозоя.

Если принять во внимание несоразмерные количественные соотношения между отдельными дериватами ультраосновной магмы (т. е., с одной стороны — огромных масс, весьма бедных кальцием и алюминием перидотитов, с другой — сравнительно ничтожных масс, богатых упомянутыми элементами пироксенитов и пород габбрового состава), то можно высказать предположение, что первоначальный состав магмы в момент интрузии был гораздо более основным, чем габброидный. Хотя мы не знаем состава эродированной части массива, но сравнение геологических карт Халиловского массива с Хабарнинским (особенно с его восточной частью) делает это предположение более или менее вероятным.

2. Тот факт, что хромитовые залежи почти исключительно приурочены к дунитовым участкам массива, несмотря на незначительное их количественное значение по сравнению с перидотитовыми массами, а также тот факт, что не обнаруживается каких-либо резких возрастных различий между дунитами и перидотитами, говорят за то, что ультраосновная магма перед моментом застывания была не однородной по своему составу. Весьма возможно, что соотношения между дунитами, содержащими хромитовые тела, и перидотитами объясняются смещением в момент интрузии уже частично дифференцированной где-то на глубине ультраосновной магмы.

3. Кристаллизация ультраосновной магмы происходила, по всей вероятности, в гипабиссальных условиях и под влиянием какого-то ориентированного давления. В пользу первого положения говорит отсутствие каких-либо явлений дифференциации перидотитовой магмы после момента ее внедрения в палеозойскую толщу, а также, может быть, и тот факт, что

среди пород габбрового состава, располагающихся у контакта с палеозойской кровлей, существует довольно значительное количество разностей с мелкозернистыми структурами. За второе положение, т. е. за то, что перидотитовая магма в процессе ее кристаллизации находилась под ориентированным давлением, говорят первичные структурные особенности массива: ориентировка параллельных текстур в перидотитах и габбро, ориентировка дунитовых полос и условия залегания хромитовых тел.

В этом отношении мы имеем довольно много сходных черт с закавказскими перидотитовыми массивами (Бетехтин, 1937), образовавшимися, безусловно, в гипабиссальных условиях. Эти массивы, отороченные местами каймой лиственитов, залегают среди слабо измененных известняков третичного возраста. По своему строению Халиловский массив сходен также со многими гарцбургитовыми массивами восточного склона Урала. Структурные особенности этих массивов существенно отличаются от строения таких комплексов основных и ультраосновных пород, как уральские платиноносные массивы, для которых кристаллизация ультраосновной магмы происходила, по всей вероятности, в абиссальных условиях под мощным покровом основных и кислых дифференциатов той же магмы.

4. Кристаллизация перидотитовой магмы началась с оливина. Акцессорные хромшпинелиды выделялись отчасти одновременно с оливином, а в большей части выкристаллизовывались после него, но до окончания кристаллизации ромбического пироксена. Что же касается дунитов, то изучение прозрачных шлифов приводит к заключению, что здесь кристаллизация хромшпинелидов происходила в основном одновременно с оливином.

5. Кристаллизация основных и жильных пород (пироксенитов, пегматитовых габбро, лейкократовых габбро-диоритов и др.) связана с более поздними моментами формирования перидотитового массива. Основные породы, вероятнее всего, образовались путем отщепления из той же перидотитовой магмы и, может быть, частью еще до момента ее внедрения. Нет никаких геологических данных утверждать, что основные породы являются результатом самостоятельного внедрения магмы габбрового состава.

6. Процесс массовой серпентинизации ультраосновных пород наступил, повидимому, в эпимагматическую стадию существования перидотитового массива. По своей природе серпентинизация является наложенным гидротермальным процессом. Рассматривать его как результат автометаморфизма в том узком смысле, как это обычно понимают многие исследователи, чрезвычайно трудно. Невозможно себе представить, чтобы перидотитовая магма могла содержать такое огромное количество воды, чтобы произвести сплошную серпентинизацию пород (количество воды в серпентинитах, при пересчете на молекулярные количества, составляет свыше 30% состава всей породы).

Источник воды, вероятнее всего, следует искать за пределами перидотитового массива. Автор в одной из своих работ (1937) уже указывал, что вода в больших количествах могла образоваться за счет дифференциации и кристаллизации материнских, скрытых на глубине, габброидных магматических очагов, с которыми пространственно как-то связаны выше располагающиеся, обнаженные на дневной поверхности интрузивные комплексы пород.

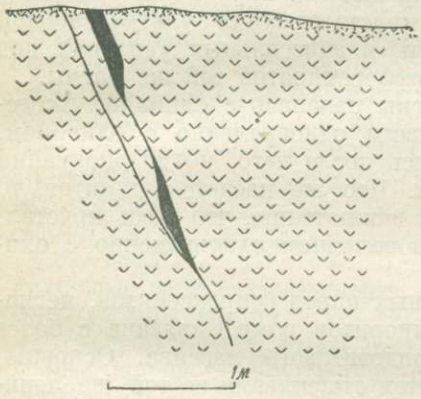
При этом автор отнюдь не склонен отрицать явлений серпентинизации, связанных с геологическими процессами внутри перидотитового массива, но считает, что количественное значение этого вида серпентинизации, как уже не раз им указывалось в его работах, не велико. Главным образом эти явления приурочены к рудным скоплениям в ультраосновных породах.

С процессом серпентинизации автор связывает и те гидротермальные изменения в породах габбрового состава, которые особенно часто проявляются вблизи границ с серпентинитами. Они выражаются главным образом в развитии вторичных, содержащих воду минералов.

7. Вероятно, в пермское время благодаря эрозионным процессам массив был обнажен на дневной поверхности и, может быть, тогда же или в один из последующих периодов подвергся энергичному выветриванию, о чем свидетельствуют остатки древней коры выветривания.

8. В юрское и меловое время массив был покрыт мелководными осадочными отложениями. В третичное и четвертичное время район этого массива оставался сушей.

9. В современный геологический период, вследствие неоднократного повышения базиса эрозии, часть перидотитового массива вновь освободилась от покрывавших его мезозойских и третичных осадков.



Фиг. 7. Жилообразное хромитовое рудное тело, залегающее среди перидотита. Зарисовка борта карьера

На дневной поверхности в настоящий момент обнажены: северо-западная его часть (Халиловский район), узкой полосой — восточная окраина (Ишкининский район) и юго-восточная часть (Аккермановский район и Зауралье). Вся же центральная часть массива остается скрытой под мезозойскими и третичными осадками.

VI. Общая геологическая характеристика месторождений

Наибольшее количество хромитовых месторождений, вполне естественно, было открыто на наиболее хорошо обнаженной части перидотитового массива, т. е. в северной половине Халиловского района.

В южной же его части, где сохранилась мощная древняя кора выветривания массива, открытия месторождений носили скорее случайный характер. Бо́льшая часть известных на этом участке рудных тел была открыта при поисках-разведке месторождений магнезита и никелевых руд. Применение геофизических методов поисков здесь, к сожалению, положительных результатов не дало.

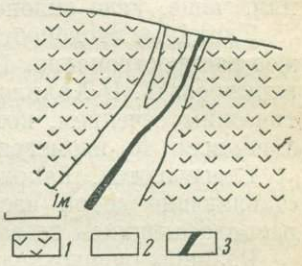
Кроме Халиловского района месторождения хромистого железняка были найдены в Ишкининском районе (к востоку и к северо-востоку от Халиловского), где на дневной поверхности обнажается самая восточная часть перидотитового массива. Что же касается той центральной, огромной по размерам площади этого массива, которая прикрыта плащом мезозойских и третичных отложений, то мы не имеем никаких представлений о ее хромитоносности. Нет оснований допускать отсутствие здесь хромитовых месторождений, но, к сожалению, по крайней мере в данный момент, мы лишены способов проверки своих соображений.

Среди Халиловского района хромитовые месторождения распределены неравномерно. Они располагаются группами, в которых следуют нередко друг за другом, вытягиваясь, таким образом, как бы в полосы. На ряду с этим встречаются и одиночные рудные тела.

Более детальное знакомство с геологической обстановкой расположения отдельных рудных тел показало, что подавляющая масса их приурочена к выходам дунитов. Лишь некоторые из них залегали непосредственно среди перидотитов (фиг. 7). Но и в этих случаях иногда можно

было проследить по простиранию связь их с дунитовыми участками. Особенно это касалось жилообразных рудных тел.

Выше уже было сказано, что дунитовые участки часто имеют формы жилообразных масс, перемежающихся с подобными же телами, т. е. жилообразными или линзовидной формы участками перидотитов. Местами, как можно было судить по открытым выработкам, дунитовым участкам свойственна неправильная, скорее похожая на штокообразную, форма тел.



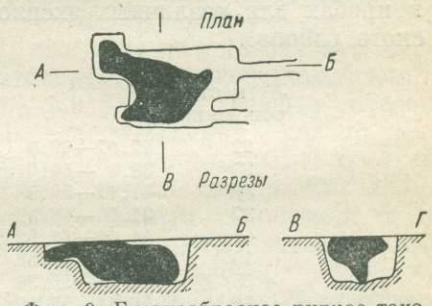
Фиг. 8. Жилообразное рудное тело хромита среди дунита. Зарисовка борта карьера

1 — перидотит; *2* — дунит; *3* — хромит

Во многих случаях ориентировка рудных тел вполне согласуется с условиями залегания дунитовых «полос» (фиг. 8). Однако было не мало случаев, когда линзообразное или жилообразное рудное тело переходило из одной породы в другую. Иными словами, рудные тела в подавляющей своей массе носят эпигенетический характер по отношению как к дунитам, так и к перидотитам.

Об этом же говорят резкие границы рудной массы при переходе в боковую породу, характеризующиеся нередко прямолинейными или близкими к ним очертаниями.

В морфологическом отношении рудные тела характеризуются сравнительно большим разнообразием. Преимущественно распространены гнездовые формы рудных тел (фиг. 9), часто с очень неправильными очертаниями границ. Затем довольно часто встречаются линзообразные или жилообразные тела, располагающиеся в пространстве в общем согласно с элементами залегания вмещающих их дунитовых участков. Местами наблюдается целый ряд плоских линзообразных тел, следующих друг за другом с некоторыми перерывами. При этом можно заметить, что, несмотря на то, что простирание у рудных тел часто одно и то же, все-таки рудные линзы не приходятся на одну прямую линию.



Фиг. 9. Гнездообразное рудное тело. Масштаб 1:100

В некоторых случаях рудные тела образуют ряд заходящих друг за друга линз. Хромитовые прожилки по простиранию или падению нередко имеют раздувы, иногда повторяющиеся несколько раз, так что рудное тело в этих случаях в разрезе принимает четковидную форму. Размеры отдельных чечевицеподобных раздутий могут быть различными, мощность их может колебаться от сантиметров до нескольких метров.

Преобладающее простирание жилообразных и линзообразных тел меридиональное, падение большей частью вертикальное или крутое (преимущественно на восток, реже на запад). Любопытно, что в наблюдавшихся случаях падения на запад угол падения был сравнительно невелик — не превышал 30°.

Чрезвычайно характерное явление для многих линзообразных рудных тел — это склонение его в плоскости падения либо в северную, либо в южную сторону под различными углами. При этом известно много случаев, когда рудное тело вытягивается вдоль направления склонения на значительные расстояния, иногда несколько раз превышающие длину вытянутости рудного тела по простиранию. Таким образом, рудные тела в этих случаях имеют скорее форму столбообразных тел с линзовидным поперечным сечением.

Следует отметить случаи параллельного расположения подобных рудных тел с глубиной, причем одно по отношению к другому в плоскости падения нередко находится как бы в смещенном положении, т. е. по мере выклинивания с глубиной одного тела в висячем или лежачем боку появляется параллельное ему второе тело. Наконец, необходимо указать, что были констатированы случаи изменения с глубиной угла падения, или, чаще, угла склонения рудного тела.

Типичные столбообразные формы рудных тел имеют значительно меньшее распространение. Поперечное сечение подобных тел с глубиной может вариировать. В Халиловском районе встречались тела, например, с эллиптическим сечением, которое по протяжению рудного тела на глубину сменялось то изометрической, то линзообразной формой сечения.

Встречаются, наконец, и более сложной формы рудные тела, представляющие собой часто совокупность отдельных мелких рудных тел, располагающихся то закономерно, то вполне произвольно.

Размеры рудных тел колеблются в широких пределах, но главная масса хромитовых тел обладает небольшими размерами. Объем их измеряется обычно сотнями кубических метров, реже — тысячами.

Характерной особенностью Халиловских месторождений является то обстоятельство, что руды их имеют преимущественно массивные текстуры. Месторождения вкрапленных руд наблюдаются чрезвычайно редко. Среди них наиболее существенное по размерам (месторождение № 90) относится к типу месторождений так называемых нодулярных руд с гороховидными выделениями рудной массы среди дунита.

По имеющимся химическим анализам многочисленных проб, руды отличаются прекрасными качествами. За редкими исключениями, по данным опробования, содержание окиси хрома в руде не опускалось ниже 40%. Главная масса руд имела содержание окиси хрома в пределах 45—55%, а иногда и выше.

Приводим несколько примеров колебания содержаний окиси хрома в пробах для различных эксплоатировавшихся месторождений Халиловского района:

№ месторождения		№ месторождения	
22	47.07—60.0	47	50.11—53.26
26	38.0 —54.0	35	32.50—47.52
30	41.12—59.5	52	46.50—58.97
37	31.05—48.39	59	50.11—58.92
41	41.00—61.52	60	49.70—53.40
15	42.56—52.58	66	42.88—55.14
65	50.33—56.38	23	40.69—60.0
69	50.11—55.12	51	45.09—57.68
69а	46.00—52.21	55	39.80—38.21
71	54.96—57.35	114	52.01—59.60

Содержание закиси железа в рудах более или менее постоянно, оно держится в пределах 14—15%. Содержание Al_2O_3 в рудах обычно колеблется в пределах 5—11%, лишь в редких случаях достигая 16—18%. Содержание кремнезема, как правило, не превышает 5%.

Минералогический состав руд в большинстве месторождений более или менее однообразен. Кроме хромшпинелидов, составляющих главную рудную массу, в них довольно часто макроскопически наблюдаются такие минералы, как хромдиопсид, хромитовые хлориты, изредка уваровит, иногда сульфиды (пирротин и пентландит). В месторождении № 59 на глубине встречались даже целые прожилки пирротина мощностью до 2—3 см.

Все перечисленные минералы представляют собой парагенетическую группу минералов ранних фаз минералообразования (магматической и пневматолито-гидротермальной).

В процессе серпентинизации развивается ряд новых минералов: хризотил, антигорит, бисульфид железа (марказит), миллерит, самородная медь, актинолит, хлориты, изредка новообразования на месте хромшпинелидов, а также карбонат, брусит и др.

При процессе выветривания возникают своеобразные парагенетические группировки минералов, среди которых наибольшее значение имеют: опал, халцедон, кальцит, аморфный магнезит, гидроокислы железа, иногда марганца, гидросиликаты никеля и др.

Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка уже описана в литературе, и весьма детально (Бетехтин и Кашин, 1937). Поэтому здесь нет надобности останавливаться на этом вопросе. В двух словах лишь стоит коснуться хромшпинелидов как минеральных видов, характеризующих халиловские руды, тем более, что имеются дополнительные полные анализы по этим объектам.

В хромшпинелидах Халиловских месторождений совершенно точно установлен ряд новых химических элементов, которые до последнего времени в них не были известны. Из двухвалентных металлов, кроме железа, магния и марганца, спектроскопическим и химическим анализами констатированы также: никель (до 0.3%), кобальт (до 0.03%) и цинк (до 1.12%). Содержание титановой кислоты в ничтожных количествах констатировано буквально во всех образцах и лишь в одном образце доходит до 0.90%. Особенно интересным явилось открытие в некоторых образцах фосфора, содержание которого в чистом хромшпинелидовом веществе в виде пятиокиси иногда доходит до 0.52%.

Из минеральных видов хромшпинелидов, характерных для халиловских руд, резко преобладают магнохромит $(Mg, Fe)Cr_2O_4$ с изоморфной примесью Al и хромпикотит $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$ (согласно классификации минеральных видов хромшпинелидов по А. К. Болдыреву).

Необходимо, кроме того, подчеркнуть, что, несмотря на сильную серпентинизацию боковых пород, явления метаморфизма в хромшпинелидовых зернах наблюдаются сравнительно редко; они развиты главным образом в брекчиированных участках контактовых зон на границе с сильно смятыми и рассланцованными серпентинитами. Это обстоятельство, по всей вероятности, зависит отчасти от химического состава халиловских хромшпинелидов. Если учесть тот факт, что более богатые глиноземом руды месторождения № 6 обнаруживают наиболее частые случаи метаморфизма хромшпинелидов, то можно предполагать, что этому процессу, особенно в условиях динамических воздействий, более подвержены глиноземистые разности хромшпинелидов.

В заключение приведем полную сводку химических анализов хромшпинелидов из месторождения Халиловского района (см. табл. 1, 2 и 3).

Приведенные данные химических анализов еще раз подтверждают богатство хромшпинелидов окисью хрома, содержание которого в подавляющем большинстве случаев не опускается ниже 50%. Только хромшпинелиды из столбообразного месторождения № 6, залегающего среди перидотитов, показывают пониженное содержание этого компонента (в среднем 45%) и резко повышенное содержание глинозема (18—20%). Самый последний анализ относится к небольшому рудному гнезду, встреченному среди перидотитов и макроскопически принятому за магнетит.

Все анализы хромшпинелидов выполнены в Лаборатории ЦНИГРИ, причем во всех случаях прямым путем было определено содержание в них закиси железа. Благодаря этому буквально во всех образцах удалось уста-

Таблица 1

Химический состав хромшпинелидов из хромитовых месторождений Халиловского района

Окислы	М-ние № 30, обр. 3		М-ние № 30, обр. 58		М-ние № 30, обр. 63		М-ние № 114, обр. 57		М-ние № 114, обр. 82		М-ние № 114, обр. 85		М-ние № 2	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	0.38	006	0.22	004	0.68	011	0.72	012	0.53	009	0.24	004	5.60	093
TiO_2	0.18	002	0.18	002	0.20	003	0.13	001	0.09	001	0.12	001	0.12	001
Cr_2O_3	59.04	388	58.82	387	58.51	385	59.96	394	54.95	361	55.63	365	40.39	266
Al_2O_3	11.95	117	11.50	113	8.75	086	9.29	091	14.22	139	13.84	136	18.54	182
Fe_2O_3	4.67	029	4.94	031	9.93	062	4.62	029	3.64	023	3.73	023	12.63	079
FeO	8.58	119	9.18	128	6.52	090	8.77	122	10.69	148	10.40	144	3.67	051
MnO	0.11	002	—	—	—	—	0.14	002	—	—	—	—	—	—
MgO	14.90	370	14.82	368	15.09	374	16.10	399	15.37	381	15.34	381	18.37	456
ZnO	—	—	—	—	—	—	0.11	001	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SnO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.81	—	99.66	—	99.68	—	99.84	—	99.49	—	99.30	—	99.32	—
$R_2O_3 : RO$	—	1.1:1	—	1.08:1	—	1.06:1	—	1.01:1	—	1:1	—	1:1	—	1.4:1

Таблица 2

Химический состав хромшпинелидов из хромитовых месторождений Халиловского района

Окислы	М-ние № 41		М-ние № 59		М-ние № 28		М-ние № 112		М-ние № 6, обр. 89		М-ние № 6, обр. 90		М-ние № 6, обр. 92	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	0.36	006	0.22	004	0.60	010	0.66	011	0.81	013	0.68	011	0.86	014
TiO_2	0.14	002	0.14	002	—	—	0.14	002	0.16	002	0.14	002	0.21	003
Cr_2O_3	55.08	362	61.10	402	58.01	382	57.10	375	45.16	297	46.60	306	44.54	293
Al_2O_3	13.19	129	8.47	083	10.36	101	12.13	118	18.32	180	20.86	204	19.98	196
Fe_2O_3	4.41	028	3.91	024	3.87	024	2.36	015	8.98	056	13.59	085	9.32	058
FeO	11.42	158	10.23	142	11.68	163	12.40	172	10.08	140	1.01	014	8.96	124
MnO	—	—	0.13	002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	14.95	371	14.88	370	14.86	369	14.57	361	16.74	415	17.51	434	15.69	389
NiO	—	—	0.29	004	0.10	001	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	0.12	001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	0.52	003	0.011	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SnO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.55	—	100.01	—	99.51	—	99.36	—	100.25	—	100.39	—	99.56	—
$R_2O_3 : RO$	—	1 : 1	—	1 : 1	—	0.98:1	—	0.95:1	—	1 : 1	—	1.38:1	—	1.1:1

Таблица 3

Химический состав хромшпинелидов из хромитовых месторождений Халиловского района

Окислы	М-ние № 79		М-ние № 7		М-ние № 22		М-ние № 90		М-ние № 15		Обр. № 73	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	0.38	006	0.62	0.10	0.10	002	1.07	018	0.58	010	2.78	046
TiO_2	0.18	002	0.12	001	—	—	0.16	002	—	—	0.90	013
Cr_2O_3	60.19	396	55.30	364	61.67	406	57.67	379	59.17	389	37.01	243
Al_2O_3	10.86	106	12.94	127	7.39	073	11.15	109	12.10	119	10.50	102
Fe_2O_3	3.69	023	13.03	082	8.86	055	3.43	021	2.86	018	18.51	115
FeO	9.93	138	3.14	044	6.96	096	11.06	153	10.54	146	19.24	267
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.29	004
MgO	14.54	360	14.25	354	15.25	378	15.57	386	14.65	366	10.81	268
NiO	0.01	—	—	—	0.13	001	0.02	—	0.12	001	0.08	001
CoO	—	—	—	—	0.02	—	—	—	0.03	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0.013	—	—	—	0.012	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SnO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.78	—	99.40	—	100.39	—	100.13	—	100.07	—	100.12	—
$R_2O_3 : RO$	1.08 . 1		1.5 : 1		1.1 : 1		1 : 1		1 : 1		1 : 1	

новить содержание окиси железа. В рудах, подвергшихся метаморфизму,[1] количество окиси железа, как правило, преобладает над количеством закиси этого элемента.

VII. Описание отдельных месторождений

Из сравнительно большого числа эксплоатировавшихся в Халиловском районе месторождений, детально задокументированных в геологическом отношении, можно насчитать всего лишь около трех десятков. По остальным месторождениям сохранились лишь неполные сведения и отрывочные зарисовки.

Наиболее ценный фактический материал был получен за последние 3—4 года, когда были начаты систематические разведки с применением в большом объеме буровых работ, которые, надо сказать, К. К. Станкевичем были организованы с большим искусством. Бурение производилось главным образом на месте тех карьеров, которыми с поверхности были выработаны наиболее интересные с промышленной точки зрения рудные тела. Эти тела на дне многих карьеров или выклинились бесследно, или от них остались так называемые «проводники хромита», представленные тонкими жилками. Таким путем, т. е. с помощью бурения, удалось в некоторых пунктах обнаружить дальнейшее продолжение рудных тел или открыть новые слепые тела, залегавшие по соседству с выработанными.

Все полученные при этом разведочные данные представилось возможным еще раз проверить при эксплоатационных работах на этих участках, которые следовали буквально по пятам за разведкой. В результате целый

[1] Об этом можно судить по соотношению молекулярных количеств трехвалентных компонентов к двухвалентным. При вычислении этих соотношений приняты установки, изложенные в статье А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина (1937, 172).

ряд предварительно полученных данных по условиям залегания рудных тел был уточнен, и в настоящее время для таких интересных в морфологическом отношении хромитовых месторождений, как № 6, 30, 114 и др., мы располагаем точными фактическими данными.

Описание хромитовых месторождений Халиловского района целесообразнее вести по группам рудных тел, пространственно так или иначе объединенных между собой. При таком порядке расположения месторождений нагляднее можно будет дать сравнительную характеристику их, отчетливее показать условия их залегания и морфологические особенности рудных тел.

1. Месторождения № 25, 25а, 51, 23 и 23а

Эти месторождения находятся в северной части Халиловского района на правобережье р. Губерли (к СЗ от ж.-д. станции Халилово). Все они расположились по одной линии, имеющей азимут СВ 20°. Приурочены они к одной и той же полосе дунита, простирающейся по тому же азимуту.

Более близкое знакомство с геологией этого участка убеждает в сравнительно сложном строении этой полосы. Выдерживаясь по простиранию, она дает довольно большие колебания в своей мощности (в среднем около нескольких метров), часто разветвляется на ряд тонких как бы прожилков, а при большей мощности включает в себя участки перидотита. Общее падение этой полосы восточное, под углом, примерно, 70—80°.

Рудные тела приурочены исключительно к дуниту. В морфологических особенностях и в условиях залегания их наблюдается довольно большое разнообразие.

Рудные тела № 25 и 25а, выработанные двумя соседними карьерами, представляли собой жилообразной формы тела, вытянутые по простиранию до 20—25 м при максимальной мощности 0.75—1.0 м. Точные замеры показывают, что хотя оба эти тела имеют одно простирание, но располагаются они не в одной плоскости. Мало того, рудное тело № 25 имеет склонение к северу, а № 25а — к югу. В текстурном и структурном отношениях руды обоих тел совершенно аналогичны. Очень характерно также то обстоятельство, что наблюдаемые в бортах карьеров тонкие прожилки хромистого железняка сопровождаются как бы тонкими оторочками дунита в перидотитовой массе. Ту же картину можно наблюдать и в кусках с прожилками хромистого железняка в отвалах. Однако на ряду с этим канавами вскрыты более мощные полосы дунита (до 1.5—2.5 м), которые вовсе не обнаруживают каких-либо признаков рудоносности.

К югу от рудного тела № 25а имеется изометрической формы выработка до глубины 6—7 м. Повидимому, было выработано изометрической формы рудное тело. Никаких материалов о форме этого тела не сохранилось. В бортах выработки имеем сужающиеся внизу, неправильной формы, выходы дунита (до 3.5 м в поперечнике).

Далее к юго-западу в нескольких метрах от предыдущей встречаем узкую глубокую выработку № 51, заполненную водой. Глубина выработки около 14 м. Здесь была выработана жилообразной формы линза, имевшая вертикальное падение. Судя по отвалам, в текстурном отношении руда несколько отличалась от описанных выше. Здесь мы имели, повидимому, более крупнозернистые рудные аггрегаты с размером отдельных зерен до 2—3 мм в поперечнике.

Южнее этой выработки располагается еще одна изометрической формы выработка (до 5 м в поперечнике). Данных для характеристики рудного тела не сохранилось. В бортах имеются неправильной формы выходы дунита.

Далее к юго-западу, в нескольких метрах за этой выработкой, следуют один за другим четыре карьера, известные под № 23а и 23. В них во всех

наблюдаются выходы дунита. Наибольший интерес представляет самый южный карьер № 23, где имелось рудное тело типичной столбообразной формы, скатывавшееся по азимуту СВ 70—80° под углом 60—70°. Выработано оно частично, до глубины 17 м. Поперечное сечение такого тела имеет более или менее изометрическую форму (размерами, примерно, 2 на 3 м), причем в боковые породы от него отходят небольшие апофизы. Содержание окиси хрома в руде колеблется от 40 до 60%. В стенках карьера наблюдаются выходы дунита, морфологию которых не удается установить.

Минералогический состав этих руд весьма интересен тем, что кроме хромшпинелидов в нем принимают участие такие минералы, как хромдиопсид, местами в обильном количестве, хромовые хлориты светлофиолетовых оттенков. Кроме того, в боковых породах, как можно было судить по образцам из отвалов, в соседстве с рудными участками довольно широко распространены прожилки серпофита, трудно выветривающегося или, по крайней мере, не изменяющегося в цвете при общем побурении вмещающей серпентинизированной дунитовой массы. Каков возраст этих прожилков, установить не удается, но все же есть основание предполагать, что выделение серпофита связано не с фазой рудообразования, а с процессом общей серпентинизации, так как точно такие же прожилки были встречены в стороне от рудного тела среди дунитовых выходов, не содержащих скоплений хромшпинелидов.

В распоряжении автора имеется анализ хромдиопсида, выполненный Ю. Н. Книпович (ЦНИГРИ). Данные его следующие:

	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	52.12	868
Al_2O_3	1.32	013
Cr_2O_3	1.51	010
Fe_2O_3[1]	3.43	021
CaO	19.88	355
MgO	19.34	483
H_2O (потери при прокал.)	2.72	—
Сумма	100.32	

Макроскопически хромдиопсид характеризуется бледнозеленой окраской, хорошо проявленной спайностью. Его выделения наблюдаются среди сплошной хромитовой руды, где он вместе с хлоритом занимает пространство между кристаллами хромшпинелидов.

Изучение под микроскопом показывает частичное его разложение образованием вторичного хлорита, замещающего его по спайности.

Для анализа был отобран довольно чистый материал, в котором при просмотре в бинокулярную лупу выделений хлорита замечено не было. Поэтому сравнительно высокое содержание воды кажется несколько странным.

Измерение оптических констант хромдиопсида привело к следующим данным: $cNg = 30—32°$; $2V = +54°$; $Ng - Np = 0.036$. Эти данные почти совпадают с данными для хромдиопсида из другого месторождения (№ 59), приведенными в работе по минералогии Халиловских месторождений (Бетехтин и Кашин, 1937).

В выветрелых образцах наблюдается карбонатизация хромдиопсида. Сам минерал теряет свою окраску и при полном разложении становится совершенно белым мучнистым веществом, очень близко напоминающим собой каолин. От соляной кислоты не вскипает.

[1] Все железо было определено в виде окиси.

С целью получить некоторое представление о миграции составляющих этот минерал компонентов при выветривании, автором был сдан в химический анализ продукт полного разрушения этого минерала.

Состав белого мучнистого вещества, развивающегося за счет хромдиопсида, выражается следующими цифрами:

	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	40.64	677
Al_2O_3	0.69	007
Cr_2O_3	3.51	023
Fe_2O_3	6.64	041
CaO	4.34	078
MgO	33.53	832
H_2O (потери при прокал.) . . .	10.84	602
Сумма	100.19	

Под микроскопом в прозрачных шлифах мы наблюдаем темную адиагностическую массу коллоидального характера, которая в отраженном свете выглядит белой.

Как показывает сравнение данного химического анализа с вышеприведенным, мы имеем существенные изменения в составе минерала при выветривании. Прежде всего бросается в глаза резкое понижение в составе минерала содержания кальция. Падает также содержание кремнекислоты. Зато происходит накопление магнезии, окиси хрома и окиси железа (при убывании глинозема). На основании пересчета данных химического анализа можно сказать, что мы имеем дело с магнезиальным гидросиликатом, к которому, повидимому, примешано некоторое количество минерала пентронитового состава.

Резюмируя общую характеристику описанных месторождений этой группы, мы должны сделать следующие основные выводы:

1. Все встреченные в данной дунитовой полосе рудные тела носят эпигенетические признаки по отношению к вмещающим породам и, в частности, по отношению к дунитам.

2. Несмотря на то, что все они располагаются в одной и той же дунитовой полосе, морфология рудных тел не одинакова. На ряду с типичными линзообразными телами встречаются явно столбообразные и гнездовые.

3. Парагенетические группировки минералов пневматолито-гидротермальной фазы, выделившиеся до момента серпентинизации, также не одинаковы в различных рудных телах. Наибольшее их количество встречено в месторождении № 23, обладающем столбообразной формой рудного тела.

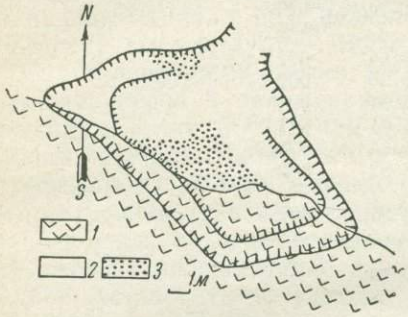
2. Месторождения № 90, 114, 113, 112 и 99

Все эти месторождения расположены также в виде полосы, правда, менее хорошо выдерживающейся, но в общем имеющей простирание, близкое к меридиональному. Они располагаются к востоку от описанной выше полосы на расстоянии, примерно, 120—150 м.

Месторождения также приурочены почти исключительно к выходам дунитов. Общая картина геологического строения этого участка, насколько удалось выяснить по канавам и карьерам, довольно сложная. Мы здесь имеем многочисленные выходы дунитов, располагающихся в плане в виде серии неправильной формы полос, местами соединяющихся между собой, местами отклоняющихся в сторону. Ширина этих полос резко колеблется по простиранию. Условия их залегания на глубине не всюду

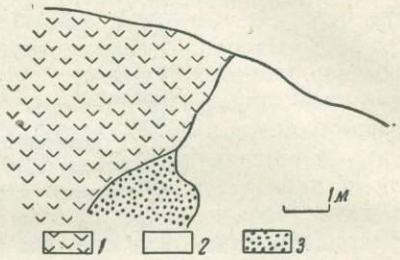
удалось установить с достаточной отчетливостью. К этому следует добавить, что далеко не все выходы дунита рудоносны.

Месторождение № 90 является самым северным из этой группы. Здесь мы имеем чрезвычайно интересное с генетической точки зрения гнездообразное месторождение так называемых «нодулярных руд» с гороховидными выделениями хромшпинелидов среди дунитовой массы.



Фиг. 10. План месторождения нодулярного хромита (№ 90)

1 — перидотит; *2* — дунит; *3* — нодулярная руда

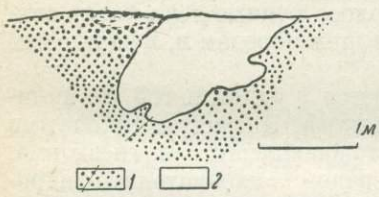


Фиг. 11. Зарисовка вертикального забоя в месторождении № 90

1 — перидотит; *2* — дунит; *3* — нодулярная руда

Это единственное в Халиловском районе месторождение указанного типа вскрыто карьером, одна часть которого располагается в гарцбургите, вторая в дуните. Нужно сказать, что выход дунита в этом районе представлен широкой полосой до 25—30 м, имеющей северо-западное простирание. На дне карьера выделения нодулярных руд наблюдаются в двух местах в виде небольших размеров гнезд (фиг. 10).

Интересные взаимоотношения между рудным телом и вмещающими породами были изучены в южной стенке карьера, на его втором уступе. Здесь контакт между дунитом и перидотитом довольно круто падает на юго-запад. Наблюдения над условиями залегания располагающегося здесь, не совсем правильного по форме гнездообразного рудного тела показали, что оно приурочено к висячему боку дунитового тела и непосредственно примыкает со стороны дунита к перидотиту (фиг. 11). В забое можно было отчетливо видеть, что рудное тело с дунитом составляет одно целое по отношению к перидотиту.



Фиг. 12. Зарисовка верхней части стенки на втором уступе

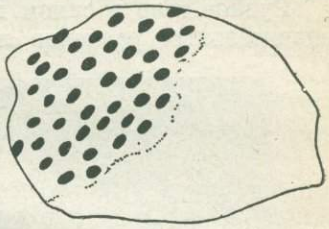
1 — дунит; *2* — нодулярная руда

В другом месте среди массы нодулярных руд можно было видеть включение дунита в виде более или менее изометрической формы тела (фиг. 12) размерами, примерно, в один метр в поперечнике. Границы рудного тела с дунитом сравнительно резки. Анализ этих границ приводит к выводу, что рудное тело сформировалось или, вернее, застывало все же несколько позже вмещающего его дунита.

Обратимся теперь к характеристике текстурных особенностей руд. Распределение гороховидных выделений хромшпинелидов в рудной массе более или менее равномерное. Степень вкрапленности их в дунитовой основной массе составляет обычно около 25—30%. Лишь местами можно наблюдать некоторое сгущение этих «горошин», иногда собирающихся в одно целое и, таким образом, создающих впечатление характерной пятнистой текстуры руды. На ряду с такими гороховидными выделениями наблюдаются мелкие жилкоподобные выделения с расплывчатыми гра-

ницами, т. е. обнаруживающими постепенные переходы во вкрапленность.

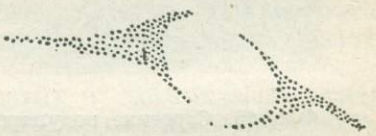
Весьма любопытны детали контакта рудной массы с вмещающими дунитами. Иногда мы можем видеть, как постепенно, по мере приближения к боковой породе, нодули редеют и переходят в дунит с редкими включениями «горошин». В других же местах граница между рудным телом и вмещающим дунитом довольно резкая. Правда, изредка, но удается при этом заметить одну маленькую деталь: рудная масса у самого контакта бывает оконтурена выделениями цепочек мелкозернистых хромшпинелидов (фиг. 13), причем поверхность, по которой произошло выделение этих хромшпинелидов, бывает крайне прихотлива.



Фиг. 13. Зарисовка штуфа с нодулярной текстурой руды. Нат. вел.

В самом дуните, как боковой породе, иногда можно наблюдать намек на картину, обратную той, которая описана для рудной массы. В тех местах, где встречаются выделения тонкозернистых вкрапленных аггрегатов, намечаются как бы дунитовые нодули, окруженные этой вкрапленностью (фиг. 14). В последнее время в Хабарнинском районе на месторождении № 2 С. А. Кашиным (статья в настоящем томе) была встречена подобная же картина, но более резко выраженная: в густовкрапленной хромитовой массе образовались прекрасно сформированные нодули дунита до 1.5 см в поперечнике, свободные от включений хромшпинелидов.

Бросающейся в глаза особенностью нодулярных выделений хромшпинелидов в этом месторождении является наличие темнозеленой тонкой серпентинитовой рубашки, которая не поддается выветриванию, сохраняя свой первоначальный темнозеленый цвет. Автор уже не раз описывал подобное явление и в других формах выделений хромшпинелидов и пришел к выводу, что этот серпентин образовался еще до массовой серпентинизации дунитов. Подобный серпентин с типичной петельчатой микротекстурой замещения оливина, по мнению автора, представляет собой последнее проявление гидротермальной фазы затухающего магматического процесса.



Фиг. 14. Выделения вкрапленных зерен хромшпинелидов в дуните. Нат. вел.

Под микроскопом еще отчетливее можно видеть разное поведение этих серпентинов по отношению к выветриванию (фиг. 15): хлопья гидроокислов железа развиваются только среди основной серпентинитовой массы.

Очень интересна структура нодулей. Как в прозрачных, так и в полированных шлифах нетрудно убедиться в том, что они состоят из аггрегата зерен. Между зернами хромшпинелидов располагается либо ксеноморфный по отношению к ним хлорит, в сопровождении зерен сульфидов железа и никеля, либо хризотил в псевдоморфозах по идиоморфным зернам оливина. На фиг. 14 можно также убедиться в том, что очертания наружных зерен хромшпинелида в нодулях обнаруживают частично ксеноморфные реликтовые очертания по отношению к бывшему оливину вмещающей дунитовой массы. Явлений метаморфизма хромшпинелидов нигде не удалось заметить.

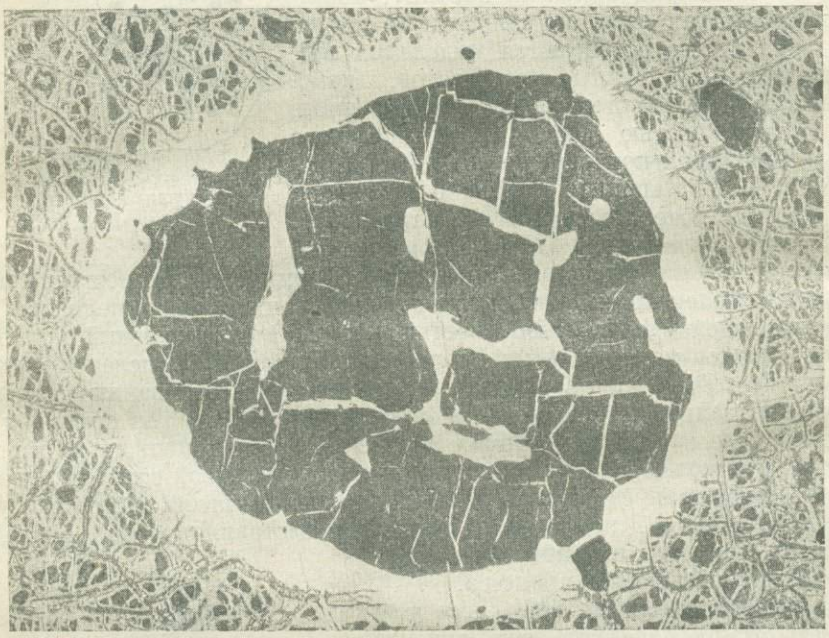
Все это, вместе с целым рядом других фактических данных, полученных автором на других подобных месторождениях, приводит к выводу, что нодулярные образования являются не чем иным как результатом ликвации остаточного, обогащенного рудными компонентами расплава, в котором хромсодержащие соединения обособились первоначально в виде

жидких капель и, благодаря присутствию в них минерализаторов, раскристаллизовались позже вмещающей силикатной части рудного тела.

Химический состав хромшпинелидов этого месторождения ничем существенным не отличается от состава хромшпинелидов большинства месторождений Халиловского района. Минеральный вид хромшпинелидов здесь представлен магнохромитом. Анализ его приведен в табл. 3.

Месторождение № 114 находится несколько юго-восточнее месторождения № 90. Выход рудного тела был обнаружен в русле небольшого ложка и по склону. С поверхности это месторождение было вскрыто большим карьером.

Рудное тело в самом верхнем горизонте представляло собой довольно значительных размеров линзу северо-западного простирания, имевшую



Фиг. 15. Строение нодулярных выделений под микроскопом. Черное — хромшпинелид: светлый ореол — серпентин раннего происхождения; остальная окружающая масса — серпентин, возникший в более позднюю фазу (в процессе общей серпентинизации); благодаря отложению гидроокислов железа по жилкам хризотила и на месте бывших карбонатизированных реликтов оливина хорошо видна петельчатая микротекстура, характерная для серпентинизированного дунита. Прозрачный шлиф. Увелич. 16

пережим в средней части. С глубиной она начала быстро выклиниваться до появления так называемого «проводника хромита». Впоследствии (в 1935 г.) это месторождение подверглось буровой разведке, результаты которой весьма поучительны.

По данным с поверхности казалось, что рудное тело падало вертикально или обнаруживало крутое падение на северо-восток. Поэтому все скважины бурились с северо-восточного борта. Выяснилось, что рудное тело продолжается на глубину и обнаруживает довольно крутое склонение на юго-восток в плоскости падения. На фиг. 16 показаны контуры рудного тела, установленные на основании разведочных данных, а также фактические контуры его, выявленные при эксплоатации. Как видим из сравнения этих контуров, расхождения довольно существенные.

Чтобы понять причину этих расхождений, обратимся к фиг. 17, где приведено несколько зарисовок горизонтальных сечений рудного тела на разных горизонтах. Здесь мы прежде всего видим, что рудное тело по простиранию обнаруживает флексурообразные изгибы. Мало того, как можно легко убедиться из последовательных сопоставлений отдельных горизонтов, рудная линза вначале, в ее выпуклой части, имеет падение в восточную сторону. Затем, начиная с V горизонта, меняет свое падение в обратную сторону. Отсюда понятно, что скважинами, заложенными на высоком борту карьера, рассчитывали подсечь рудное тело по продолжению наметившегося падения; однако они, пройдя возле рудной линзы, ее не задели вследствие изменения падения рудного тела.

Таким образом, форма рудного тела напоминает собой как бы вогнутую линзу, поставленную «на голову». При этом, как показывают действительные контуры рудного тела, изображенные на фиг. 15, оно все же обладает некоторым хотя и крутым углом склонения в юго-восточную сторону.

Вмещающие породы на участке самого месторождения представлены преимущественно дунитом. В высоком передовом забое разреза мы видим значительные массы дунита, в котором в виде неправильных линзообразных и жилообразных форм залегает гарцбургит. С поверхности рудное тело залегало среди дунита. Что же касается более глубоких горизонтов, то здесь, судя по данным буровых скважин и подземных выработок, оно внедряется то в перидотиты, то в дуниты. Истинную картину геологического строения этого участка на глубине выяснить не удалось. Построения по профилям скважин получались разноречивыми и по существу ничего не дали.

Рудное тело представлено сплошным антрацитовидным хромитом с блестящей поверхностью. Включений посторонних минералов почти не наблюдается, за исключением крайне редких находок хлорита и хризотила по оливину. Минераграфическое изучение руд показывает, что мы имеем дело с крупнокристаллическими аггрегатами хромшпинелидов, размеры отдельных зерен которых достигают 4—8 мм в поперечнике. В прозрачных шлифах хромшпинелиды хорошо просвечивают. Явления метаморфизма наблюдаются лишь в катаклазированных участках, и то в незначительной степени.

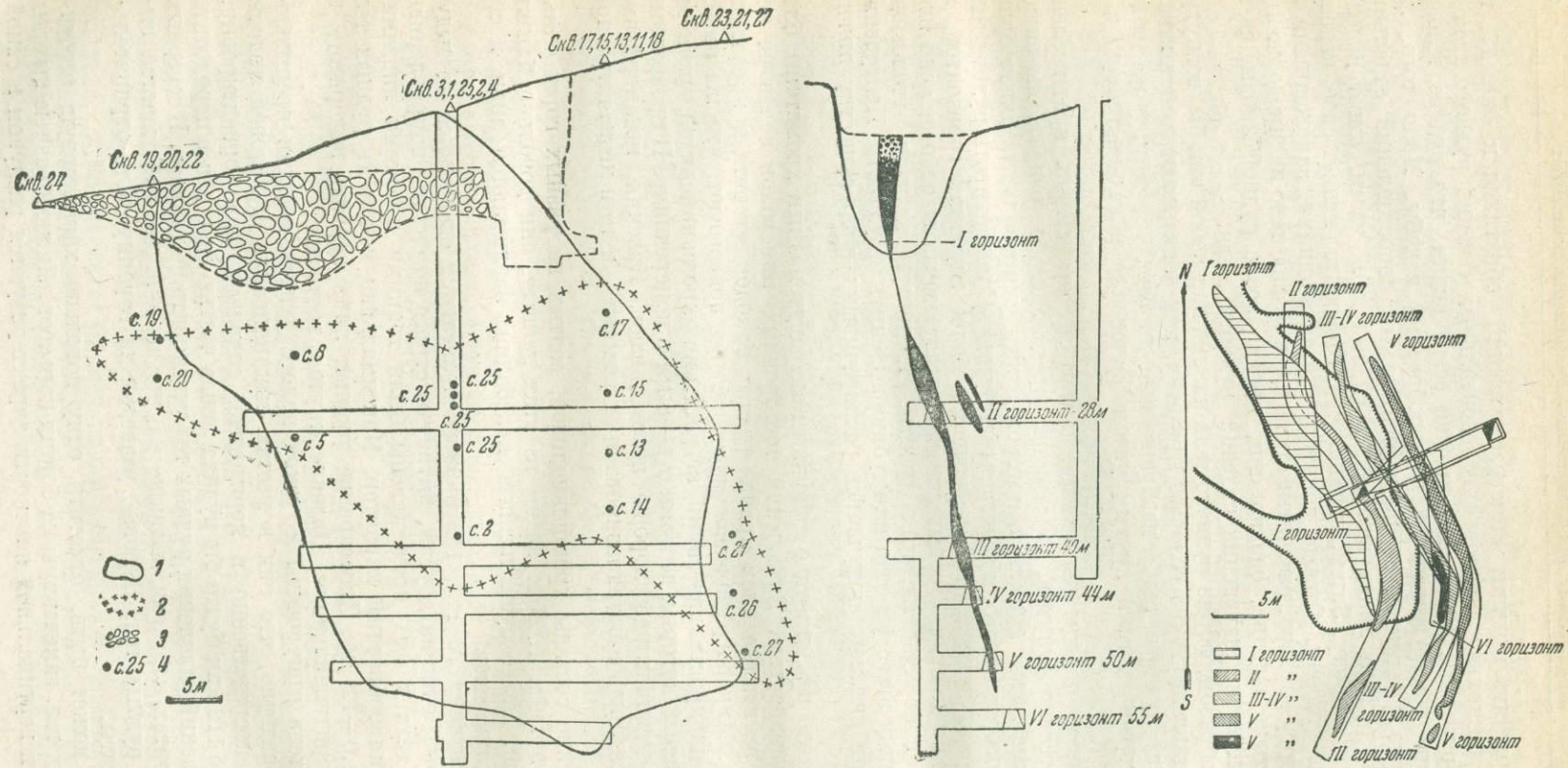
Химические составы хромшпинелидов, взятых на разных горизонтах, приведены в табл. 1. Как видим из этих данных, они довольно близки между собой. Более существенные колебания наблюдаются лишь в содержании глинозема.

Месторождения № 113, 112 и 99 располагаются еще южнее предыдущего. Все они, одно за другим, вытянуты строго по одному направлению.

Рудные тела в них представлены были тонкими плоскими линзами, имевшими жилообразный характер. Максимальная мощность рудных тел достигала 1.0—1.5 м. Простирание рудных линз хорошо выдержано и близко к меридиональному. Падение крутое, восточное.

Рудные тела приурочены к узкой полосе дунита, местами прерывающейся. Характерно, что они в местах выклинивания дунитовой полосы залегают непосредственно в перидотите, сохраняя свою ориентировку. В карьере № 112 как будто бы рудная линза частью залегала в перидотите (фиг. 7). Явлений склонения рудных тел установить не удалось. В северных и южных бортах карьеров, а также на дне их — всюду наблюдается выклинивание рудных тел. Буровые разведки на глубину дали отрицательные результаты.

Следует, может быть, отметить одну довольно характерную особенность рудных тел, замечаемую на бортах карьеров. Линзообразные выходы рудных тел в вертикальной плоскости характеризуются раздувом в самой



Фиг. 16. Проекция на продольную плоскость и поперечный разрез рудного тела в месторождении № 114

1 — контур рудного тела, установленный по данным буровых скважин; *2* — контур рудного тела по данным эксплоатационных работ; *3* — закладка пустой породой выработанного пространства; *4* — номера скважин

Фиг. 17. Погоризонтные планы с разрезом рудного тела на различных глубинах. Месторождение № 114

нижней части, по направлению же кверху обнаруживают постепенное выклинивание.

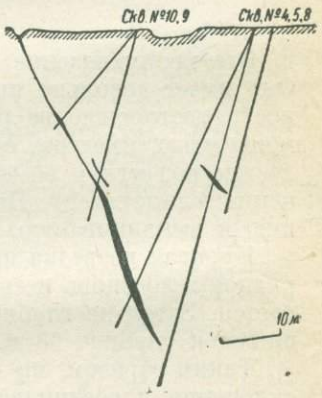
Руды представлены сплошным хромитом. Лишь у контактов с дунитами или гарцбургитами наблюдаются иногда переходы во вкрапленность.

Химический анализ хромшпинелидов, имеющийся в распоряжении автора, относится к месторождению № 112, где рудная линза залегает непосредственно в гарцбургите. Он приведен в табл. 2. Как видим из приведенных данных, хромшпинелиды по своему составу ничем существенным не отличаются от состава хромшпинелидов других месторождений.

Из описанных в этой группе месторождений из ряда выходящим, как мы видели, является месторождение № 90, с подулярными рудами. Если все остальные описанные месторождения характеризовались эпигенетическими признаками по отношению к вмещающим породам, то месторождение № 90 следует отнести к сингенетическому типу, т. е. признать, что образование его произошло в более раннюю стадию, чем остальных. Тот факт, что оно пространственно приурочено только к дуниту и вместе с ним образует общую границу с перидотитом, еще раз говорит за то, что перидотит и дунит являются как бы самостоятельными геологическими телами, а не результатом местной дифференциации.

3. Месторождения № 28, 47, 49 и 79

Месторождение № 28 на дневной поверхности было представлено в виде тонкого прожилка, обнаружившего с глубиной раздув до 3 м мощностью линзообразного сечения (фиг. 18). Простирание тела СВ 35—40°; падение крутое, на юго-восток. По мере эксплоатации было обнаружено, что раздув имеет столбообразную форму со склонением к северо-востоку под углом примерно 70°.



Фиг. 18. Разрез по месторождению № 28

При разбуривании бортов карьера в лежачем боку обнаружено жилообразное рудное тело незначительной мощности, но протягивающееся на глубину до 60 м. Подсчитан запас по категории В + С около 5000 т. Руды этого месторождения в основном низкосортны. Содержание в них окиси хрома по пробам около 36%, хотя приведенный в табл. 2 анализ хромшпинелидов из образца, взятого с отвалов (т. е. относящегося к рудному телу, располагавшемуся совсем рядом), показал высокое содержание окиси хрома.

Месторождения № 47, 49 располагаются метрах в 150—200 к юго-западу от № 28 на правом борту долины. Ряд карьеров задан здесь на серии небольших неправильных жилообразных и линзообразных тел того же простирания и падения и с такими же морфологическими особенностями, какие мы имели и для месторождения № 28. Качество руд этих месторождений весьма высокое. Не исключена возможность, что в промежутке между этими двумя пунктами (№ 28 и 49), занятом наносами долин, имеются подобные же жилообразные рудные тела, поиски которых мыслимы лишь при помощи так называемого проспекторского бурения.

Месторождение № 79 располагается еще далее по направлению к юго-западу, на склоне той же долины. Рудное тело залегало в дуните в виде неправильной линзообразной залежи, более значительно вытягивавшейся с глубиной, нежели по простиранию.

Руды здесь представлены преимущественно сплошными разностями. Включения нерудных минералов (хризотила и антигорита) наблюдаются в незначительном количестве. Верхняя часть рудного тела залегала в сильно

магнезитированных серпентинитах, что свидетельствует о том, что здесь сохранились еще корни древней коры выветривания перидотитового массива.

Микроскопическое изучение руд показывает, что мы имеем здесь типичные зернистые аггрегаты сплошного хромита с аллотриоморфнозернистой структурой. Явлений сильного катаклаза в рудных шлифах не обнаруживается. Хромшпинелиды в прозрачных шлифах хорошо просвечивают. Темные непросвечивающие каймы приурочены лишь к трещинкам в хромшпинелидах.

Химический анализ хромшпинелидов приведен в табл. 3. Анализы вмещающего дунита, а также и акцессорных хромшпинелидов из дунита и перидотита приведены в петрографическом очерке настоящей работы.

В охарактеризованной группе месторождений заслуживает внимания прежде всего то обстоятельство, что среди ряда рудных тел с высококачественными рудами находится одно (№ 28), по качеству руд совершенно не похожее на остальные. К сожалению, не удалось получить коренных руд для производства полного химического анализа хромшпинелидов низкосортных руд. Во всяком случае, сам факт низкого содержания окиси хрома в сплошном хромите по многочисленным пробам с разных горизонтов одного и того же рудного тела заслуживает внимания и должен быть учтен при соображениях генетического порядка.

Второе, что мы здесь должны отметить, это то, что большинство рудных линз в этой группе месторождений обладает более неправильными формами, нежели мы это видели до сих пор, причем раздувы в линзах имеют столбообразный характер и, соответственно с этим, склонение в ту и другую сторону.

4. Месторождение № 30

Это месторождение располагается также на правобережье р. Губерли. Оно имеет довольно интересные морфологические особенности. С поверхности месторождение разрабатывалось как линзообразное тело до 1.5 м мощностью, имеющее северо-восточное простирание 10° и падение на юго-восток под углом 65—70°. При этом было подмечено определенное склонение тела к северу. На глубине 10—12 м оно обнаружило резкую тенденцию к выклиниванию.

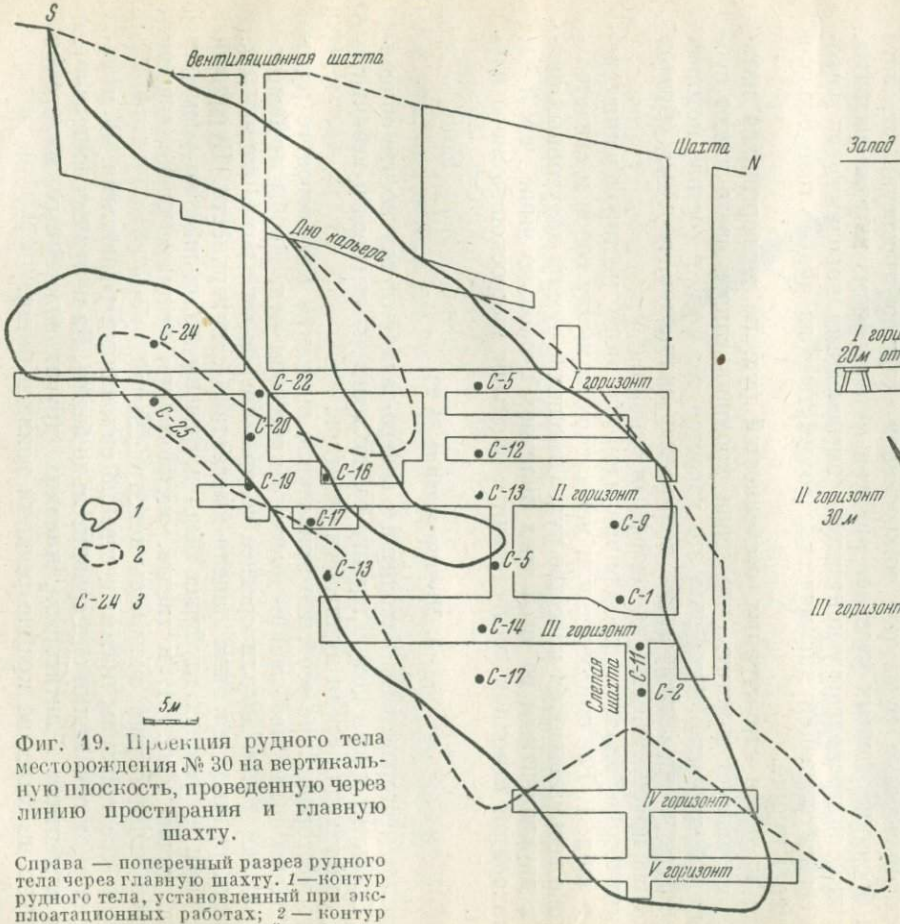
Буровая разведка показала, что с глубиной по направлению склонения рудное тело вновь несколько раздувается и на глубине 35 м снова суживается. Затем на глубине 45 м констатирован новый раздув, выклинивающийся к глубине 63 м.

Таким образом, мы имеем как бы ряд линз, располагающихся по линии склонения и соединяющихся друг с другом так называемыми проводниками, т. е. тонкими прожилками хромистого железняка.

На прилагаемой фиг. 19 изображена проекция рудного тела на вертикальную плоскость, проведенную через линию простирания и главную шахту. Пунктиром показан контур, намеченный на основании данных буровой разведки, а сплошной кривой линией — контур эксплоатировавшейся части рудного тела. Контуры, как видим, почти совпадают между собой.

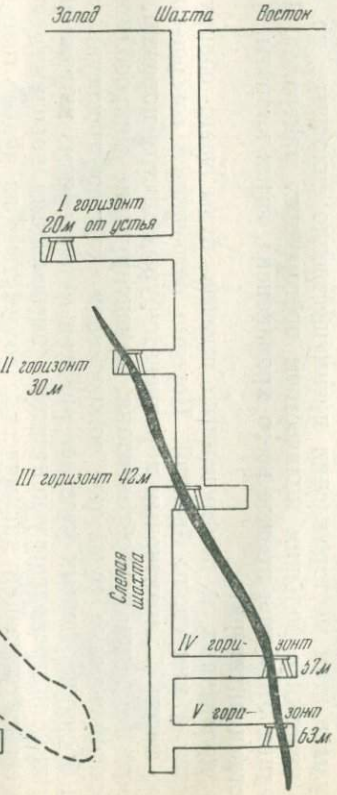
Вырисовывается оригинальная форма рудного тела в плоскости его падения. В верхней своей части рудное тело раздваивается и дает два отпрыска в плоскости падения, один из которых оказался обнаженным на дневной поверхности. Рудное тело обладает явным северным склонением под углом в среднем около 50°. Из рисунка видно, что открытыми работами до выклинивания линзообразного отпрыска была выработана лишь незначительная часть рудного тела и затем брошена.

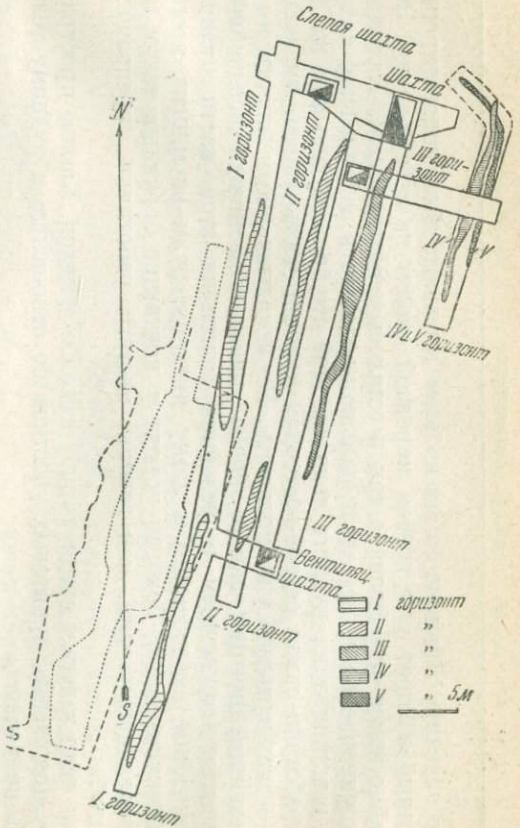
Что касается погоризонтного плана, изображенного на фиг. 20, то из него легко видеть, что рудная линза хорошо выдерживается по простира-



Фиг. 19. Проекция рудного тела месторождения № 30 на вертикальную плоскость, проведенную через линию простирания и главную шахту.

Справа — поперечный разрез рудного тела через главную шахту. *1*—контур рудного тела, установленный при эксплоатационных работах; *2* — контур рудного тела, намечавшийся по данным буровых скважин; *3*—номера скважин





Фиг. 20. Погоризонтные планы месторождения № 30 с разрезами рудного тела на различных глубинах

нию и по падению. Лишь на самом нижнем горизонте был констатирован неожиданный заворот уже совсем короткой линзы на северо-запад. Это чрезвычайно интересное явление так и осталось неразгаданным. Халиловское рудоуправление не пожелало дальше продолжать работ в виду почти полного выклинивания рудного тела на этой глубине. Точно так же не была выработана самая северо-восточная нижняя часть линзы, имевшая, правда, незначительную уже мощность. Не исключена возможность того, что замеченный поворот самого конца линзы объясняется позднейшим тектоническим нарушением в условиях залегания этой части рудного тела. Некоторые предпосылки к этому имеются: руды во многих местах сильно брекчиированы; боковая порода у контактов с рудным телом местами рассланцована или, как говорят местные работники, «превращена в липучку».

Рудное тело залегает среди гарцбургитов и дунитов. Каково пространственное положение дунитовых участков по отношению к рудному телу, выяснить не удалось.

Руды в этом месторождении преимущественно сплошные, но встречаются участки с большим количеством посторонних минералов. К числу последних относятся прежде всего хромдиопсид, затем хлориты, хризотил и местами антигорит.

В прозрачных и полированных шлифах руды часто обнаруживают катаклаз и микрозоны брекчий. Нередко встречаются совершенно перетертые массы с характерным коричневато-бурым цветом порошка. В этих случаях не редки новообразования, цементирующие микрообломки. Некатаклазированные руды под микроскопом хорошо просвечивают, зато среди брекчиированных участков явления метаморфизма широко развиты. Особенно они проявлены у контактов с вмещающими породами, где в процессе серпентинизации динамические воздействия на рудное тело оказали большое влияние.

Что касается структурных особенностей руд, не подвергшихся катаклазу, то следует заметить, что зерна хромшпинелидов часто имеют субгедральный характер. Особенно это касается тех руд, в составе которых принимает участие значительное количество силикатов, главным образом хризотила по оливиновым идиоморфным зернам.

Химические анализы хромшпинелидов из этого месторождения сведены в табл. 1. Все они более или менее сходны между собой и свидетельствуют о весьма высоком качестве руд. Отношение суммы полуторных окислов к двухвалентным во всех трех анализах несколько выше, чем 1 : 1, что находится в полном соответствии с данными микроскопического изучения.

5. Месторождение № 22

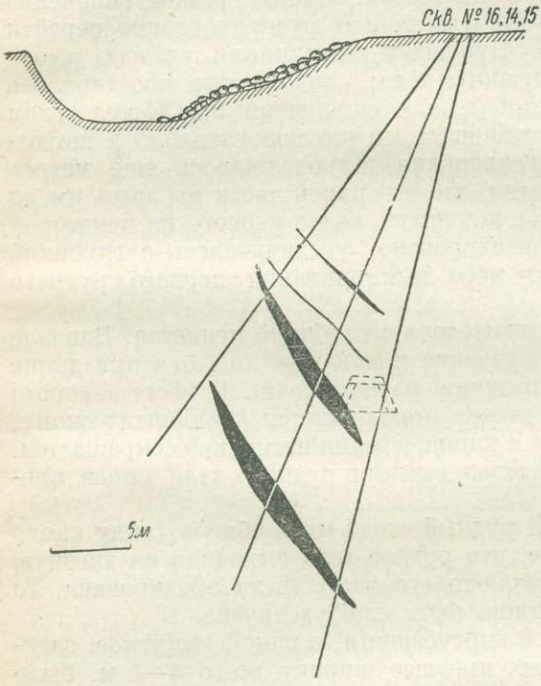
Данное месторождение находится к северо-западу от только что описанного. Здесь мы имеем целую группу разнохарактерных гнезд и небольших линз, залегающих среди дунитовых участков.

Это месторождение особенно привлекало внимание Халиловского рудоуправления своим необычайно высоким качеством руд. Пробы по некоторым рудным телам давали среднее содержание окиси хрома около 60%.

Часть рудных тел была нацело выработана с поверхности. Буровыми разведками на разных глубинах были встречены небольшие по размерам слепые линзы (фиг. 21) и гнезда, эксплоатация которых специальными горными выработками оказалась нерентабельной.

Руды представлены преимущественно сплошными разностями. В минералогическом отношении они сравнительно бедны. Из нерудных минералов, кроме хризотила и антигорита, никаких других эндогенных минералов встречено не было, за крайне редкими исключениями.

По текстурным особенностям чрезвычайно интересно одно из рудных гнезд. Здесь были встречены редкие для хромитовых руд брекчиевидные текстуры, характеризующиеся тем, что роль обломков играет дунит, а роль цемента — рудное вещество. Подобные текстуры автором очень детально были изучены среди платиноносных хромитовых тел в Нижнетагильском дунитовом массиве. Руды одного из гнезд Халиловского месторождения № 22 были настолько похожи на руды платиноносного месторождения № 4—02 в Крутом логу Нижнетагильского района, что нет возможности найти какие-либо отличительные признаки между ними. На фиг. 22 приведена зарисовка пришлифованной поверхности такой текстуры из месторождения № 22. Нужно заметить, что рудное вещество не только выполняет пространство между образовавшимися обломками дунита, но обнаруживает также признаки явного замещения этих обломков.



Фиг. 21. Разрез по месторождению № 22



Фиг. 22. Брекчиевидная текстура руды. Черное — хромит. $^1/_2$ нат вел.

Генезис таких текстур на основе целого ряда сопоставлений с морфологией рудного тела и отношениями к вмещающим породам автор склонен рассматривать как результат позднего и бурного распада хромсодержащих соединений, сопровождавшийся, повидимому, взрывом. К этому моменту вмещающий дунит, повидимому, остыл настолько, что обладал способностью раскалываться на куски, в пространстве между которыми отложилось рудное вещество. За то, что рудное вещество остывало уже между ранее остывшими обломками дунита, до некоторой степени говорит тот факт, что в нем, т. е. в хромите, присутствуют серии более или менее параллельных трещинок, выполненных впоследствии аморфным серпентином и карбонатами, причем эти трещинки, как правило, располагаются приблизительно перпендикулярно к поверхностям контакта с обломками дунита и не выходят за пределы рудного аггрегата. Повидимому, они являются результатом сокращения объема остывавшей массы.

Химический анализ хромшпинелидов, выделенных на классификаторе из такого штуфа, приведен в табл. 3.

6. Месторождение № 6

Это исключительно интересное в морфологическом отношении месторождение располагается значительно восточнее ранее описанных месторождений (на правобережье р. Губерли). Оно детально разведывалось буровыми работами в 1934—1935 гг. и в настоящее время полностью выработано. Морфология рудного тела при эксплоатационных работах тщательно задокументирована.

Рудное тело имеет столбообразную форму с линзообразными или приближающимися к эллиптическому поперечными сечениями. Выход на дневной поверхности имел линзообразную форму сечения с северо-восточным простиранием и падением на юго-восток. Однако резкое склонение к северо-востоку (под углом 30—35°) заставило рудоуправление перейти на подземную его эксплоатацию. Буровыми скважинами удалось разведать дальнейшее продолжение рудного тела; сначала оно простиралось метров на 40 в том же направлении (т. е. с склонением на СВ под углом 40—45°), а затем, как удалось установить, круто поворачивало в широтном направлении, сохраняя угол склонения, и продолжалось еще метров на 60—65 (фиг. 23 и 24). Любопытно, что в верхней части мы здесь имели не одно рудное тело, а два; второе появилось возле первого на некоторой глубине и, будучи одинаково ориентировано, увеличивалось с глубиной в своем поперечном сечении по мере выклинивания первого рудного тела.

Форма поперечного сечения рудного тела с глубиной меняется. Вначале мы имеем типичное линзообразное сечение мощностью до 1.5 м при длине 7—10 м (в перпендикулярном к падению разрезе тела). В месте заворота и далее с глубиной поперечное сечение приближается к эллиптическому, причем мощность возрастает до 5 м, а длина сечения несколько сокращается. При выклинивании форма поперечного сечения рудного тела снова принимает линзовидный характер.

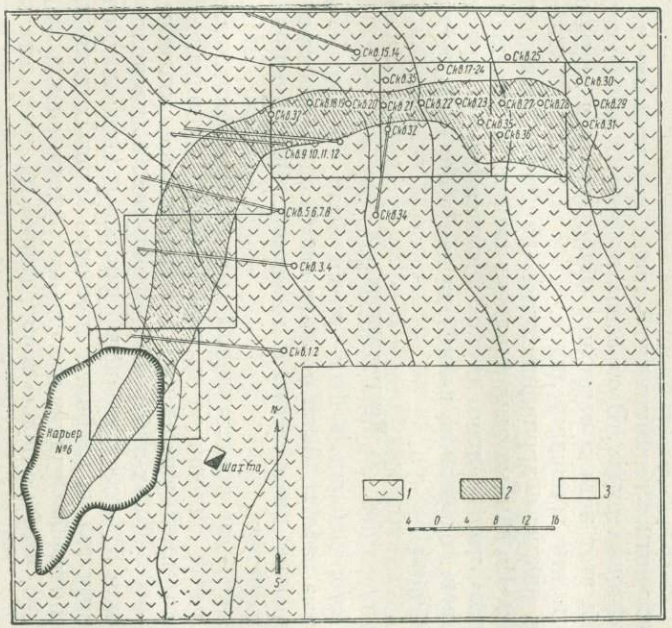
Таким образом, этот изогнутый рудный столб имел общую длину около 135 м. Если принять во внимание, что рудное тело выходило на дневную поверхность и, следовательно, какая-то его часть была эродирована, то указанная цифра длины тела должна быть еще увеличена.

Надо отдать справедливость той виртуозности, с какой это узкое, загибающееся по падению рудное тело, имевшее ширину всего 4—5 м, было разведано буровыми скважинами сеткой 5 × 10 м. Поразительно, что почти все средние скважины из числа первоначально заданных легли на рудное тело.

Месторождение приурочено в основной массе к перидотитам. Выходы дунита встречались спорадически: в начале протяжения рудного тела и при выклинивании.

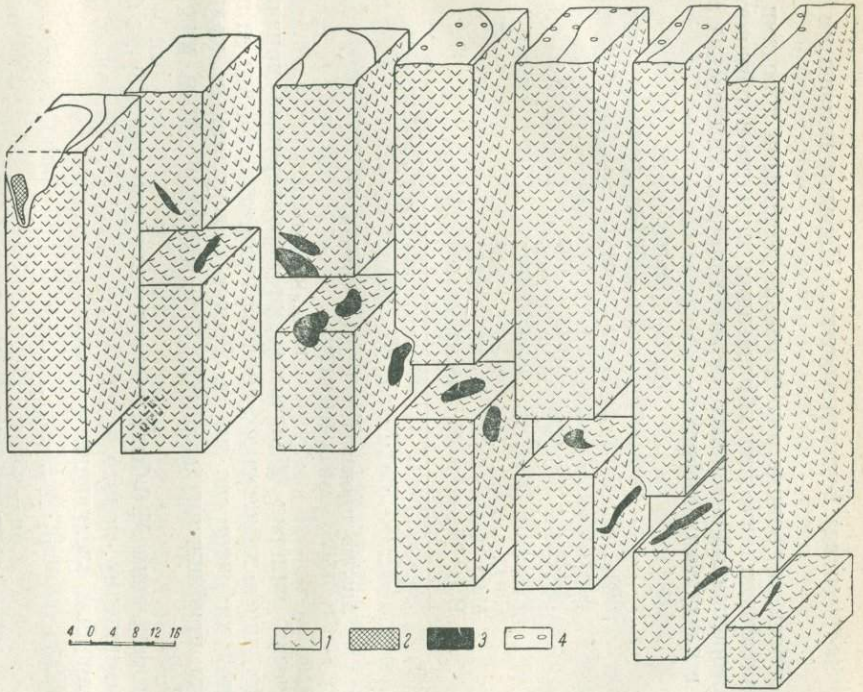
Отличительной чертой руд является их рыхлость. Около трех четвертей всей рудной массы, выдававшейся на поверхность, рассыпалось в порошок. При внимательном рассмотрении этого порошка почти всегда можно было заметить хорошо образованные кристаллики хромшпинелидов, что указывало на то, что рудная масса в коренном залегании изобиловала миаролитовыми пустотами, которые, по всей вероятности, были заполнены газами. В полированных шлифах из более плотных образцов, кроме того, можно было всегда наблюдать явления катаклаза, обусловленные позднейшими динамическими воздействиями. В прозрачных шлифах такие руды часто плохо просвечивают и обнаруживают явления метаморфизма хромшпинелидов, заметные даже в полированных шлифах в отраженном свете. Иногда можно было наблюдать новообразования на месте хромшпинелидов.

Из нерудных минералов наибольшим развитием пользуется хлорит в виде многочисленных мелких выделений в межзерновом пространстве,



Фиг. 23. План месторождения № 6

1—перидотит; *2* — проекция столбообразного рудного тела на горизонтальную поверхность; *3* — точки заложения буровых скважин



Фиг. 24. Блок-диаграмма столбообразного рудного тела в месторождении № 6

1 — перидотит; *2* — разрез рудного тела в карьере; *3* — руда; *4* — точки заложения буровых скважин

а также пироксен (диопсид) в мелких зернах. Изредка встречался также уваровит.

В одном из забоев на границе рудного тела с боковыми породами были встречены крупнокристаллические образования не совсем обычного для хромитовых месторождений зеленовато-серого хлорита. Химический анализ его выразился в следующих цифрах:

	Вес. %	Молек. колич.
SiO_2	36.88	615
Al_2O_3	1.55	015
Cr_2O_3	1.02	007
Fe_2O_3	3.90	024
FeO	4.09	057
CaO	1.26	022
MgO	35.47	887
H_2O^{+105}	15.82	878
Сумма	99.99	

Анализ произведен В. М. Ковязиной в ЦНИГРИ.

Макроскопически минерал обладает всеми характерными признаками хлорита. Однако данные химического анализа говорят за то, что он ничего общего с группой хлоритов не имеет. Расчет молекулярных количеств дает следующую приближенную химическую формулу этого минерала: $4MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$.

Руда из месторождения № 6 была подвергнута также анализу на благородные металлы: платину, золото и серебро.

Результаты анализа следующие:

Pt — не обнаружено
Au — следы
Ag — 2.6 г/т

Весьма загадочным с геохимической точки зрения является содержание серебра в хромитовых рудах. В образцах из других месторождений Халиловского района этот металл отчетливо обнаруживался при спектрографическом исследовании хромшпинелидов.

Химические анализы хромшпинелидов из этого месторождения приведены в табл. 2. Из данных этих анализов мы видим, что хромшпинелиды характеризуются относительно резко пониженным содержанием окиси хрома и, наоборот, содержание глинозема необычно высокое для Халиловских месторождений.

7. Месторождение № 15

На этом месторождении в свое время были сосредоточены большие эксплоатационные работы. Была пробита шахта с целой сетью подземных выработок (штреков, квершлагов и гезенков). Документационных материалов не сохранилось.

Месторождение было представлено рядом изолированных линзо- и чечевицеобразных гнезд сплошного и вкрапленного хромита. Простирание рудных тел было преимущественно меридиональное, падение восточное под углом 30—50° Каких-либо закономерностей в расположении гнезд подмечено не было. Это обстоятельство как раз и явилось причиной тому, что поиски рудных тел на глубине с помощью буровых скважин не оправдали себя. Открытые же единичные слепые рудные гнезда на глубине не заслуживали того, чтобы с целью эксплоатации их проводить специальные выработки.

В текстурном отношении руды, насколько можно судить по старым отвалам, довольно разнообразны. Здесь мы встречаем как равномерно вкрапленные, так и такситовые (пятнистые) и массивные (сплошные) текстуры руд. Иногда встречаются образцы руд полосчатой текстуры.

Изучение руд под микроскопом показывает сравнительно простой минералогический состав. Из нерудных минералов развит преимущественно хризотил, иногда хлорит, карбонаты. Хромшпинелиды в прозрачных шлифах, как правило, хорошо просвечивают.

Химический анализ выделенного на классификаторе чистого хромшпинелида приведен в табл. 3. Как видим из данных этого анализа, в хромшпинелиде содержатся небольшие количества никеля (0.12%), кобальта (0.03%), цинка (0.01%) и пятиокиси фосфора (0.012%).

8. Месторождения № 41 и 59

Эти месторождения располагаются на левобережье р. Губерли, одно возле другого, и являются наиболее крупными по размерам среди месторождений этого участка. Здесь еще недавно существовал довольно большой рудник, где в свое время была сосредоточена главная масса горных работ Халиловского рудоуправления. Было пробито несколько шахт. Эксплоатационные работы достигали горизонта 90 м.

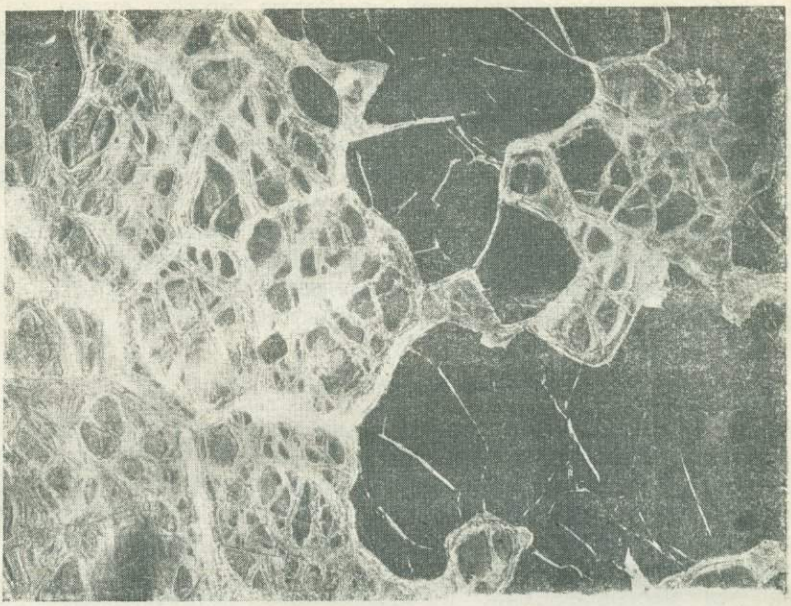
Оба эти месторождения, представленные жилообразными рудными телами, считали за одно целое. Однако при внимательном сопоставлении маркшейдерских планов оказалось, что, несмотря на то, что оба тела, располагаясь одно за другим, имеют одно и то же простирание, находятся не на одной линии: рудное тело северного месторождения № 59 располагается несколько восточнее по отношению рудного тела месторождения № 41. Простирание рудных тел почти меридиональное; падение — вертикальное. Общая длина для обоих тел по простиранию составляет около 300 м.

Автор застал разрабатывающимся только месторождение № 59. Строение рудного тела этого месторождения характеризуется некоторыми особенностями. Здесь вдоль линии простирания мы имеем спорадически распределенные раздувы рудных тел (обычно до 1 м мощностью, редко — больше), соединенные друг с другом тонкими прожилками.

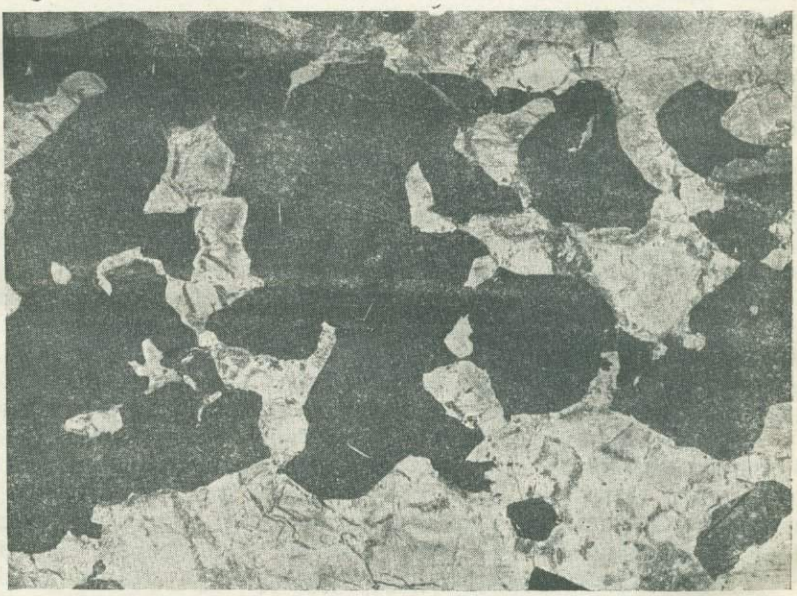
Подмечено, что эти раздувы имеют столбообразную форму, вытянутую в вертикальном направлении на десятки метров. По данным маркшейдерского бюро рудоуправления, одни и те же столбы были подсечены на нескольких горизонтах. В северной части этого месторождения в плане наблюдается разветвление тела на несколько небольших рудных жил, причем некоторые из них по простиранию вновь соединяются.

В отвалах месторождения № 41 встречаются как сплошные, так и вкрапленные руды. Сплошные руды при изучении под микроскопом обнаруживают сильный катаклаз и зоны микробрекчий. Между раздробленными зернами располагаются чаще всего хризотил и антигорит. Иногда встречаются хлорит и разложенный пироксен (повидимому, бывший хромдиопсид). В прозрачных шлифах зерна хромшпинелидов просвечивают лишь местами. Явления метаморфизма хромшпинелидов обнаруживаются и в полированных шлифах в отраженном свете.

Вкрапленные руды характеризуются совершенно иной картиной. Хромшпинелиды, несмотря на проявления сильной серпентинизации оливиновой вмещающей массы, хорошо просвечивают в прозрачных шлифах. В изученных образцах весьма интересными оказались структурные особенности руд. Хромшпинелидовые зерна в целом представляют собой изометрические зерна и лишь по периферии носят очертания субгедрального характера. Судя по реликтовым очертаниям оливиновых зерен, иногда



Фиг. 25. Структура руды. Черное — хромшпинелид; светлое — серпентинизированный оливин. Месторождение № 41



Фиг. 26. Структура руды. Черное — хромшпинелид; светлое — серпентин (антигорит) по оливину. Месторождение № 41

удается наблюдать явный их идиоморфизм по отношению к хромшпинелидам (фиг. 25). Однако следует подчеркнуть, что каких-либо намеков на типичную сидеронитовую структуру при этом не наблюдается. Анализ описанной структуры вкрапленной руды приводит к тому убеждению, что характеризующие ее минералы — оливин и хромшпинелиды — кристаллизовалась почти одновременно и более или менее спокойно.

Вкрапленные руды, взятые в другом месте того же месторождения, в прозрачных шлифах обнаруживают еще менее правильную форму зерен хромшпинелидов (фиг. 26). Однако и здесь мы не находим никаких оснований утверждать, что хромшпинелид выделялся после оливина. Изучение полированных шлифов этих руд убеждает в том, что зерна хромшпинелида более или менее изометричны и лишь по периферии обнаруживают частичный ксеноморфизм. Картина в прозрачных шлифах несколько затушевывается метаморфическими явлениями и частичным разъеданием рудных зерен серпентином. По сравнению с возрастными взаимоотношениями минералов по предыдущей структуре мы здесь имеем все же, повидимому, несколько раннее окончание кристаллизации оливина.

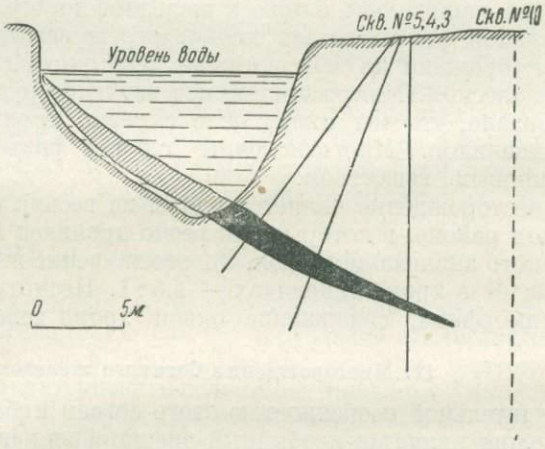
Химический анализ хромшпинелидов из вкрапленных руд приведен в табл. 2.

В месторождении № 59 встречались преимущественно сплошные руды, местами плотные, со смоляновидным блеском в изломе, местами рыхлые, пороховидные.

9. Месторождение № 2

Это месторождение располагается уже в южной части Халиловского района среди экзогенных месторождений магнезита, т. е. в области распространения древней коры выветривания серпентинитового массива.

На основании разведочных данных мы здесь имеем типичную линзу меридионального простирания, полого падающую на восток (фиг. 27).



Фиг. 27. Разрез по месторождению № 2

Руды характеризуются наличием в них магнезита и изредка опала на ряду с серпентином, занимающим межзерновое пространство в хромшпинелидовых аггрегатах.

Весьма интересны явления конкреционных образований колломорфного магнезита среди сплошных хромитовых руд. Магнезит развивается в руде метасоматическим путем. При этом никаких следов остаточных зерен хромшпинелида среди магнезитовой массы не наблюдается. Повидимому, углекислые растворы, разрушая хромшпинелиды, переводят их в какое-то растворимое соединение (по всей вероятности, коллоидального характера). На границе между магнезитом и аггрегатами хромшпинелидов часто отлагается опал.

Хромшпинелиды в зонах этого месторождения сильно метаморфизованы и, как правило, не просвечивают в прозрачных шлифах. Это хорошо видно также из соотношения молекулярных количеств полуторных и двухвалентных компонентов, характеризующих состав хромшпинелидов согласно данным химического анализа, приведенного в табл. 1.

Кроме хромшпинелидов в минералогическом составе руды принимают участие, местами в большом количестве, хромдиопсиды и отчасти хлориты, выполняющие миаролитовые пустоты.

Кроме того, в этом же месторождении были встречены в подземных выработках обильные выделения сульфидов, иногда в виде сплошных масс (прожилков в боковых породах и рудном теле). Пространственно эти выделения сульфидов связаны с рудным телом. Минералогический состав их довольно простой: пирротин, в небольших количествах пентландит. Из позднейших минералов в них развивается магнетит, генетически связанный с процессом серпентинизации, и местами марказит, развивающийся метасоматическим путем за счет пирротина. Были замечены также неправильной формы выделения графита. Хотя пирротин по составу и отвечает точно химической формуле этого минерала, однако отношение его к химическим реагентам совсем иное. Наш минерал бурно и неравномерно травится азотной кислотой, оставляя лишь светлые, труднее травящиеся зоны вдоль трещин. При травлении разбавленной кислотой он обнаруживает сложное двойниковое строение.

Хромшпинелиды в прозрачных шлифах хорошо просвечивают и вовсе не обнаруживают каких-либо явлений метаморфизма. Об этом же свидетельствует и химический анализ этого минерала, приведенный в табл. 2.

Данные анализа любопытны в том отношении, что показывают существенное количество фосфора, окиси никеля (0.29%) и окиси цинка (0.12%).

10. Месторождение № 7

Это месторождение также располагается в южной части Халиловского района, но значительно ближе к железной дороге. Здесь было выработано неправильной формы гнездо хромистого железняка.

Руды обращают на себя внимание необычным для Халиловского района матовым блеском. Микроскопическое изучение руд в полированных шлифах показало, что мы имеем дело с резко проявленным метаморфизмом хромшпинелидов. Многочисленны случаи разъедания хромшпинелидов серпентиновым веществом.

Это месторождение является одним из весьма немногочисленных в Халиловском районе, в которых так резко проявлен метаморфизм. По данным химического анализа (см. табл. 3), соотношение полуторных и двухвалентных окислов в хромшпинелидах — 1.5 : 1. Несмотря на сравнительно резкий метаморфизм, содержание окиси хрома довольно высокое (55.30%).

11. Месторождение богатого железом хромита

Отличительной особенностью этого совсем небольшого по размерам месторождения является необычный внешний вид руд, напоминающих собой магнетитовые руды. Месторождение находится к северо-востоку от № 59 и залегает среди перидотитов.

Магнитными свойствами руда не обладала. Черта, оставляемая хромшпинелидом на фарфоровом бисквите, — черно-бурая.

Микроскопическое изучение руд показывает мелкозернистую структуру их. Размеры отдельных неделимых не превышали 0.2—0.3 мм в поперечнике. Явлений метаморфизма среди хромшпинелидовых зерен обнаружено не было. В прозрачных шлифах хромшпинелиды не просвечивают.

Химический анализ образца № 73 (см. табл. 3) показывает высокое содержание железа (Fe_2O_3 = 18.51 и FeO=19.24%) и сравнительно низкое окиси хрома = 37.01% (т. е. столько же, сколько и суммарного количества окислов железа). Данные пересчета на молекулярные количества этого оригинального по составу хромшпинелида также показывают, что явления метаморфизма хромшпинелидов здесь отсутствуют.

Находка месторождения с таким необычным составом хромшпинелида еще раз убеждает автора в том, что между типичными титаномагнетитовыми и хромитовыми месторождениями существуют рудные образования переход-

ного характера. Правда, их количественное значение крайне невелико, но все же для суждения о миграции отдельных химических элементов в процессе дифференциации ультраосновных магм эти факты должны иметь значение.

Таким образом, из приведенной выборочной характеристики наиболее типичных и интересных в морфологическом отношении или с точки зрения минералогического состава руд наглядно видно, насколько могут быть разнообразны рудные проявления в одном и том же массиве и даже в одном и том же участке массива. Мы видели, что даже два рядом стоящие месторождения характеризуются несколько различным минералогическим составом, различными морфологическими особенностями и условиями залегания, несмотря на то, что общий тип руд может быть один и тот же. Различие может выражаться также и в текстурных и структурных особенностях.

Автор этим отнюдь не хочет сказать, что подобная картина должна быть общей для всех хромитоносных массивов. Рядом находящийся Хабарнинский хромитоносный массив, наоборот, характеризуется поразительным однообразием всех особенностей рудных тел, включая текстуры и структуры руд. Здесь в месторождениях, удаленных друг от друга на целые километры, мы наблюдаем совершенно аналогичную картину.

Автор лишь имеет намерение подчеркнуть, что в Халиловском районе чуть ли не в каждой рудоносной точке существовал, так сказать, свой мир явлений, в которых существенную роль играли пока еще не улавливаемые нами какие-то минерализаторы, обусловившие концентрацию хромовых соединений в остаточных расплавах В силу каких-то причин, вероятно связанных с особенностями дифференциации магмы, в разных пунктах массива состав этих минерализаторов был различен или их количественное значение было не одинаковым, что и обусловило различный ход физико-химических превращений этих сложных по своей природе систем и тем самым отразилось на вещественном составе и морфологических особенностях рудных тел.

VIII. О генезисе месторождений

Вопросы генезиса хромитовых месторождений автором детально разбираются в другой работе (1937). Там же проводится и классификация процессов концентрации хрома в ультраосновных магмах. Поэтому мы здесь вкратце перечислим характерные генетические признаки Халиловских хромитовых месторождений и определим место их положения в предложенной автором классификации. Для Халиловского района мы должны отметить следующие основные положения:

1. Почти все содержавшееся в ультраосновных магмах количество хрома, вместе с Al, $Fe^{\cdots}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, Mg, отчасти Mn, Ni, Co, Zn, а также Ti и иногда P, при кристаллизации расплавов зафиксировалось в хромшпинелидах. Лишь ничтожная доля хрома приходится на соединения типа алюмосиликатов (уваровит, хлориты, хромдиопсид, хромактинолит и др.), выделившиеся в пневматолито-гидротермальную фазу магматического процесса.

2. При кристаллизации ультраосновных магм главная масса хрома вошла в состав рассеянных акцессорных вкраплений среди дунитов и гарцбургитов. В тех и других породах, как это доказывается механическими анализами, цифры содержания акцессорных хромшпинелидов имеют один порядок и, повидимому, обычно не выходят за пределы 0.5—1% (весовых). Момент кристаллизации акцессорных хромшпинелидов в основном совпадает с моментом кристаллизации силикатов.

Лишь незначительная часть хрома при эволюции физико-химических превращений, совершавшихся в ультраосновных магмах, с помощью минерализаторов подверглась концентрации в остаточных расплавах, с образо-

ванием эпигенетических, по отношению к вмещающим породам (дунитам и гарцбургитам), рудных тел.

3. Некоторые данные изучения геологического строения перидотитового массива позволяют предполагать, что ультраосновная магма в момент внедрения в толщу палеозойских пород была уже частично дифференцированной. До некоторой степени за это говорит также тот факт, что подавляющая масса хромитовых месторождений сосредоточена среди дунитовых дериватов магмы.

Дальнейшая дифференциация внедрившейся магмы в гипабиссальных условиях, в которых она застывала, имела, повидимому, ничтожное значение.

4. Момент кристаллизации хромшпинелидов в остаточных рудоносных расплавах происходил в собственно магматическую фазу. В пользу этого говорят, правда редкие в Халиловском районе, факты пересечения рудных тел крупнокристаллическими диаллагитами, которые автор по ряду соображений склонен относить к типу пегматитовых образований. Кроме того, типичные парагенетические группировки минералов пневматолито-гидротермальной фазы, имевшей место до момента массовой серпентинизации, ведут себя как бесспорно более поздние образования по отношению к хромшпинелидовым массам.

5. При процессе общей серпентинизации ультраосновных пород метаморфизм хромшпинелидов проявился крайне слабо. О каких-либо перекоцентрациях хрома с образованием новых рудных тел здесь не может быть и речи.

6. В условиях интенсивного древнего выветривания, особенно при процессе карбонатизации пород с образованием магнезитовых месторождений, хромшпинелиды, как мы видели, способны химически разрушаться. Накопление соединений хрома в этих условиях могло совершаться в верхних зонах выветривания (охристой и понтропитовой) в виде ферри-алюмохромовых кислот (типа хромовых понтронитов и, может быть, даже волконскоита).

Приведенные выше основные положения, касающиеся главных генетических моментов геологической истории образования промышленных хромитовых месторождений, говорят за то, что они должны быть отнесены к типу г и с т е р о м а г м а т и ч е с к и х месторождений.

Заключение

1. Огромный по площади распространения Халиловский перидотитовый массив, обнаженный впервые на дневной поверхности в доюрское время, в данный момент по крайней мере на три четверти скрыт под плащом почти горизонтально залегающих мезо-кайнозойских осадочных отложений. То, что мы называем собственно Халиловским районом, составляет лишь небольшую часть обнаженной в четвертичное время площади, располагающуюся на северо-западной окраине перидотитового массива.

2. Промышленные скопления хромистого железняка на территории обнаженного района распределены неравномерно в виде сравнительно небольших по размерам рудных тел, приуроченных преимущественно к выходам дунитов. Запасы руд в отдельных месторождениях выражались в большинстве случаев несколькими сотнями и тысячами тонн, редко превосходя 6—8 тыс. т.

3. Из морфологических типов рудных тел преобладают гнезда, жилообразные тела и линзы, преимущественно меридионального простирания, характеризующиеся почти постоянным склонением рудных тел в ту или иную сторону в плоскости падения. Столбообразные тела сравнительно редки.

4. Качественная характеристика руд исключительно высока для Урала. Содержание окиси хрома обычно колеблется в пределах 50—60%; лишь в

некоторых рудных телах оно снижается до 45%, и, как исключение, встречаются руды с содержанием окиси хрома 37—38%. Содержание остальных компонентов выражается в следующих цифрах: $FeO + Fe_2O_3 = 12—15\%$; $MgO = 13—18\%$; $Al_2O_3 = 8—20\%$; MnO — следы — до десятых долей процента; NiO — от нуля до 0.3%; CoO — от нуля до 0.03%; P_2O_5 — от нуля до 0.5%; $SiO_2 = 2—7\%$; $H_2O = 1—4\%$; CaO, как правило, отсутствует и только в рудах, богатых хромдиопсидом, поднимается до нескольких процентов.

5. Если бы мы попытались суммировать результаты трехлетних, систематически проводимых разведочных работ в Халиловском районе, то получили бы следующую картину. Из 125 рудоносных точек, выработанных с поверхности карьерами, разведаны на глубину буровыми скважинами 34 точки (№ 2, 5, 7, 8, 10, 12, 15, 17, 22, 23, 28, 30, 32, 37, 41, 43, 47, 48, 49, 51, 52, 57, 59, 60, 65—66, 69, 73, 80, 82, 86, 99, 114 и 122), что составляет 30% от числа эксплоатировавшихся точек. При этом следует отметить, что в это число вошли почти все наиболее благонадежные точки, подлежащие разведке.

Из 34 разведанных точек промышленные запасы дали лишь 8 точек, что составляет 23%. Пять точек содержат незначительные запасы руд (14%). Остальные пункты на разведанной глубине оказались без руды (63%).

На Халиловский район израсходовано за 3 года 618 тыс. руб., не считая стоимости геофизических работ и тяжелых подземных выработок.

Пробурено за три года в одном Халиловском районе 7400 пог. м буровых скважин. Отсюда общая стоимость погонного метра бурения определяется в среднем в 83 руб. (со всеми накладными расходами треста); чистая стоимость 1 м бурения на месте значительно ниже. Общее количество запасов высокопроцентных руд вместе с рудами месторождения № 28 составляет 18 330 т. Разведка 1 т руды в среднем обошлась в 34 руб.

6. Сопоставляя эффективность произведенных работ по годам, не трудно убедиться, что себестоимость разведанной тонны с каждым годом сильно увеличивалась. Например, в 1935 г. эта цифра по сравнению с предыдущим поднялась в три раза.

Однако необходимо учесть, что буровые работы в Халиловском районе в последние годы носили сугубо поисковый характер, что в разбуривавшихся участках в большинстве случаев не было никаких видимых запасов руд, хотя бы по категории С. Отсюда должно быть совершенно понятным, что применение тяжелого вида поисковых работ, каким является бурение, мыслимо было лишь при той организации и тех темпах буровых работ, какими обладала Халиловская партия.

Второе, что необходимо учесть, это — резкое и неуклонное уменьшение из года в год числа благонадежных пунктов бурения.

Естественно, что в связи с этим производственный риск из года в год резко увеличивался, и в 1936 г. наступил предел этому виду работ.

7. Халиловская партия, учитывая это обстоятельство, в 1935 г. ввела ряд новых мероприятий с целью найти новые точки оруденения.

На основе общей подмеченной закономерности в расположении рудных тел среди массива, в частности на основе приуроченности большинства рудных тел к дунитовым участкам массива, партией на некоторых наиболее интересных с этой точки зрения участках проводилась детальная геологическая съемка в масштабе 1:1000, в сопровождении микромагнитометрической съемки, с помощью которой, как установлено, легче оконтуриваются дунитовые участки среди массива.

Второе мероприятие, которое провела партия в том же году, заключается в вскрытии элювия бороздами с помощью трактора. Основной целевой установкой этой работы являлось выявление скрытых россыпей хромистого железняка, которые могли быть пропущены при применении

прочих, более дорогих видов поисковых работ (закопушек, канав, дудок и пр.). Тракторные борозды проводились параллельными рядами в широтном направлении через каждые 7—10 м и сопровождались летучими поисками.

Этот вид поисковых работ дешев, очень удобен в условиях степных пространств и дает положительный эффект. Выше уже указывалось, что этим путем было вскрыто около 1000 отдельных точек оруденения, но что все они при проверке оказались незначительными по размерам. Да и трудно ожидать крупных месторождений по той причине, что Халиловский район очень тщательно в течение многих лет подвергался поисковым работам. Достаточно указать, что общая длина разведочных канав, пройденных за все годы, измеряется многими километрами и общее количество дудок и старых мелких скважин ударного бурения исчисляется также многими сотнями.

Тот факт, что с 1927 г. не было открыто ни одного нового месторождения, заслуживающего промышленного внимания, говорит о том, что возможности найти месторождения с поверхности в настоящее время значительно ограничены. Геофизических методов поисков рудных тел на больших глубинах пока также не существует.

Метод же буровых работ, как мы видели, с углублением горизонта поисковых работ стал слишком дорогим, несмотря на все технические совершенства буровых бригад партии.

Таким образом, в Халиловском районе, освещенном с поверхности весьма детально, трудно в дальнейшем надеяться на новые крупные открытия при современных методах работ.

ЛИТЕРАТУРА

Антипов А. и Меглицкий О. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854 и 1855 гг. Горн. журн., 1857, кн. 3, 4; 1858, кн. 2, 3.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., Изд. Акад. Наук, 1937.

Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Ю. Урале. Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., Изд. Акад. Наук, 1937.

Бетехтин А. Г. и Никшич И. И. Халиловский и Хабарнинский хромитоносные массивы. Мин. сырье, 1935, № 3.

Гофман и Гельмерсен. Описание Южного Урала. Исследование восточного склона Ирендыкских гор между Уралом и Сакмарой. Горн. журн., 1835, ч. I, кн. 2.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.—Лг., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд., 1932.

Киселев А. И. Минералогия Халиловских месторождений хромшпинелидов, магнезиальных карбонатов и никелевых руд на Ю. Урале. Зап. Ленингр. горн. инст., 1938, *11*, вып. I, 1—60.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологические исследования в Губерлинских горах (предварительный отчет). Зап. Мин. общ., 1891, *28*.

Мурчисон Р. И., Вернель Э. и Кейзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Горн. журн., 1848, кн. 1, 2, 3, 4.

Поляков К. В. Месторождения асбеста, хромита и магнезита по среднему течению р. Урала. Мин. сырье, 1926, № 3.

Поляков К. В. Полезные ископаемые, история и перспективы горного дела в Оренбургской губ. Мин. сырье, 1927, № 2.

Хабаков А. В. Геологический очерк Халиловского района. 1935, рукопись.

Халиловские месторождения никелевых руд Южного Урала. Сб. статей под ред. Д. Г. Ульянова. Самара, Ср.-Волж. краев. изд., 1932.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Г. Бетехтин

Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале

Стр.

Общие замечания 285
I. Краткий обзор предыдущих исследований 286
II. Орография района 287
III. Общая геологическая характеристика района 288
1. Вмещающая габбро-перидотитовый массив толща палеозоя 288
2. Габбро-перидотитовый массив 290
3. Мезо-кайнозойские отложения 294
IV. Краткий петрографический очерк пород габбро-перидотитовой формации . 295
1. Перидотиты 295
2. Дуниты 303
3. Породы габбрового состава 305
V. Геологическая история перидотитового массива 306
VI. Общая геологическая характеристика месторождений 308
VII. Описание отдельных месторождений 314
1. Месторождения № 25, 25а, 51, 23 и 23а. 315
2. Месторождения № 90, 114, 113, 112 и 99 317
3. Месторождения № 28, 47, 49 и 79 323
4. Месторождение № 30 324
5. Месторождение № 22 326
6. Месторождение № 6 328
7. Месторождение № 15 330
8. Месторождения № 41 и 59 331
9. Месторождение № 2 333
10. Месторождение № 7 334
11. Месторождение богатого железом хромита 334
VIII. О генезисе месторождений 335
Заключение 336

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Г. А. СОКОЛОВ

ПРОСВЕЧИВАЕМОСТЬ, ЦВЕТ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

ВВЕДЕНИЕ

Хромшпинелиды практически являются единственной группой минералов, дающих руды хрома. Между тем физические и химические свойства этой группы минералов изучены далеко еще не достаточно. Так, весьма скудны наши сведения в области количественной характеристики столь важных для точной диагностики хромшпинелидов физических свойств, как окраска, отражательная способность, твердость.

Мы еще недостаточно знаем пределы вариаций химического состава отдельных членов этой группы, в частности для таких элементов, как трех- и двухвалентное железо, титан, ванадий, кобальт, не говоря о более редких элементах.

В связи с этим стоит и недостаточная определенность структурной химической формулы хромшпинелидов, вследствие чего и существующие классификации хромшпинелидов исходят из чисто статистических данных, а не из данных о внутреннем строении решеток хромшпинелидов и структурной роли отдельных окислов и радикалов.

Серьезнейшее промышленное значение хромшпинелидов требует скорейшего освещения и разработки указанных вопросов как необходимой теоретической основы для углубленной разработки закономерностей химико-минералогического состава хромовых руд и для точной диагностики хромшпинелидов.

Нижеследующая статья излагает первые попытки количественного подхода к одному из вышезатронутых моментов — соотношению между окраской хромшпинелидов и их химическим составом.

I. Краткие данные о химическом составе хромшпинелидов

Хромшпинелиды являются примером изоморфного ряда минералов с весьма широкими пределами изоморфного замещения отдельных окислов. Обычными окислами в составе хромшпинелидов являются: MgO, FeO, Al_2O_3 и Cr_2O_3. Менее обычным является окисел трехвалентного железа Fe_2O_3. Точными аналитическими определениями в хромшпинелидах найдены в небольших количествах такие элементы, как: Ni, Mn, Zn, Co, Ti, V, которые с полным основанием можно в данном случае называть акцессорными.

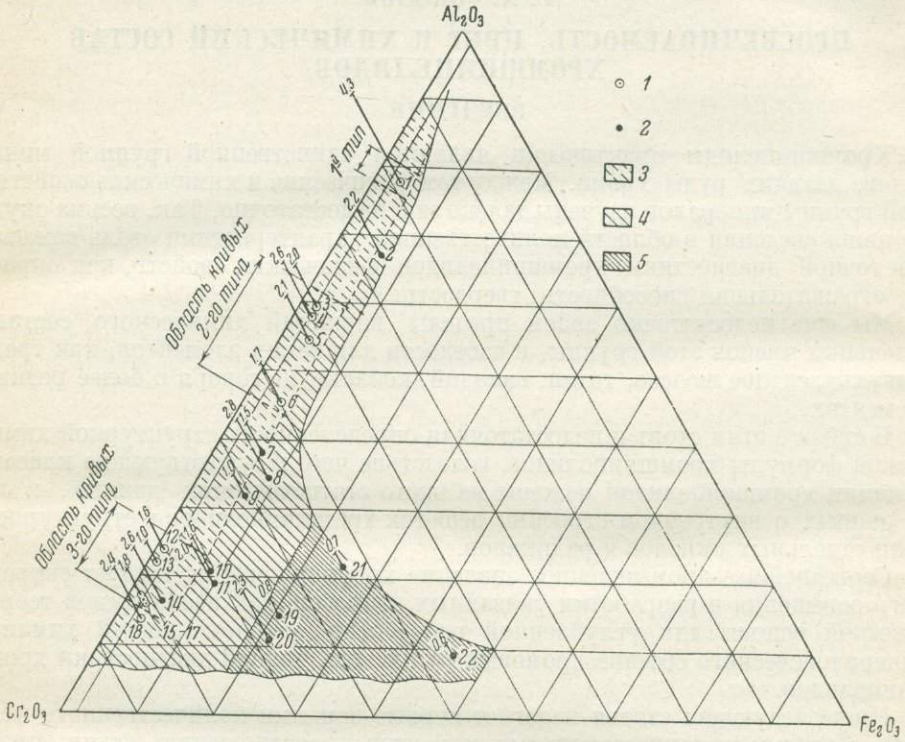
Относительные количества главных окислов определяются общей стехиометрической формулой хромшпинелидов:

$$R^{\cdot\cdot}\cdot R_2^{\cdot\cdot\cdot}O_4,$$

где $R^{\cdot\cdot} = Fe,\ Mg$ $R^{\cdot\cdot\cdot} = Al,\ Cr,\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}$.

Хорошие химические анализы неизмененных хромшпинелидов всегда дают молекулярное отношение $R_2O_3 : RO = 1$, лишь с очень небольшими отклонениями (0.95—1.1). Большие отклонения связаны уже с изменениями хромшпинелидов.

Статистическое изучение составов хромшпинелидов показывает, что пáры элементов Mg—Fe¨, так же как Al—Cr, способны к очень широкому изоморфному замещению и, таким образом, содержание каждого из этих элементов в составе хромшпинелидов может варьировать от нуля почти до 50% молекулярных. Несколько иначе ведет себя трехвалентное железо. В связи с химико-аналитическими трудностями раздельного определения в хромшпинелидах закисного и окисного железа, надежные данные о содержании последнего стали получаться лишь в недавнее время (примерно с 1930 г.). Достоверные анализы показывают, что обычно окисное железо входит в количествах, не превышающих 3—4%; реже наблюдаются содержания в 5—10%, и еще



Фиг. 1. Диаграмма составов хромшпинелидов с показанием областей различного поглощения световых волн.

1 — образец фотометрирован; *2* — не фотометрирован; *3* — область хромшпинелидов, просвечивающих хорошо или удовлетворительно; *4* — область хромшпинелидов, просвечивающих плохо при повышенном содержании FeO и удовлетворительно при повышенном содержании MgO; *5* — область не просвечивающих в тонком шлифе хромшпинелидов

реже отмечены более высокие содержания от 10 до 22% молекулярных. Возможность более высокого содержания Fe_2O_3 в хромшпинелидах остается пока не изученной.[1] К вопросу о трехвалентном железе в хромшпинелидах мы снова вернемся в конце статьи.

Мы попытались нанести на треугольник Озанна современные анализы хромшпинелидов различных месторождений Урала, выбрав такие анализы, которые более или менее равномерно и характерно представляют химический состав разновидностей природных хромшпинелидов (фиг. 1). Поскольку

[1] А. Г. Бетехтин (1935, 147) приводит данные о хромо-титаномагнетитах из переходной перидотитовой зоны Нижнетагильского платиноносного массива и из Онверхватского месторождения платины в Ю. Африке. В первом случае определено до 55% Fe_2O_3 при 28% Cr_2O_3, и в последнем случае минерал при 18.61% Cr_2O_3 содержит 27.99% Fe_2O_3. Однако мы имеем здесь другой минеральный вид — хромо-титаномагнетит.

для неизмененных хромшпинелидов отношение окислов типа $R_2O_3 : RO$ всегда равно или очень близко к единице, постольку для изображения на диаграмме весьма удобно использовать следующие 4 величины (в молекулярных %):

а) Содержание Cr_2O_3
б) » Al_2O_3
в) » Fe_2O_3
г) Отношение $\frac{MgO\,(+\,NiO)}{FeO\,(+\,MnO)}$

По сказанному ранее, в неизмененных хромшпинелидах а + б + в = =50% молекулярных, практически с отклонениями в обе стороны около 1%.

Расположив по вершинам озанновского треугольника величины а, б и в, мы получаем фигуративную точку состава данного хромшпинелида, а отношение MgO : FeO легко изобразить отрезком прямой, проведенным в любом направлении и в произвольном масштабе из полученной точки. Подобная диаграмма представляет определенные удобства по сравнению с диаграммой, изображающей составы хромшпинелидов в условных молекулах, так как при нашем способе содержание каждого окисла в молекулярных процентах читается из диаграммы независимо и, кроме того, устраняются гипотетические или условные молекулы. Список использованных для составления диаграммы анализов приведен в табл. 1.

Просмотр анализов хромшпинелидов по другим месторождениям и массивам Союза, так же как и заграничных месторождений, показывает, что все они ложатся в выявившееся на диаграмме поле. Это последнее, как видно из диаграммы, ограничивается, по имеющимся пока данным, левой частью диаграммы, и в частности: наибольшее распространение имеют хромшпинелиды с содержанием Cr_2O_3 от 42 до 10% молекулярных, при содержании Fe_2O_3 от 0.5 до 5% и соответствующем дополнительном содержании Al_2O_3. Интересно, что отношение MgO:FeO при этом не дает широких вариаций, оставаясь в узких пределах 1.0—2.6. Хромшпинелиды с более высоким, чем 5%, содержанием Fe_2O_3 распространены значительно меньше.

Наибольшее содержание Fe_2O_3 отмечено в хромшпинелидах Тагильского платиноносного массива (Сухой Лог) и равно 22.7% молекулярных (30.57% весовых).

II. Качественная характеристика окраски хромшпинелидов в связи с их химическим составом

Из изложенных кратких сведений о химическом составе хромшпинелидов явствует, что они содержат два сильнейших хромофора — хром и железо. Отсюда понятны интерес и важность изучения природы окраски хромшпинелидов.

По своим физическим свойствам хромшпинелиды относятся к полуметаллическим соединениям: по внешнему виду это черные, с металлическим блеском минералы, и окраска их проявляется только в очень тонких слоях — 0.03 мм и меньше. Поэтому наблюдать окраску хромшпинелидов удается только в тонких шлифах в проходящем свете, причем, в связи с высокой абсорбцией световых волн, при микроскопическом наблюдении необходим сильный источник света.

При непосредственном визуальном определении характера окраски хромшпинелидов под микроскопом большое значение имеют даже незначительные колебания в толщине препарата. Так, например, пластинка некоторого хромшпинелида, окрашенная при толщине 0.03 мм в зеленовато-оранжевый тон, при толщине 0.04 мм показывает уже буровато-оранжевую окраску, а при толщине в 0.01 мм — желтовато-зеленую. Поэтому для сравнимости данных при визуальном наблюдении окраски хромшпинелидов необходимо

Химические составы хромшпинелидов различ

№ анализов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ образцов / Окислы	215 п/36	78 л/38	19 к/35	260 п/37	80 л/38	186 п/37	Сарана	6/89 Хал.	3 с/37	191 Хаб.
Cr_2O_3	9.59	13.4	18.87	19.81	21.0	24 43	27.1	28.02	30.4	35.32
Al_2O_3	38.94	33.1	29.37	27.74	27.0	21.22	19.6	16.96	16.0	10.51
Fe_2O_3	1.91	3.5	1.05	1.34	2.0	2.04	3.3	4.89	3.6	4.71
FeO(+MnO)	9.27	15.7	16.78	14.23	16.0	19.71	20.2	12.98	25.1	18.48
MgO(+NiO)	40.29	34.3	33.93	36.88	34.0	32.60	29.8	37.15	24.9	30.98
Сумма	100.00	100.0	100.00	100.00	100.0	100.00	100.0	100.00	100.0	100.00
MgO : FeO	4.3	2.2	2.0	2.6	2.1	1.7	1.5	2.8	1.0	1.6

1. Акцессорный хромшпинелид из лерцолитов Ю. Крака.
2. Хромшпинелид из рудного выхода на р. Мамыт, Кемпирсай.
3. Акцессорный хромшпинелид из гарцбургитов Ю. Крака.
4. Хромшпинелид из хромитового месторождения северной половины Кемпирсайского массива.
5. Хромшпинелид из рудного выхода на р. Мамыт, Кемпирсай.
6. Хромшпинелид из месторождения северной половины Кемпирсайского массива.
7. Средний состав сорокапроцентной руды Сарановского месторождения (5).
8. Хромшпинелид из месторождения № 6 Халиловского массива.
9. Хромшпинелид из жилообразного шлира массивной хромитовой руды в пироксенитах 2-го Крака.
10. Хромшпинелид из месторождения № 1 Хабарнинского массива.
11. Хромшпинелид из месторождения № 8 Хабарнинского массива.

иметь шлифы строго нормированной толщины[1] и, что важно, по возможности меньшей, чем обычно принято для минералогических и петрографических шлифов, т. е. вместо 0.03 мм — 0.02—0.01 мм.

Изучая соотношения между окраской и химическим составом хромшпинелидов, мы должны быть также уверены в том, что наш химический анализ относится к действительно мономинеральному веществу. В случае хромшпинелидов это является далеко не простым требованием, так как обычно зерна их по периферии и трещинкам имеют непрозрачные каймы, образовавшиеся в результате изменений (окисление FeO в Fe_2O_3 и пр.).

Эти каймы обладают химическим составом, отличным от состава первичного хромшпинелида, и поэтому валовой химический анализ часто не отвечает действительному составу того минерального вида хромшпинелида, окраска которого изучается в данном шлифе.

В силу этого образцы для изучения окраски и химического состава приходится подвергать тщательному микроскопическому контролю.

Непосредственные наблюдения в шлифах под микроскопом окраски хромшпинелидов дают довольно широкую гамму тонов, ближе всего отвечающих средней части того же ряда дополнительных цветов к спектру поглощения, который получается при постепенном расширении области поглощения от фиолетовой части через зеленую и желтую к красной (тип А в работе акад. А. Е. Ферсмана, 1936). Уже и такие качественные и достаточно субъектив-

[1] На это обстоятельство указывал уже С. А. Вахромеев (1935, 40).

Таблица 1

ных месторождений Урала (в молекулярных %)

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
59 Хаб.	339 л/36	27 п/35	59/35 Хал.	31 п/38	301 л/36	180 л/36	318 л/38	12 Таг.	19 Таг.	73 Хал.	20 Таг.
35.86	37.5	38.63	39.5	40.5	40.5	40.2	41.3	32.6	34.9	26.6	22.8
9.80	12.0	12.19	8.1	8.5	7.8	7.6	7.3	7.2	5.3	11.1	4.5
5.26	0.8	0.76	2.4	0.9	1.3	1.5	1.9	10.2	10.8	12.3	22.7
16.10	18.9	24.70	13.9	17.9	19.6	19.9	14.4	28.0	14.9	28.8	32.3
32.98	30.8	23.72	36.1	32.2	30.8	30.8	35.1	22.0	34.1	21.2	17.7
100.00	100.0	100.00	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
2.0	1.6	1.0	2.6	1.8	1.6	1.5	2.4	0.8	2.3	0.7	0.6

12. Хромшпинелид массивной руды из месторождения в верховьях р. Улажа, Ю. Крака.
13. Хромшпинелид из месторождения в массиве Ю. Крака.
14. Хромшпинелид из руд месторождения № 59 Халиловского массива.
15. Хромшпинелид из месторождения Спорного Донской группы.
16. Хромшпинелид руд месторождения Южный Шигаевский рудник, Сев. Крака.
17. Хромшпинелид руд месторождения в верховьях р. Б. Саранга, Сев. Крака.
18. Хромшпинелид одного из рудных выходов Джарлы-Бутакской группы, Кемпирсай.
19. Хромшпинелид из дунита Соловьева лога, Н.-Тагильский платиноносный массив.
20. Хромшпинелид из платинового месторождения «Госшахта», Н.-Тагильский платиноносный массив.
21. Хромшпинелид из хромитового месторождения Халиловского хромитоносного массива.
22. Хромшпинелид из платинового месторождения Сухой лог, Н.-Тагильский платиноносный массив.

ные наблюдения указывают на существование определенной закономерности.

С точки зрения просвечивания и окраски различные участки поля хромшпинелидов на диаграмме фиг. 1 ведут себя различно.

Не просвечивают в самых тонких шлифах (0.01—0.02 мм) хромшпинелиды с содержанием Fe_2O_3 более 10% молекулярных (образцы 19—22).[1]

Хромшпинелиды с содержанием Fe_2O_3 от 3 до 6% просвечивают хорошо в случае, когда они относительно бедны FeO ($MgO/FeO > 2$).

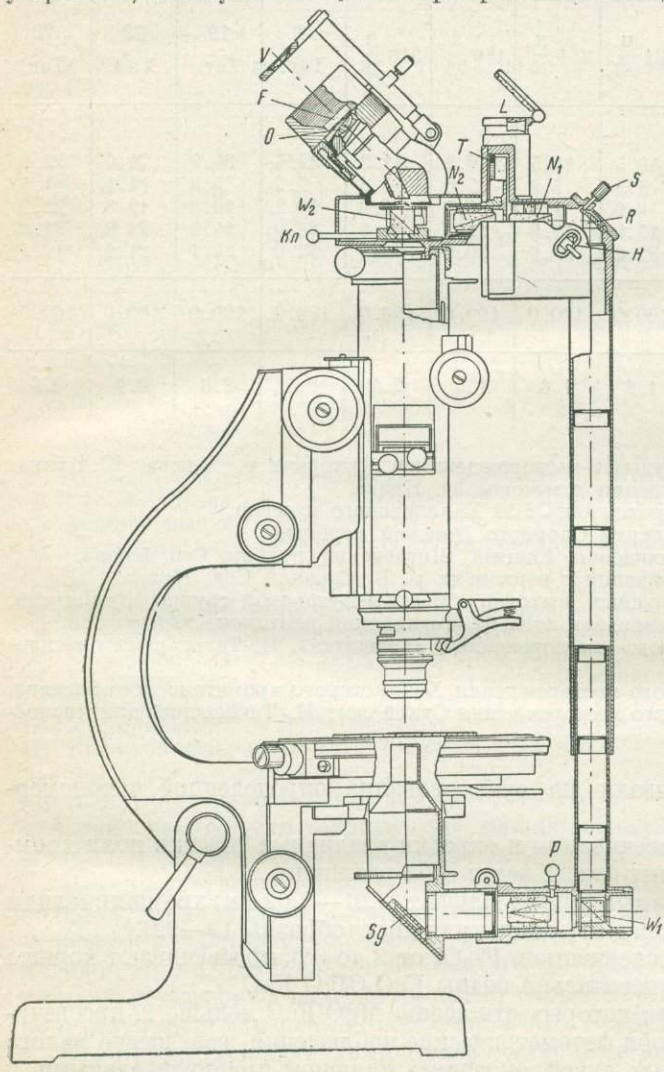
Хромшпинелиды, для которых отношение MgO/FeO меньше 2, просвечивают, но с трудом, и наши фотометрические наблюдения, вследствие малого количества пропускаемых лучей, оказались слишком приблизительными и неточными.

Удовлетворительно или хорошо просвечивают в тонких шлифах хромшпинелиды, содержащие менее 3% молекулярных Fe_2O_3, причем и здесь повышение отношения $\frac{MgO}{FeO}$ ведет к некоторому улучшению просвечиваемости.

Окраска, видимая в тонком шлифе, закономерно меняется в этой группе от оливково-зеленых и желтовато-зеленых в низкохромистых хромшпинелидах через буровато-оранжевые к густым буро-красным и буро-коричневым в высокохромистых представителях.

[1] Величина отношения $R_2O_3 : RO$ указывает в данном случае, что хромшпинелиды не подверглись существенным изменениям.

Дробные подразделения по наблюдаемой в шлифе окраске не целесообразны, так как, во-первых, характеристика цвета достаточно субъективна, а во-вторых,— она существенно меняется в шлифах разной толщины. Однако элемент субъективности можно было бы в значительной мере устранить, пользуясь шлифами нормированной толщины и сравнивая их со стандартными посредством специального окуляра, дающего возможность сводить оптическое изображение двух шлифов в одно поле зрения. О желательности и значении подобной методики будет сказано ниже.



Фиг. 2. Щелевой микрофотометр в соединении с петрографическим микроскопом (воспроизведено из каталога фирмы E. Leitz)

III. Характеристика цвета хромшпинелидов по кривым поглощения

Указанная выше характеристика видимой окраски хромшпинелидов как средней части ряда дополнительных цветов к спектру поглощения типа А нашла свое подтверждение в полученных нами кривых пропускаемости световых волн различной длины.

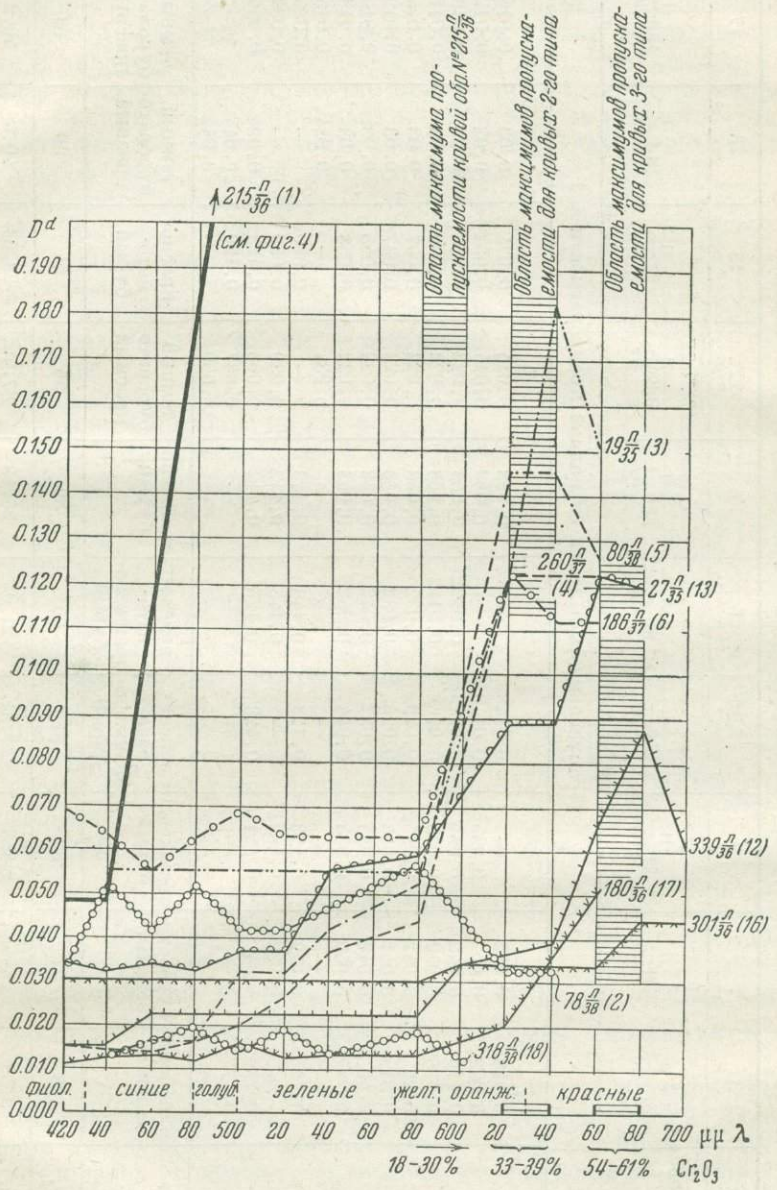
Мы пользовались микрофотометром Берека фирмы Лейтц и большим монохроматором той же фирмы. Описание микрофотометра см. в работе Риппе и Берека (1937, 223).

Дадим краткое описание прибора и способа измерений.

На фиг. 2 приведен чертеж из каталога фирмы Лейтц продольного разреза микрофотометра, соединенного с микроскопом. Свет из монохроматора (на рисунке не показан) посредством прозрачно посеребренного куба W_1 распределяется по двум направлениям: а) через шлиф (посредством зеркальца Sg) и, далее, в посеребренный куб W_2 головки фотометра, а через нее в глаз наблюдателя; передвижение призмы посредством рукоятки Kn позволяет получать впечатление лучей, прошедших через шлиф, только на одной половине поля зрения; б) вторая половина лучей направляется на призму полного внутреннего отражения R, проходит николи N_1 и N_2 и

также попадает на куб W_2 и отсюда — на вторую половину поля зрения окуляра. Вращением николя, отсчитываемым на барабане T, достигается необходимое уменьшение интенсивности света этой второй части лучей.

Измерение заключается в том, что, направляя в прибор свет определенной длины волны, вращением николя достигают возможной близости сте-



Фиг. 3. Кривые пропускаемости хромшпинелидами света различных длин волн

пени освещения обеих половин поля зрения. Одновременно получается и полное сходство характера цвета. Отсчет по барабану (с помощью лупы L) дает число, по которому из таблиц, приложенных к прибору, вычисляется величина «пропускаемость» для длины волны. Будучи разделена на толщину шлифа, она дает пропускаемость на единицу толщины в долях пол-

Таблица 2

Пропускаемость хромшпинелидами различного состава света определенной длины волны
(Данные для построения кривых поглощения — пропускаемости)

№ на диаграммах	1	2	3	4	5	6	12	13	16	17	18
№ образцов / Длины волн	$215\frac{п}{36}$	$78\frac{л}{39}$	$19\frac{п}{35}$	$260\frac{п}{37}$	$80\frac{л}{38}$	$186\frac{п}{37}$	$339\frac{л}{36}$	$27\frac{п}{35}$	$301\frac{л}{36}$	$180\frac{л}{36}$	$318\frac{л}{38}$
	Пропускаемость в долях от полной пропускаемости = 1										
430 μμ	0.048	0.032	—	0.0148	—	0.068	0.015	0.034	0.03	0.0107	—
440 »	0.048	0.052	0.055	0.0148	—	0.063	0.015	0.032	0.03	0.0129	0.0126
460 »	0.110	0.042	0.055	0.0138	0.0162	0.055	0.022	0.034	0.03	0.0135	0.0162
480 »	0.186	0.052	0.055	0.0162	0.0162	0.063	0.022	0.032	0.03	0.0115	0.0191
500 »	0.26	0.042	0.055	0.020	0.032	0.068	0.022	0.037	0.03	0.0166	0.0135
520 »	0.31	0.042	0.055	0.026	0.032	0.063	0.022	0.037	0.03	0.0129	0.0191
540 »	0.40	0.046	0.055	0.037	0.042	0.063	0.022	0.055	0.03	0.0135	0.0135
580 »	0.78	0.056	0.055	0.044	0.052	0.063	0.022	0.058	0.03	0.0135	0.0191
600 »	—	—	—	—	—	—	0.034	—	0.034	0.0159	0.0118
620 »	0.72	0.032	0.123	0.123	0.145	0.123	—	0.089	—	0.025	—
640 »	—	0.032	0.182	—	0.145	0.112	0.039	0.089	—	0.038	—
660 »	0.78	—	0.151	0.123	0.126	0.112	0.066	0.123	0.034	0.056	—
680 »	0.47	—	—	—	—	—	0.087	0.120	0.044	—	—
700 »	—	—	—	—	—	—	0.060	—	0.044	—	—
Визуальный цвет в шлифе	оливково-зеленый	буровато-зеленый	оранжево-бурый	зеленовато-оранжево-бурый	зеленовато-оранжево-бурый	оранжево-бурый	темный буровато-красный	красновато-бурый	темный буровато-красный	темный буровато-красный	густой буро-красный в тонких краях
Вес. % Cr_2O_3	18	21	33	37	35	39	56	54	60	61	60
Молек. % Cr_2O_3	9.59	26.6	18.87	19.81	21.0	24.43	37.5	38.63	40.5	40.2	41.3

Примечания: 1. Знак — означает, что наблюдение для данной длины волны не производилось.
2. Степень монохроматичности = ± 5 μμ, т. е. для длины волны, например, в 460 μμ фактически отбираемый интервал волн составлял 455—465 μμ.

ной пропускаемости. Таким образом измеряют пропускаемость волн различной длины от 410 до 700 μμ через интервалы в 20 — 40 μμ.

Весьма простая в схеме методика требует очень внимательного отношения к постоянству источника света, что при употреблении вольтовой дуги — не легкая задача.

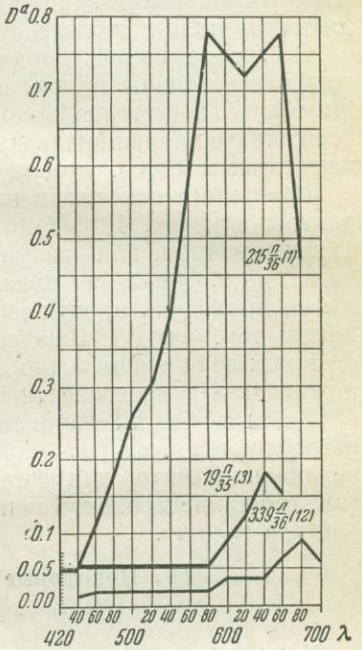
В колебаниях силы света заложен главный источник погрешностей наших наблюдений. Он более или менее устраняется только после значительной практики и личного приспособления к данной дуге. Объект для наблюдения (шлиф) должен быть достаточно правильно плоскопараллельным, так как форма «на клин» также приводит к значительным погрешностям.

В концах спектра, фиолетовом и красном, индивидуальная чувствительность глаза к лучам малой интенсивности определенным образом лимитирует область наблюдений. Так, например, автор для света $\lambda=410$ μμ начинал ощущать появление света в окуляре только после поворота барабана на 4.5 деления, для света с $\lambda=680$ μμ — только при 6 делениях, при $\lambda=720$ μμ — только после 15 делений.

В средних частях спектра свет ощущался уже при повороте барабана на 0.5 деления.

На табл. 2 и диаграммах фиг. 3 и 4 приведены и изображены полученные нами данные о пропускаемости нашими хромшпинелидами волн различной длины.

Мы должны были отказаться от приведения пропускаемости к единице толщины слоя, так как измерения последней в шлифах хромшпинелидов почти невозможны и дают весьма ненадежные результаты. Поэтому наши кривые нельзя сравнивать между собой во всех отношениях, и, в частности, нельзя точно оценивать степень поглощения. Однако они дают и вполне определенные данные об области поглощения, о начале существенного пропускания лучей, о местах максимальной пропускаемости.



Фиг. 4. Кривая образца 215 П/36 (1) Для сравнения показана кривая 2-го типа — обр. 19 П/35 (3) и кривая 3-го типа — обр. 339 Л/36 (12)

С точки зрения только что названных особенностей, среди полученных 10 кривых можно выделить четыре типа:

1. Кривая образца $215\frac{П}{36}$; начиная уже с $\lambda=440$ μμ, кривая круто идет вверх, давая ранний, по сравнению с остальными, максимум в области $\lambda=580$ μμ.

Такая кривая свидетельствует о широком диапазоне пропускаемых волн, при наибольшей пропускаемости желтых и оранжевых лучей. Данная разновидность хромшпинелида хорошо просвечивает зелеными тонами, существенно отличаясь от обычных рудообразующих хромшпинелидов.

2. Кривые образцов 19, 80, 260, 186; общая низкая пропускаемость волн в интервале 420—580 μμ, и максимум пропускаемости в пределах 620—640 μμ.

Хромшпинелиды в шлифе показывают уже меньшую просвечиваемость по сравнению с обр. 215, в буроватых тонах с оранжевым и зеленоватым оттенками.

3. Кривые образцов 27, 339, 180, 301; область существенного поглощения здесь несколько шире, чем предыдущих кривых λ — от 420 μμ до

620—640 μμ. Максимумы пропускания — наблюденные или по экстраполяции (кривая обр. 180 $\frac{л}{36}$) — лежат в области длин волн 660—680 μμ.

В шлифах этой группы наблюдается просвечивание в густых бурокрасных тонах.

4. И, наконец, кривые образца 78 и 318 говорят о весьма низкой пропускаемости световых волн, в связи с чем измерения затруднены, данные получаются колеблющимися, максимумы не улавливаются, хотя для образца 78 $\frac{л}{36}$ как будто бы намечается максимум при $\lambda = 580$ μμ.

В шлифе хромшпинелиды просвечивают с трудом, однако, судя по участкам просвечивания в клиновидных сколах зерен, все эти затруднения являются в данном случае результатом недостаточной тонины шлифа.

На диаграмме фиг. 3 показаны области составов хромшпинелидов, для которых характерны кривые поглощения 1-го, 2-го и 3-го типов. Как видим, эти области достаточно резко отличаются друг от друга по относительному содержанию в хромшпинелидах Al_2O_3 и Cr_2O_3. Первая кривая отвечает 10% молекулярным Cr_2O_3, вторая — 17—27% Cr_2O_3, и третья — 32—42% Cr_2O_3.[1]

Вариации в относительном содержании MgO и FeO не проявляются в характере кривых. Повидимому, это объясняется двумя обстоятельствами: 1) эти вариации, как уже упоминалось, относительно невелики — MgO/FeO от 1.0 до 2.6, и 2) не имея возможности точно измерить толщину шлифа, мы не приводили пропускаемость (поглощение) к единице толщины слоя, между тем, как указывалось на стр. 345, относительная пропускаемость световых волн существенно зависит от отношения в составе хромшпинелида между двух-и трехвалентным железом.

Наши 3 области составов с различным характером кривых поглощения обособляются столь резко лишь потому, что из промежуточных областей мы не имели объектов для фотометрирования. Вряд ли можно сомневаться в том, что такие промежуточные по составу объекты дадут и переходного характера кривые.

IV. Некоторые выводы из полученных данных

1. О типе окраски хромшпинелидов

Итак, полученные нами кривые пропускаемости для различных по составу хромшпинелидов указывают, что хромшпинелиды дают широкие полосы поглощения, захватывающие одновременно то более, то менее широкие интервалы волн. Таким образом, подтверждается, что цвета хромшпинелидов являются дополнительными к спектру поглощения типа А, приведенного в работе акад. А. Е. Ферсмана (1936).

Окраска является идиохроматической, обусловленной совместным действием сильнейших хромофоров — хрома и железа.

Низкохромистые, высокоглиноземистые хромшпинелиды окрашены в зеленоватые тона; им отвечает наименьшая ширина полосы поглощения. С увеличением относительного содержания хрома полоса поглощения расширяется, окраска понижается, переходя к оранжево-бурым и красно-бурым тонам. При увеличении содержания Fe_2O_3 (при одновременном присутствии FeO) поглощение световых волн резко возрастает, мы переходим в область бурых и коричневых тонов окраски и, наконец, к полной непрозрачности.

Подобные физические свойства характеризуют минералы, решеткам которых свойственна значительная деформация ионов, или, что то же, — поляризация ионов (Фаянс, 1925; Ферсман, 1936), с чем связано также и ослабление ионных гетерополярных связей (Ферсман, 1936).

[1] В весовых %: I — 18; II — 33—39; III — 54—61 } Cr_2O_3.

Чтобы дать себе отчет в этих явлениях, обратимся к решетке хромшпинелидов. Она, как и решетка шпинели, состоит, во-первых, из сетки октаэдров с кислородами по вершинам и ионами трехвалентного металла в центре, в шестерной координации; во-вторых — из вложенных в сетку октаэдров цепочек тетраэдров с кислородами по вершинам и ионами Mg или $Fe^{\cdot\cdot}$ в центре в четверной координации.

С точки зрения такой структуры кажется обоснованной структурно-химическая формула хромшпинелидов, предложенная акад. А. Е. Ферсманом (1940):

$$1)\quad (Al,\ Cr)_2^{+3}\ [(Mg,\ Fe)''O_4]^{-6}$$

с кислотным радикалом — комплексным анионом $[(Mg,\ Fe)O_4]^{-6}$.

С другой стороны, Барт и Позняк (Barth a. Posnjak, 1932) высказали предположение, что в шпинелях часть мест, занятых ионами Mg, может замещаться ионами Al. Формула шпинели изобразится тогда как $BABO_4$. В таком случае мы должны представить себе формулу хромшпинелидов в виде:

$$2)\quad R^{+2}\cdot R^{+3}[(Cr,\ Al)\,O_4]^{-5},$$

где

$$R^{+2} = Mg,\quad Fe^{\cdot\cdot}\quad \text{и др.}$$

$$R^{+3} = Al,\ Cr,\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}.$$

Здесь кислотным радикалом является комплексный анион $[(Cr,\ Al)\,O_4]^{-5}$; хром и глинозем амфотерны в одном соединении, так как участвуют и в катионной и в анионной частях формулы.

И та и другая формулы по количеству ионов отвечают классической стехиометрической формуле шпинелидов — AB_2O_4.

Ни первая, ни вторая формулы не обеспечены еще вполне убедительными экспериментальными доказательствами и являются в известной мере предположительными.

Повидимому, все же второй формуле следует отдать некоторое предпочтение по следующим соображениям.

Как видно было из нашей сводной диаграммы составов природных хромшпинелидов, окисное железо Fe_2O_3 входит в последние в количествах, не превышающих 25% молекулярных. Если это так, то вторая формула прекрасно объясняет это обстоятельство, поскольку предельный случай железистых хромшпинелидов, когда весь хром и глинозем в катионной части изоморфно замещены $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, отвечает формуле:

$$R^{+2},\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}\,[(Cr,\ Al)O_4]^{-5}.$$

В таком случае содержание Fe_2O_3 достигнет 25% молекулярных, но превысить этой цифры не может. Войти же в состав комплексного аниона $Fe^{\cdot\cdot}$ не может, так как комплексный ион $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ имеет отличный вид $[Fe^{\cdot\cdot\cdot}O_2]^{-1}$, например в магнетите:

$$Fe^{+2}[Fe^{\cdot\cdot\cdot}O_2]_2^{-1}.$$

К сожалению, в связи с большой стойкостью хромшпинелидов к растворителям, еще не установлено, имеется ли какая-нибудь химическая разница между одной и другой частями ионов хрома и глинозема в хромшпинелидах. Замечено лишь, что между различными по составу хромшпинелидами наблюдается большая разница в скорости растворения их в кислотах под давлением.[1] Не будучи в состоянии окончательно остановиться на той или иной формуле, заметим только, что каждая из них содержит комплексный анион. Вследствие этого отношение $\rho = Ri_к : Ri_А$ будет очень низким, например: $Ri_{Mg} = 0.75$ Å, $Ri_{CrO_4} = 3.00$ Å; $\rho = 0.25$ против $\frac{Ri_{Mg}}{Ri_{Cr}} = \frac{0.75}{0.64}$.

[1] Устное сообщение Н. В. Лазарева.

Т. е., исходя из выше указанных предположений, мы имеем в решетке наших минералов условия для значительной поляризации, а это как раз и приводит к значительному поглощению световых волн.

Вторым обстоятельством, усиливающим поляризацию ионов в решетке хромшпинелида, является одновременное присутствие железа двух валентностей — Fe^{+2} и Fe^{+3} (Ферсман, 1936). Этот фактор не проявляется существенно в области, где содержание Fe_2O_3 не превышает 3—5%. При содержании Fe_2O_3 от 5 до 12% и при наличии FeO просвечивание резко убывает; при содержании Fe_2O_3 выше 12% хромшпинелиды становятся непрозрачными даже в самых тонких краях.

Далее, гетерополярные связи в молекуле наших минералов весьма слабы, поскольку и по первой и по второй формулам анион относится к чрезвычайно слабым кислотам, а по второй формуле Cr и Al даже амфотерны в одном и том же соединении. Слабые гетерополярные связи также обусловливают поглощение световых волн и понижение окраски (Ферсман, 1936).

В предыдущем мы упоминали только два элемента-хромофора — хром и железо. Совершенно не ясна окрашивающая роль других сильных хромофоров — Ni и Ti, акцессорно входящих в состав хромшпинелидов.

Можно, однако, думать, что их влияние нейтрализуется большими количествами еще более сильных хромофоров — хрома и двухвалентного железа, как это мы видели на примере малых количеств трехвалентного железа.

2. Оценка химического состава хромшпинелидов по их окраске

Мы уже указывали, что полученные нами кривые 1-го типа отвечают хромшпинелидам с 18—30% Cr_2O_3 весовых, второго типа — 33—39% Cr_2O_3 и третьего типа — 54—61% Cr_2O_3.

Этими цифрами определяется наша возможность характеризовать составы хромшпинелидов по кривым поглощения.

При введении постоянного источника света и употреблении очень тонких, нормированной толщины, шлифов результаты будут получаться более точными, чем в тех условиях, при которых составлялись нами кривые.

Однако точность определения лимитируется, во-первых, чувствительностью глаза к разнице в интенсивности освещения двух половин полей зрения и, во-вторых, тем, что мы не можем работать при вполне монохроматическом свете. Практический минимум растворения щели монохроматора отвечает диапазону волн в 10 μμ (например, 600—610). При дальнейшем сужении щели интенсивность поступающего в прибор света резко уменьшается, и наблюдения становятся неточными.

Для практических целей гораздо более удобна другая методика — своего рода колориметрия шлифов. Окраска данного шлифа нормированной толщины сравнивается с окраской серии стандартных шлифов с помощью, например, двойного сравнительного окуляра, соединяющего два микроскопа.

Эта методика в упрощенном виде нами применяется уже 2 года и будет в ближайшее время разрабатываться с целью внедрения в практику геологических работ. Она может найти широкое применение при геологическом изучении хромитоносных массивов. В особенности она будет иметь значение для широкой статистической сравнительной оценки состава первичных акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов, при решении вопросов закономерностей распределения в данных массивах руд с хромшпинелидами различного состава.

В заключение автор приносит благодарность Н. В. Белову за консультации по кристаллохимии хромшпинелидов и В. П. Петрову, дававшему ценные методические указания при работе с микрофотометром.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Платина. М., Изд. Акад. Наук, 1935.
Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале. Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., Изд. Акад. Наук, 1937, 157—250.
Вахромеев С. А. Хромиты (хромшпинели) Урала и их классификация. Свердловск, Свердлгиз, 1935.
Зимин И. А. Сарановское хромоворудное месторождение. Тр. Урал. научно-иссл. инст. геол., разв. и мин. сырья, 1938, вып. 2, 163—188.
Ринне и Берек. Оптические исследования при помощи поляризационного микроскопа. М., 1937.
Фаянс К. Деформация электронных оболочек и ее влияние на свойства солеобразных соединений. Успехи физ. наук, 1925, *5*, 294—337.
Ферсман А. Е. Цвета минералов. М., Изд. Акад. Наук, 1936.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4, гл. «Хром».
Barth T. F. W. a. Posnjak E. Spinel structures: with and without variate atom equipoint. Z. Krist., 1932, *82*, 325.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. А. Соколов

Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов

Стр.

Введение 341
I. Краткие данные о химическом составе хромшпинелидов 341
II. Качественная характеристика окраски хромшпинелидов в связи с их химическим составом 343
III. Характеристика цвета хромшпинелидов по кривым пропускаемости 346
IV. Некоторые выводы из полученных данных 350
1. О типе окраски хромшпинелидов 350
2. Оценка химического состава хромшпинелидов по их окраске 352

Н. В. ЛАЗАРЕВ

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ХРОМИТОВ

Полный химический анализ хромита представляет собой довольно трудную задачу. Предпринятая Уралгеомином работа по изготовлению аналитической нормали, судя по опубликованным данным (Шейн, Мильковская, 1938), закончилась неудачно. Затруднения, возникающие при анализе хромита, целиком можно отнести к значительному содержанию окиси хрома в анализируемом веществе (до 60% Cr_2O_3), которая обычно определяется из отдельной навески. В ходе общего анализа окись хрома сказывается отрицательно на большем или меньшем количестве определяемых компонентов в зависимости от принятой схемы анализа.

Sisco (1923) и Книпович (1937) дают методы анализа хромитов, основанные на разложении их сплавлением с едкими щелочами. При работе по данным ими схемам значительные затруднения из-за присутствия хрома возникают при определении окиси алюминия.

Järvinen (1930) и Leuba[1] разлагают хромиты сплавлением с содой по схеме, весьма напоминающей схему силикатного анализа. Выделяя сумму полуторных окислов вместе с хромом, авторы дают содержание окиси алюминия по разности R_2O_3—(Cr_2O_3 + Fe_2O_3 + Mn_2O_4), не учитывая содержания в анализируемом материале окиси титана и ванадия. Естественно, что получить точное содержание окиси алюминия как разность, вычитая из суммы полуторных окислов содержание пяти элементов, чрезвычайно трудно. Кроме того, так как разложение анализируемого материала сплавлением с содой — операция трудоемкая, Järvinen рекомендует делить раствор, содержащий полуторные окислы, на три части для определения: 1) R_2O_3, 2) Fe_2O_3 и 3) Cr_2O_3, что также понижает точность анализа.

Gunningham и Mc. Neill (1929) дали способ разложения хромитов смесью хлорной и серной кислот и метод анализа их с применением купферрона. При проведении анализа хромита по схеме, данной Gunningham'ом и Mc. Neill'ем, хром создает значительные затруднения при определении кремневой кислоты и окиси алюминия. Кроме того, присутствие хрома может отрицательно сказаться при определении железа и титана, так как полного отделения железа, титана и ванадия от больших количеств хрома при однократном осаждении купферроном добиться весьма трудно.

Ю. Ю. Лурье (1932), применяя для разложения хромитов хлорную и серную кислоты, дает несколько иную схему анализа, чем Gunningham и Mc. Neill. При анализе хромитов по методу, описанному Лурье, затруднения возникают при определении кремневой кислоты, которая обычно выделяется настолько сильно загрязненной основными сульфатами хрома, что непосредственное определение из полученного осадка может привести к весьма сильным искажениям истинного содержания кремнекислоты в анализируемом материале. Кроме того, полное отделение полуторных окислов от хрома требует по крайней мере тройного переосаждения, а переходящий в

[1] См. Hunge-Berl., Bd III.

фильтрат хром затрудняет проверку фильтрата на полноту осаждения полуторных окислов и сказывается отрицательно при определении окиси кальция и окиси магния.

Из всего сказанного выше ясно, что если бы удалось предварительно удалить хром, то анализ хромита свелся бы к обычному силикатному анализу, выполнение которого не вызывало бы никаких затруднений.

В 1938 г. Smith предложил следующий метод определения марганца в высокохромистых сталях.

Анализируемый материал разлагается в смеси хлорной и соляной кислот, раствор упаривается до паров хлорной кислоты. К нагретому раствору прибавляется хлористый натрий, причем находящийся в растворе шестивалентный хром образует хлористый хромил, который улетучивается. В дальнейшем марганец определяется обычным персульфатно-арсенитным методом.

В своей работе автор указывает, что после удаления хрома в виде хлористого хромила в растворе количественно остаются: марганец, алюминий, ванадий, титан, никель и кобальт. Автор по вполне понятным причинам не интересовался поведением железа при этой обработке; для нас же, поскольку железо является одним из главных компонентов хромита, необходимо было выяснить, происходят ли потери железа при удалении хрома, и если нет, то представлялась возможность разработать новую схему анализа хромитов. Поставленные нами опыты показали, что железо после удаления хрома в виде хлористого хромила количественно остается в растворе, и это позволило нам вести анализ хромита следующим способом.

Общий ход анализа.

Навеска 0.5 г тонко измельченного образца хромита помещается в стакан емкостью 200—250 мл и обрабатывается 5 мл серной кислоты уд. вес 1.84 и 10 мл хлорной кислоты уд. вес 1.54. Пользоваться для разложения хромитов разбавленной серной кислотой (1:4), как это рекомендуют Gunningham и Mc. Neill, нет смысла, так как растворение хромита начинается только после появления паров хлорной кислоты. Стакан покрывается часовым стеклом и нагревается на электрической плитке или песчаной бане до обильного выделения паров хлорной кислоты. Растворение хромита, после появления паров хлорной кислоты, заканчивается в 10—15 мин. Иногда к концу растворения из раствора начинают выделяться кристаллы хромовой кислоты, которые, обволакивая нерастворившиеся частицы анализируемого материала, задерживают растворение. В этом случае полезно охладить раствор, прибавить 2—3 мл воды и снова выпарить до паров хлорной кислоты. Обычно после такой обработки хромит растворяется полностью. При растворении необходимо следить за тем, чтобы хлорная кислота не улетучилась полностью, так как в отсутствии последней шестивалентный хром восстанавливается до трехвалентного и создаются условия, при которых удаление хрома в виде хлористого хромила не может быть осуществлено.

После полного растворения навески хромита удаляют хром в виде хлористого хромила следующим образом. В нагретый до выделения паров хлорной кислоты раствор вводят небольшими порциями (0.15—0.20 г) хлористый натрий в количестве 2.0—2.5 г. Этого количества хлористого натрия вполне достаточно для удаления всего или почти всего хрома, находящегося в анализируемом материале. Могущие остаться незначительные количества хрома (табл. 1) осаждаются частично вместе с полуторными окислами и частично проходят в фильтрат, в котором определяется окись кальция и окись магния.

Хром, осевший с полуторными окислами, учитывается в дальнейшем ходе анализа, а прошедший в фильтрат не может оказать никакого влияния на точность определения окиси кальция и окиси магния. Прибавление хлористого натрия для удаления хрома в виде хлористого хромила необходимо производить небольшими порциями, потому что одновременно с образо-

ванием хлористого хромила протекает реакция восстановления соляной кислотой шестивалентного хрома до трехвалентного. Восстановление хрома ясно заметно по изменению окраски раствора из оранжевой в зеленую после каждой добавленной порции хлористого натрия, и каждую новую порцию хлористого натрия необходимо вводить только после того как восстановившийся хром снова окислится хлорной кислотой до шестивалентного. После отгонки всего хрома (отсутствие красных паров хлористого хромила после прибавления к раствору хлористого натрия) охлаждают раствор, прибавляют 50—70 мл воды, нагревают содержимое стакана до растворения солей и отфильтровывают выделившуюся кремневую кислоту, промывая ее на фильтре 0.5% горячей серной кислотой.

Таблица 1

Результаты отгонки хрома в виде хлористого хромила по методу Smith'a

Первоначальное количество Cr_2O_3 в растворе (г)	Количество введенного NaCl (г)	Оставшиеся количества Cr_2O_3 в растворе (г)
0.3000	2.5	0.0003
0.3000	2.5	0.0005
0.3000	2.5	0.0010
0.3000	2.5	0.0004
0.3000	2.5	0.0010
0.2500	2.0	0.0007
0.2500	2.0	0.0013
0.2500	2.0	0.0007
0.2500	2.5	0.0003
0.2500	2.0	0.0008

При точных анализах и при значительном содержании кремневой кислоты в анализируемом материале необходимо полученный фильтрат снова выпарить до паров хлорной кислоты, так как при однократном выделении кремневой кислоты около 1% от ее содержания остается в растворе. Раствор после вторичного выпаривания до паров хлорной кислоты разбавляют после охлаждения водой до 50—70 мл, нагревают до растворения солей и отфильтровывают выделившуюся кремневую кислоту, промывая ее на фильтрате 0.5% горячей серной кислотой.

Осадки кремневой кислоты помещают в платиновый тигель, осторожно озоляют фильтр, прокаливают в электрической печи или на паяльной горелке до постоянного веса и проверяют на чистоту обработкой плавиковой и серной кислотами, как обычно. Остаток после отгонки кремневой кислоты сплавляют с небольшим количеством пиросернокислого калия (0.2—0.3 г), растворяют сплав в 1% серной кислоте и присоединяют полученный раствор к основному раствору.

В полученном растворе определяют: железо (общее содержание), окись алюминия, окись титана, пятиокись ванадия, окись кальция и окись магния.

Обычно хромиты, кроме перечисленных выше компонентов, содержат еще закись никеля, кобальта и марганца, при осаждении аммиаком полуторных окислов они частично осаждаются вместе с ними и искажают истинное содержание алюминия, которое дается по разности: сумма полуторных окислов минус окись железа, окись титана, пятиокись ванадия и окись хрома. При осаждении же полуторных окислов пиридином (Остроумов, 1935 и 1937) марганец, никель и кобальт количественно переходят в фильтрат вместе с кальцием и магнием. Так как в хромитах суммарное содержание марганца, никеля и кобальта иногда доходит до 1.0%, необходимо при точных анализах производить осаждение полуторных окислов пиридином, во избежание довольно значительных ошибок в определении окиси алюминия.

Наличие значительных количеств сернокислых солей в растворе (из которого приходится осаждать полуторные окислы), несколько мешающих осаждению пиридином, заставляет производить осаждение полуторных окислов следующим образом.

К 250—300 мл нагретого до кипения раствора, из которого выделена кремневая кислота, прибавляется 5—10 мл соляной кислоты уд. в. 1.19 и обычным способом осаждаются полуторные окислы аммиаком; индикатор метилрот. Осадок отфильтровывают, промывают 2—3 раза 1% раствором азотнокислого аммония, содержащего несколько капель аммиака, смывают осадок в стакан, в котором производилось осаждение, и растворяют прибавлением 5 мл соляной кислоты уд. в. 1.19.

После полного растворения осадка раствор разбавляют водой до 200—250 мл, помещают в стакан фильтр, через который отфильтровывались полуторные окислы, разрывают его стеклянной палочкой на мелкие части и нейтрализуют аммиаком до появления мути, которую растворяют прибавлением нескольких капель соляной кислоты.

Раствор нагревают до кипения и, прибавив 2—3 капли метилрот, производят осаждение полуторных окислов 20% раствором пиридина, прибавляя его по каплям при постоянном помешивании до перехода окраски индикатора в желтый цвет, после чего добавляют некоторый избыток пиридина (10—15 мл). Раствору дают вскипеть и затем переносят его на водяную баню для полной коагуляции осадка. Отфильтровывают выпавший осадок, промывая его на фильтре горячим 1% раствором азотнокислого аммония, содержащего несколько капель пиридина, до полного исчезновения ионов хлора в промывных водах (проба с азотнокислым серебром).

Полученные фильтраты, после первого осаждения полуторных окислов аммиаком и второго осаждения пиридином, объединяют, выпаривают до объема 250—300 мл и определяют[1] в них окись кальция и окись магния обычным способом, осаждая и переосаждая кальций в виде оксалата, а магний в виде фосфата и заканчивая определение кальция и магния весовым путем.

В прокаленном и взвешенном осадке пирофосфата магния определяют осевший вместе с магнием марганец колориметрическим способом и вносят соответствующую поправку в найденное содержание магния.

В полученном осадке полуторных окислов определяют окись железа, окись титана, пятиокись ванадия и осевший вместе с полуторными окислами хром следующим образом. Прокаленный до постоянного веса осадок полуторных окислов переносят в агатовую или яшмовую ступку и тщательно перемешивают с 8—10-кратным количеством соды. Смесь переносят в тот же платиновый тигель, в котором производилось прокаливание полуторных окислов, смывают ступку 2—3 раза небольшими количествами соды (сухое смывание) и присоединяют эту соду к основной смеси в тигле. Помещают тигель над небольшим пламенем горелки Теклю и, постепенно увеличивая пламя, доводят смесь до плавления, после чего продолжают нагревать еще 30—45 мин. Охлаждают тигель и выщелачивают сплав водой. В водную вытяжку переходят ванадий и хром в виде щелочных хромата и ванадата, в осадке — все железо и титан, которые отфильтровывают,[2] прибавив предварительно в раствор немного фильтрбумажной массы, и промывают осадок на фильтре 1% горячим раствором соды, собирая фильтрат в мерную колбу на 100 мл.

Отфильтрованный осадок переносят в платиновый тигель, в котором производилось сплавление с содой, осторожно озоляют фильтр и сплавляют осадок с пиросернокислым калием. Охлаждают тигель, растворяют сплав в

[1] Наличие пиридина в растворе при определении кальция и магния способствует получению более крупнокристаллических осадков оксалата кальция и фосфата магния.

[2] Перед фильтрованием необходимо промыть фильтр и фильтрбумажную массу 5—6 раз горячим 20% раствором соды, так как фильтровальная бумага содержит в себе растворимые в соде органические вещества, окрашивающие раствор в желтый цвет. Опуская эту операцию, аналитик при колориметрировании растворов найдет несколько повышенное содержание хрома, отличающееся от действительного на 0.05—0.10%.

1—2% серной кислоте и определяют железо после восстановления его сероводородом, титруя восстановленный раствор $n/10$ перманганатом до слабо розового окрашивания (Гиллебранд и Лендель, 1935, 355). В растворе после определения железа определяют титан колориметрическим способом (с перекисью водорода) (Гиллебранд и Лендель, 1935, 495). Хром в щелочной вытяжке обычно определяется колориметрически, сравнивая окраску испытуемого раствора с окраской стандартного щелочного раствора шестивалентного хрома, или же объемным методом, восстановлением шестивалентного хрома избытком соли Мора ($n/20$ раствор) после подкисления щелочного раствора серной кислотой и титрованием избытка соли Мора перманганатом.

Ванадий может быть определен различными методами, из которых лучший — метод с фосфорно-вольфрамовой кислотой (Sandell, 1936; Виноградов, 1931).

Определение ванадия в щелочной вытяжке производится следующим образом. Если хром определялся колориметрически, берут 75 мл раствора, подкисляют его серной кислотой до кислой реакции и вводят такой избыток последней, чтобы раствор был 3%, прибавляют $n/20$ раствора соли Мора в достаточном количестве [1] для восстановления находящегося в растворе шестивалентного хрома до трехвалентного и затем прибавляют несколько капель $n/10$ раствора перманганата калия до слабо розовой окраски 5—7 мл 6% водного раствора купферрона. Отфильтровывают выпавший осадок железа и ванадия, тщательно промывают его на фильтре 3% серной кислотой, содержащей немного купферрона, переносят осадок в платиновый тигель, осторожно озоляют фильтр и прокаливают. Прокаленный осадок тщательно смешивают с 0.3—0.5 г соды и сплавляют на горелке Теклю в течение 30—45 мин. Охлаждают тигель, выщелачивают сплав водой и отфильтровывают осадок железа, прибавив предварительно к раствору немного фильтрбумажной массы, промытой 20% раствором соды. Фильтрат собирают в мерную колбу на 25 или 50 мл, не более. Осадок на фильтре промывают несколько раз 1% горячим раствором соды.

Фильтрат должен быть прозрачным, бесцветным. Если фильтрат будет окрашен [2] в желтый цвет, то осаждение купферроном необходимо повторить, подкислив предварительно раствор серной кислотой.

Полученный фильтрат нейтрализуют серной кислотой, вводят такой избыток последней, чтобы раствор после разведения (до 25 или 50 мл) был 1% по серной кислоте, и прибавляют последовательно 0.25 мл 85% фосфорной кислоты и 0.5 мл 5% водного раствора вольфрамата натрия (количества фосфорной кислоты и вольфрамата натрия даны для объема 25 мл: если объем испытуемого раствора больше, количество реагентов должно быть соответственно увеличено); доводят до метки водой, перемешивают раствор и сравнивают полученную желтую окраску ванадиево-фосфорно-вольфрамовой кислоты со стандартным раствором, приготовленным следующим образом.

В мерную колбу одинакового объема с той, в которой находится испытуемый раствор, вводят такое же количество соды, какое находится в испытуемом растворе, нейтрализуют ее серной кислотой, вводят такой избыток серной кислоты, чтобы после доведения раствора до метки содержание ее было 1%, далее—0.25 мл 85% фосфорной кислоты и 0.5 мл 5% водного раствора вольфрамата натрия.

Затем из бюретки прибавляют стандартного раствора ванадия, содержащего 0.01 мл ванадия в 1 мл приготовленного растворением ванадата аммония в воде, в таком количестве, чтобы окраски испытуемого и стандартного растворов были приблизительно равны. Разбавляют стандартный рас-

[1] Так как хром определяется предварительно, то количество соли Мора, необходимой для восстановления хрома, обычно определяют расчетом.

[2] При правильной работе фильтраты получаются всегда бесцветными.

твор до метки водой, перемешивают раствор и сравнивают полученные окраски в колориметре.

Данным методом можно определить 0.01% ванадия при навеске 0.5 г и объеме раствора 25 мл.

Окись алюминия, как указывалось выше, определяется по разности: полуторные окислы минус окись железа, окись титана, пятиокись ванадия, окись хрома. Для сравнения получаемых для окиси алюминия результатов при проведении анализа по данной схеме и прямым определением алюминия (ртутный катод) в Институте геологических наук АН СССР П. А. Волковым было произведено несколько анализов хромитов, давших следующие результаты:

Ртутный катод	8.72	8.39	8.07	18.45	15.97
Данная схема	8.71	8.40	8.09	18.36	15.90

Определение окиси хрома и закиси железа. Разложение навески анализируемого хромита для определения закиси железа и окиси хрома производится серной кислотой в запаянных трубках при нагревании их до 250°. Метод разложения горных пород серной кислотой под давлением для определения в них закиси железа известен очень давно, и прекрасное описание этого метода дано В. Ф. Гиллебрандом в его книге «Химия силикатов». При применении этого метода разложения к хромитам главными недостатками были: значительное количество времени, необходимое для разложения пробы, частый разрыв трубок и некоторые трудности, связанные с полным удалением кислорода воздуха из трубки перед ее запайкой.

При исследовании процесса растворения хромитов серной кислотой под давлением удалось установить, что растворение хромита чрезвычайно задерживается, если раствор не перемешивается, так как в известный момент, в связи с изменением концентрации серной кислоты в слое, непосредственно соприкасающемся с навеской хромита, начинают кристаллизоваться из раствора основные сернокислые соли хрома и железа общей формулы $R_2O_3 \cdot 2SO_3 \cdot H_2O$. Перемешивание раствора в трубке 3—4 раза в час позволило сократить время, необходимое для полного растворения навески хромита, с 2 суток до 4—6 часов максимум.

Во избежание разрыва трубок при нагревании, разложение проводилось в автоклаве, что позволило пользоваться для разложения пробирками из обычного тонкого легкоплавкого стекла и оставлять очень малое свободное пространство в трубке над жидкостью для возможно более полного удаления кислорода воздуха углекислотой, которая пропускается в трубку перед ее запайкой.

Серная кислота, употребляемая для растворения хромитов, приготовляется следующим образом. 200 мл серной кислоты, не содержащей органических веществ, прибавляют к 400 мл воды, помещенных в эрленмейеровскую колбу емкостью 1 л, и отмечают на колбе уровень жидкости. Затем прибавляют еще 200 мл воды и кипятят содержимое колбы при пропускании через жидкость тока угольной кислоты до тех пор, пока уровень жидкости не достигнет отметки. Жидкость охлаждают, не прерывая тока углекислоты, и переносят в мерную колбу с притертой стеклянной пробкой.

Определение закиси железа и окиси хрома производится следующим образом. Навеску 0.25—0.30 г тонко измельченного хромита берут в весовой стаканчик высотой 10—15 мм и диаметром 15 мм и помещают в стеклянную пробирку длиной 300 мм при внутреннем диаметре 17—20 мм. Затем на расстоянии 20—25 см от дна пробирки (в зависимости от величины автоклава) делают перетяжку диаметром 3—4 мм и после охлаждения пускают в трубку в течение 2—3 мин. ток углекислоты. Наливают в пробирку 20—25 мл серной кислоты 1:2 и продолжают пропускать в пробирку углекислоту еще в течение 2—3 минут, держа стеклянную трубку, через которую подводит-

ся углекислота, на расстоянии, примерно, 5 мм от уровня жидкости. После этого поднимают трубку, подводящую углекислоту, за перетяжку и, не прерывая тока углекислоты, запаивают трубку на горелке Теклю.

Запаянную трубку помещают в автоклав, в который предварительно налито до половины воды, закрывают автоклав и нагревают до 250°, время от времени отставляя горелку и переворачивая автоклав для перемешивания жидкости в трубках (переворачивание автоклава удобно производить, если разложение ведется в небольших автоклавах емкостью, примерно, 250—300 мл). После 3—5-часового нагревания, которого обычно достаточно для полного растворения навески хромита, охлаждают автоклав, вынимают трубку, вскрывают ее, выливают содержимое в эрленмейеровскую колбу емкостью 500—750 мл, тщательно ополаскивая внутреннюю поверхность трубки, прибавляют 250—300 мл воды, 5 мл фосфорной кислоты и титруют $n/20$ перманганатом до изменения окраски раствора.

После определения закиси железа к раствору прибавляют 20—25 мл 0.5% водного раствора азотнокислого серебра и 3—5 г надсернокислого аммония, нагревают раствор до кипения и кипятят в течение 10 мин. Затем к раствору прибавляют по каплям соляной кислоты (1:1) для разрушения перманганата, кипятят 10 мин., охлаждают до комнатной температуры и определяют хром, прибавляя избыток титрованного раствора соли Мора и оттитровывая избыток перманганатом до перемены окраски раствора.

Определение закиси марганца. Определение закиси марганца в хромитах до последнего времени требовало значительной затраты труда, так как наиболее удобным методом определения тех количеств марганца, которые встречаются в хромитах, был колориметрический метод, который требовал полного отделения марганца от хрома. Метод, предложенный Smith'ом (1938) для определения марганца в высокохромистых сталях, вполне применим при анализе хромитов, и лаборатория Института геологических наук АН СССР с успехом применяет его уже в течение 8 — 9 месяцев.

Метод в основном заключается в следующем. Навеска 0.5 г тонко измельченного хромита растворяется в хлорной и серной кислотах, и хром отгоняется в виде хлористого хромила, как описано выше. Раствор охлаждается, разбавляется 50—70 мл воды, нагревается до растворения солей, и растворимый остаток отфильтровывается. Отфильтрованный нерастворимый остаток помещается в платиновый тигель, осторожно озоляется фильтр, и кремневая кислота удаляется обработкой плавиковой и серной кислотами. Оставшийся в тигле остаток после удаления кремневой кислоты сплавляется с небольшим количеством пиросернокислого калия. Сплав после охлаждения растворяется в 1% серной кислоте и присоединяется к основному раствору, в котором определяется марганец персульфатно-арсенитным методом (Гиллебранд и Лендель, 1935, 382).

Определение закиси никеля. Определение закиси никеля производится обычно из отдельной навески. Навеска 0.5—1.0 г растворяется в смеси хлорной и серной кислот, как описано выше. Не удаляя хрома в виде хлористого хромила, охлаждают содержимое стакана, прибавляют 50—70 мл воды, нагревают до растворения солей и отфильтровывают нерастворимый остаток. Нерастворимый остаток помещают в платиновый тигель, озоляют фильтр и отгоняют кремневую кислоту обработкой плавиковой и серной кислотами. Остаток после удаления кремнекислоты сплавляют с небольшим количеством пиросернокислого калия, растворяют сплав в 1% серной кислоте и присоединяют к основному фильтрату. Прибавив к раствору 5—6 г лимонной кислоты, нейтрализуют бо́льшую часть находящихся в растворе кислот аммиаком, нагревают раствор до кипения и осаждают никель диметилглиоксимом, как обычно. Дают раствору стоять сутки, отфильтровывают осадок диметилглиоксима никеля, растворяют его в со-

ляной кислоте и переосаждают. Переосажденный диметилглиоксим никеля отфильтровывают через тигель с пористым дном № 2 или 3, сушат при 120—125° и взвешивают.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Колориметрическое определение ванадия с фосфорно-вольфрамовой кислотой. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1931, 249—252.

Гиллебранд В. и Лендель Г. Практическое руководство по неорганическому анализу. 1935.

Книпович Ю. Н. Химический анализ хромшпинелидов. Сб. «Хромиты СССР», т. I. М.—Л., Изд. Акад. Наук, 1937, 335—358.

Лурье Ю. Ю. Методика анализа хромистых железняков. Заводская лаборатория, 1932, № 3.

Остроумов Э. А. Отделение железа, алюминия и хрома от марганца, кобальта и никеля при помощи пиридина. Заводская лаборатория, 1935, № 11, 1317.

Остроумов Э. А. Отделение железа, алюминия, хрома, урана, циркония и титана от марганца, кобальта, никеля, магния, щелочноземельных катионов и щелочей при помощи пиридина. Заводская лаборатория, 1937, № 1, 16—20.

Шеин А. В. и Мильковская М. В. Опыт приготовления аналитического нормального хромита. Тр. Урал. н.-иссл. инст. геол., развед. и исслед. мин сырья, 1938, вып. 3, 335—354.

Gunningham a. Mc. Neill. Ind. Eng. Chem. Ann. Edinb., 1929, 71.

Hunge-Berl. Chemisch-Technische Untersuhngsmethoden, Bd III.

Järvinen. Arch. f. Eisenhüttenwesen, 1930, *4*, 17.

Sandell E. B. Ind. Eng. Chem. Ann. Edinb., 1936, *5*, 336.

Sisco. Technical Analysis of Steel and Steel Works Materials, 1923.

Smith F. W. Ind. Eng. Chem. Ann. Edinb., 1938, 7, 360.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

А. А. ЛУЙК

О ЯВЛЕНИЯХ МЕТАМОРФИЗМА ХРОМШПИНЕЛИДОВ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАКАВКАЗЬЯ

Описываемые ниже явления метаморфизма хромшпинелидов изучались в хромитовых рудах из месторождений, расположенных на северо-восточном побережье оз. Гокчи (Закавказье) в Джиль-Саданахачском и Инекдагском массивах.

Детально вопросами метаморфизма хромшпинелидов здесь никто не занимался. Лишь в 1930 г. А. Г. Бетехтин, при изучении соседнего с нашими Шорджинского массива, посетил также Ефимовское месторождение Джильского участка и описал некоторые явления метаморфизма хромшпинелидов этого месторождения.

Более подробное изучение этих явлений в Закавказских месторождениях вскрыло ряд новых деталей процесса метаморфизма хромшпинелидов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИТА

Закавказские месторождения хромитов связаны с полосой гипербазитов, протягивающейся на территории Союза более чем на 20 км от сел. Шорджа на СЗ, до р. Аракса на ЮВ. Самым северо-западным из этих массивов является Шорджинский, далее на ЮВ идут Джиль-Саданахачский, Инекдагский и массивы Курдистанского и Лачинского районов Азербайджана.

Полоса эта представлена рядом отдельных массивов ультраосновных пород, прорывающих верхнемеловые и нижнеэоценовые отложения.

В составе массивов гипербазитов превалируют серпентинизированные перидотиты (гарцбургит); значительно менее развиты дуниты. Признаки хромитового оруденения связаны обычно с дунитовыми участками. Какой-либо закономерности расположения рудных тел в массивах подметить не удается.

Рудные тела по своим размерам невелики, представлены главным образом весьма неправильными, сложными жило- и линзообразными телами. Падение тел обычно очень крутое, почти вертикальное. Простирание их в основном совпадает с простиранием дунитовых участков в массивах гипербазитов.[1]

По текстурным признакам руды закавказских месторождений представлены сплошными вкрапленными и полосчатыми разностями. Наиболее развиты вкрапленные руды. Рудные тела месторождений в большинстве случаев довольно резко отграничены от вмещающего дунита. Значительно реже в мелких телах наблюдается постепенный переход в боковую породу.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Позднейшие изменения в хромшпинелидах, как известно, носят явно вторичный характер, так как новообразования развиваются в виде кайм с периферии и по трещинкам внутри зерен. Эти изменения, по многочисленным

[1] Это очень хорошо проявляется в Джильском, наиболее изученном массиве.

наблюдениям А. Г. Бетехтина и др., связаны обычно с сильно серпентинизированными участками оливиновых пород и приурочены во времени к процессу серпентинизации.

Химическая сторона этих метаморфических изменений, по современным представлениям (Бетехтин, 1937; Кашин, 1937), в начальных стадиях заключается в окислении закисного железа хромшпинелидов в окисное, подобно тому как это происходит в процессе мартитизации магнетита. При этом происходит нарушение в строении кристаллической решетки, и нацело метаморфизованные зерна хромшпинелидов при рентгенометрическом анализе ведут себя как коллоиды (Кашин, 1937). При более глубоком метаморфизе часть глинозема освобождается от структурных связей в решетке шпинели и, реагируя с серпентиновыми растворами,



Фиг. 1. Начальная стадия метаморфизма хромшпинелидовых зерен.

1 — каймы метаморфизованного хромшпинелида; *2*—участки неизмененного хромшпинелида; *3* — серпентино-хлоритовые каймы. Белые зерна среди серпентина—сульфиды (мелкие зерна их показаны стрелкой). Месторождение Кочкаран. Снято в отраженном свете. Увелич. 30

образует хлорит. Часть окисного железа иногда дает новообразования в виде зерен гематита. Иногда нацело метаморфизованные хромшпинелиды подвергаются перекристаллизации и переотложению.

Рассмотрим проявления метаморфизма, изученные в шлифах из руд Гокчинских месторождений.

В одних случаях, например в рудах месторождения Кочкаран, мы наблюдаем, что при образовании метаморфических кайм кристаллические очертания зерен вполне сохраняются (фиг. 1). В проходящем свете эти каймы не просвечивают. Интересно отметить, что метаморфизм идет вдоль тончайших трещин; более широкие, открытые трещины — вероятно, более молодые, так как по ним не наблюдается никаких изменений хромшпинелидов. В полированных шлифах каймы полируются вровень с неизмененным хромшпинелидом (фиг. 1), и центральные, не метаморфизованные участки зерен не образуют рельефа среди измененных периферических частей, как это мы наблюдаем в шлифах из других месторождений.

Каймы в отраженном свете имеют более светлый оттенок. Стальной иглой такие каймы не царапаются, обладают сильными магнитными свойствами и в парах концентрированной азотной кислоты не травятся.

Часто между метаморфическими каймами и центральными неизмененными участками хромшпинелида развивается силикатная кайма (фиг. 1), состоящая из хлоритового аггрегата.

На той же микрофотографии, в пространстве между отдельными зернами хромшпинелидов, выполненном хлоритом, видны редкие зернышки сульфидов, которые в более мелких размерах встречаются и в метаморфических каймах.

Изученный образец относится к тонким прожилкам хромита мощностью до 2 см, отороченным вдоль контактов с измененной боковой породой каймами мощностью до 1 см, состоящими из серпентина и хлорита. При ударе молотком такой прожилок хромита с темнозеленой серпентино-хлоритовой оторочкой легко отделяется от окружающего светложелтого (выветрелого) серпентинита. В полированных шлифах среди серпентина и хлорита этих оторочек наблюдается довольно много мелких зерен сульфида. В шлифах из этих прожилков хромита встречен также уваровит.



Фиг. 2. Нацело метаморфизованное зерно хромшпинелида. Замещение силикатом (серое) идет по трем направлениям, отвечающим спайности. Месторождение Кочкаран. Снято в отраженном свете. Увелич. 120

Такие же явления метаморфизма наблюдаются в периферических частях более крупных тел хромита. В центральных частях этих тел хромшпинелид почти не метаморфизован, хорошо просвечивает красным цветом и обладает прекрасно выраженной полиэдрически зернистой структурой.

Детальными исследованиями рудных тел горы Верблюжьей С. А. Кашин (1937) доказал, что «метаморфические явления хромшпинелидов происходят заметно в большей мере на периферии рудных тел, чем в центре». Это подтверждается и в нашем месторождении. Следует отметить также тот факт, что сплошные руды метаморфизованы обычно меньше, нежели вкрапленные руды из того же месторождения.

В процессе метаморфизма зерна хромшпинелидов могут быть нацело изменены. Такие зерна, не просвечивающие в проходящем свете, подвер-

гаются иногда дальнейшему изменению, заключающемуся в выщелачивании метаморфизующими растворами измененного хромшпинелидового вещества и отложении на месте его серпентина и хлорита.

Это — крайняя стадия метаморфических изменений хромшпинелидов.

Такое растворение и замещение серпентином и хлоритом вещества хромшпинелидов иногда идет по строго ориентированным направлениям, возможно — по трещинам спайности, как это мы видим в шлифах из того же Кочкаранского месторождения (фиг. 2), или незакономерно, образуя губчатые массы. Наиболее легко в этих случаях растворяются метаморфизующими растворами центральные части зерен, причем образуются иногда как бы пустотелые зерна хромита, выполненные хлоритом (фиг. 1 — зерно слева, внизу). Наружная, ранее метаморфизованная оболочка является, видимо, более устойчивой.

С. А. Кашин (1937) при описании Верблюжегорских месторождений отмечает, что среди метаморфизованных зерен хромшпинелидов встречаются мельчайшие зерна гематита.

В одной из канав на месторождении Кочкаран был встречен хромит в виде сети тонких, параллельных друг другу прожилков. Хромшпинелид



Фиг. 3. Замещение нацело метаморфизованного вещества хромшпинелида гематитом. Серое — измененный хромшпинелид; белое — чешуйки гематита; черное — хлорит. Месторождение Кочкаран. Снято в отраженном свете с иммерзионным маслом. Увелич. 80

этих прожилков нацело метаморфизован; в проходящем свете совершенно не просвечивает. Пространство между зернами выполнено мелкозернистым аггрегатом хлорита, среди которого встречаются редкие зерна сульфидов.

В отраженном свете, при рассматривании с помощью иммерзионного объектива при большом увеличении, наблюдается замещение уже метаморфизованного хромшпинелида чешуйками белого в отраженном свете минерала — гематита (фиг. 3), при скрещенных николях поляризующего. Толщина чешуек менее 0.01 мм.

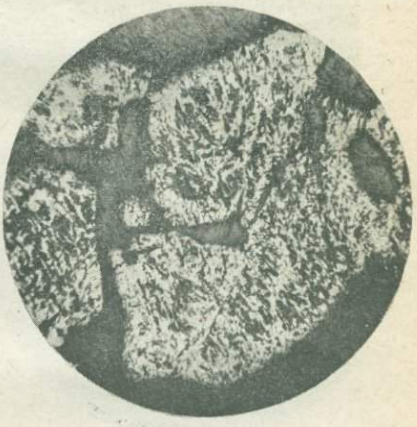
Это замещение в шлифах наблюдается по трем или четырем направлениям, отвечающим направлениям плоскостей октаэдра. Интересно отметить, что эти нацело метаморфизованные зерна хромшпинелида весьма слабо магнитны по сравнению с ранее описанными каймами. Это явление чрезвычайно похоже на переход магнетита в полумартит, т. е. прорастание магнетита листочками гематита по спайности.

В заключение описания метаморфических явлений в рудах Кочкаранского месторождения следует указать, что вся площадь месторождения пересечена жилами и дайками полосчатых габбро-диоритов, диоритами плагиоклазитов и тремолит-альбитовых пород, являющихся дериватами ультраосновной магмы.

Другим интересным примером месторождения, где весьма сильно проявился метаморфизм хромшпинелидов, является Ефимовское месторождение. Расположено оно в периферической части Джильского массива гипербазитов, в 20 м от контакта с известняками, в сильно измененной дунитовой зоне. Характерно, что в районе этого месторождения совершенно отсутствуют жильные породы. Рудное тело Ефимовского месторождения обладает неправильной жилообразной формой с вертикальным падением.

В прозрачных шлифах зерна хромита совершенно не просвечивают и сильно разъедены силикатами. Весьма редко встречаются слабо просвечивающие участки зерен.

Для Ефимовского месторождения очень характерно образование внутри таких зерен множества мелких включений серпентина и хлорита, придающих таким зернам губкообразное строение (фиг. 4). Наблюдаются также интересные явления растворения нацело метаморфизованных зерен хромшпинелидов и их переотложения в форме неправильных скоплений рудной пыли.



Фиг. 4. Губкообразное строение массы нацело метаморфизованных зерен хромшпинелидов. Светлосерое—измененный хромшпинелид; темносерое—включения серпентино-хлорита. Ефимовское месторождение. Снято в отраженном свете. Увелич. 30

Судя по данным анализов, для руд этого месторождения характерно высокое содержание Al_2O_3 (до 15%) и низкое Cr_2O_3 (23%).

Остановимся на описании явлений метаморфизма в хромшпинелидах месторождений Памбакской группы Саданахачского массива, которые отличаются несколько другими особенностями. Интересно отметить, что руды этих месторождений отличаются характерной петельчатой микроструктурой, где мелкие зерна хромшпинелидов образуют в плоскости шлифа петли, располагаясь в промежутках между более крупными зернами серпентинизированного оливина. При этом хромшпинелид образует округлые идиоморфные зерна.

Кроме того, в прозрачных шлифах неметаморфизованные части этих руд просвечивают желтовато-коричневым цветом, в то время как для руд Кочкаранского, Ефимовского и других месторождений Джильского участка характерен обычно красно-бурый цвет. Эти особенности руд Памбакских месторождений обусловлены, вероятно, несколько иным химическим составом. К сожалению, химические анализы этих руд отсутствуют.

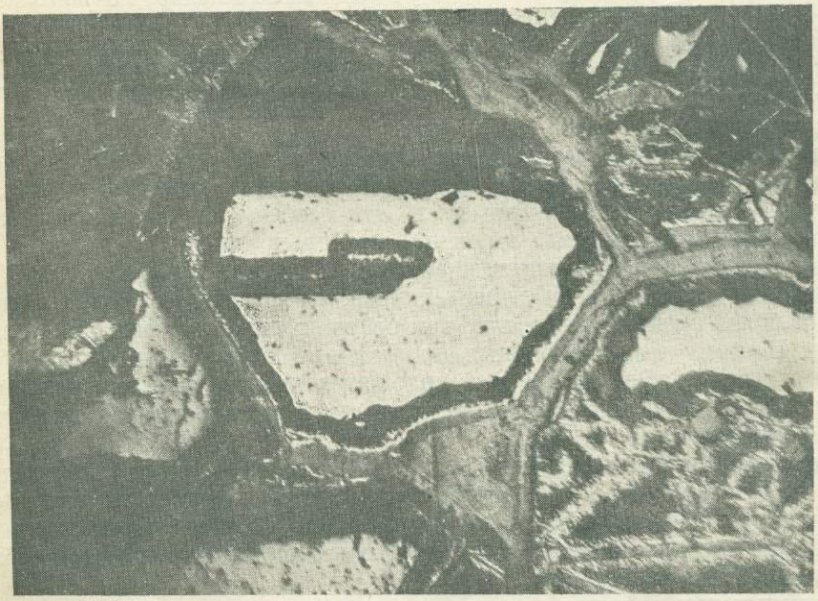
В отличие от описанных ранее случаев, наблюдающиеся каймы здесь обладают более низкой твердостью, чем центральные неметаморфизованные участки. Поэтому в полированных шлифах эти каймы сильнее сошлифовываются, чем и обусловливается положительный рельеф неизмененных участков (фиг. 5). Внешние кристаллические очертания зерен при этом вполне сохраняются.

Метаморфические явления и здесь начинают развиваться с периферических частей и идут в глубь зерен по трещинам отдельности или спайности, как это отчетливо видно на рисунке (фиг. 5) в центральном зерне. Эти метаморфические каймы, в отличие от ранее описанных, почти не обладают магнитными свойствами.

При испытании действия различных реактивов на эти каймы оказалось, что они прекрасно травятся в парах концентрированной азотной кислоты. При этом они не обнаруживают кристаллического строения (фиг. 6). Инте-



Фиг. 5. Реакционные каймы зерен хромшпинелидов, обладающие отрицательным рельефом. В центральном зерне хорошо видно, что метаморфизм развивается вдоль трещины спайности. Характерно отсутствие силикатных выделений. Белое зерно справа на границе рисунка — пентландит. Месторождение Большой Памбак. Снято в отраженном свете. Увелич. 100



Фиг. 6. Тот же шлиф после травления в парах концентрированной азотной кислоты

ресно, что самая тонкая наружная оболочка и края трещинок метаморфизованных зерен являются наиболее устойчивыми и не поддаются травлению.

При травлении парами концентрированной азотной кислоты нацело измененных зерен хромшпинелидов в шлифах из Памбакского месторождения автору удалось обнаружить типичную колломорфную микротекстуру (фиг. 7). До травления поверхность зерна была совершенно гладкой. Травление производилось в течение трех минут, держа полированный шлиф над открытой колбой с крепкой HNO_3 (без подогрева).

Этот факт доказывает, что при явлениях метаморфизма хромшпинелидов, сущность которых описана выше, происходит переход вещества хромшпинелида из кристаллического состояния в аморфное.

Концентрическое зональное строение метаморфизованных зерен обнаруживается иногда и без травления в процессе полировки.

Колломорфная микротекстура указывалась и ранее. Так, в работе А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина (1937) «Минералогия Халиловских месторождений» (стр. 205, фиг. 25) приводится микрофотография колломорфных новообразований хромшпинелидов. Однако, поскольку нерудные минералы были в этом случае представлены супергенными карбонатами (магнезитом) и опалом, авторы допускают, что подобное разложение связано с поверхностными процессами выветривания.



Фиг. 7. Колломорфная микротекстура нацело метаморфизованного хромшпинелида. Месторождение Памбак. Снято в отраженном свете после травления парами крепкой азотной кислоты. Увелич. 40

Нерудный минерал в Памбакском месторождении представлен исключительно серпентином. Весьма редко здесь встречаются в шлифах даже останцы свежего оливина в серпентине. Это не позволяет связывать разрушение памбакских хромшпинелидов с поверхностными процессами. В шлифах этого месторождения обращает на себя внимание сравнительно большое количество мелких зерен сульфида, в частности — пентландита. Еще одной особенностью метаморфизованных хромшпинелидов этого месторождения является полное отсутствие силикатных выделений внутри их. Среди даже целиком метаморфизованных зерен не наблюдается разъедания и замещения серпентином и хлоритом. Объясняется это, видимо, особенностями химического состава этих руд.

По мере углубления процесса метаморфизма в данном случае идет уменьшение твердости новообразований. В слабо метаморфизованных зернах каймы обладают значительно меньшей твердостью, чем свежий хромшпинелид, и легко сполировываются крокусом в процессе полировки, но стальная игла их не царапает. Сильно метаморфизованные зерна легко царапаются стальной иглой.

Наконец, встречаются столь сильно метаморфизованные зерна, что царапаются медной иглой. Такие зерна особенно легко травятся парами крепкой азотной кислоты. Магнитных свойств таких зерен обычно применяемыми методами не удается установить.

Особое место занимает интересное Армутлинское месторождение Джильского массива, представленное нодулярными и вкрапленными рудами. Рудное тело обладает формой наклонновытянутого гнезда, длиной около 5 м. В нодулярных рудах этого месторождения метаморфические каймы, в отличие от таковых в рудах Кочкаранского и Ефимовского

месторождений, травятся парами крепкой азотной кислоты и не содержат силикатных включений. В отличие от памбакских руд, каймы обладают сильными магнитными свойствами и не столь сильно сошлифовываются в процессе полировки (фиг. 8).

На этой микрофотографии представлена часть нодуля хромита. Картина, как видим, ничем не отличается от обычного вкрапленного хромита. Промежутки между зернами выполнены антигоритом и хлоритом. Весьма интересно то, что нодули хромшпинелидов этого месторождения окружены обычно плотной темнозеленой, слегка просвечивающей в осколках каймой, мощностью от 1 до 3 мм (фиг. 9, слева). Изучение в прозрачном шлифе показало, что эти каймы образованы бесцветным хлоритом [1] с отчетливо выраженными фиолетовыми и бурыми аномальными цветами интерференции.



Фиг. 8. Каймы метаморфизованного хромшпинелида в нодулярных рудах месторождения Армутлы. Снято в отраженном свете после травления в парах крепкой азотной кислоты. Увелич. 30

В полированных шлифах довольно часто в этих каймах и в промежутках между зернами хромшпинелидов, слагающими нодули, встречаются мелкие зерна сульфидов.

В одном случае сульфид выполнял трещинку в зерне хромшпинелида. В окружающем серпентинизированном дуните, вмещающем нодули, сульфиды не встречались.

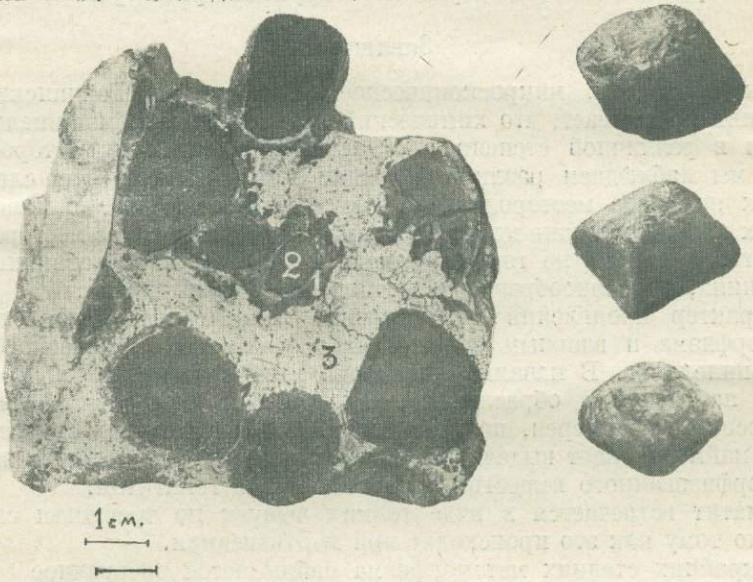
Совершенно аналогичные по внешнему виду каймы вокруг нодулярных выделений хромшпинелидов описывает А. Г. Бетехтин (1937, 192) в рудах Н.-Тагильского и Халиловского районов, но, в отличие от нашего случая, там эти каймы сложены серпентином. Образование их, по мнению А. Г. Бетехтина, «связывается с заключительным моментом проявления гидротермальной фазы, являющейся последним этапом собственно магматического процесса (но отнюдь не с процессом общей серпентинизации, наступившей позднее, в постмагматический период)».

Микроскопическое изучение и химический анализ хромшпинелида нодулей Халиловского района не обнаруживают даже следов метаморфизма,

[1] Определение подтверждено В. Н. Лодочниковым.

в то время как хромшпинелиды Армутлинских подулярных образований в значительной степени изменены. Естественно, что в процессе метаморфизма хромшпинелидов серпентин кайм мог легко перейти в хлорит, как это обычно наблюдается.

Другой особенностью гокчинских подулярных выделений хромшпинелидов является крайне интересная внешняя форма подулей. Обычная форма подулей сфероидальная или близкая к эллипсоидальной. Но часто эта форма нарушается, подули принимают угловатый облик. Среди таких неправильных угловатых форм встречаются, правда сравнительно редко, более правильные октаэдровидные формы с закругленными ребрами (фиг. 9, справа). При этом микроскопическое изучение показывает, что они не представляют кристаллов, а состоят из аггрегатов различно ориентированных зерен. Изучение условий нахождения их в приплифованных поверхностях штуфов убеждает в том, что такие формы могут возникнуть



Фиг 9. Подулярные выделения хромшпинелидов из месторождений Армутлы

Слева: *1* — хлоритовые оторочки вокруг подулей; *2* — подули с частично метаморфизованными хромшпинелидами; видно аггрегатное строение подулей; *3*—серпентинизированный дунит. Снято с приплифованного штуфа. $^4/_5$ нат вел. Справа: октаэдровидные формы подулей

в результате сжатия рудного тела в тот момент, когда подулярные выделения были еще в пластичном состоянии. Несложный эксперимент, заключающийся в сжатии большого количества шариков пластелина в тальковой массе, подтвердил образование октаэдровидных форм.

Кроме описанных типичных реакционных кайм встречаются каймы обрастания зерен хромшпинелидов магнетитом. Последний выделяется, повидимому, при серпентинизации более богатых железом оливинов и пироксенов. В пределах наших массивов эти явления обрастания наблюдаются редко и главным образом в перидотитах вокруг акцессорных зерен хромшпинелидов. В полированных шлифах эти каймы легко распознаются по более светлой окраске, зазубренным контурам и меньшей твердости.

На этом мы заканчиваем описание наиболее интересных явлений метаморфизма хромшпинелидов в Гокчинских месторождениях.

Детальное изучение этих месторождений заставляет нас связывать метаморфизм хромшпинелидов с процессом общей серпентинизации основных пород, проявившейся здесь весьма энергично. Вероятно, постмагматическая

деятельность серпентиновых растворов, связанных с ультраосновной интрузией, явилась причиной метаморфизма хромшпинелидов.

В изученном районе нет фактов, заставляющих связывать эти изменения хромшпинелидов с какими-либо другими процессами гидротермальной деятельности, в частности с гидротермами габбровых и диоритовых жильных пород (Кашин, 1937). Так, например, в районе Кочкаранского месторождения, где эти породы развиты наиболее широко, степень метаморфизма руд в общем слабая. Крайние стадии метаморфизма мы наблюдаем лишь в чрезвычайно маломощных прожилках хромита в 1—2 см. В более мощных телах хромит почти не изменен. На ряду с этим в ряде других месторождений, в частности в Ефимовском, где метаморфизм проявился очень сильно, вблизи нет вовсе никаких жильных пород. Обращает на себя внимание довольно частое присутствие в серпентиновой массе зерен сульфида, что указывает на некоторые особенности серпентинизирующих растворов.

Заключение

Таким образом, микроскопическое изучение руд Гокчинских месторождений показывает, что химический метаморфизм хромшпинелидов проявился в различной степени в отдельных массивах и месторождениях. Здесь мы наблюдаем различные стадии метаморфизма — от слабо измененных руд ряда месторождений Инекдагского массива до нацело измененных и даже частично переотложенных руд (Ефимовское месторождение). При этом различна не только степень метаморфизма в различных месторождениях, но разнообразны и проявления метаморфизма.

Характер проявлений метаморфизма зависит, вероятно, от степени метаморфизма и главным образом от особенностей химического состава хромшпинелидов. В начальных стадиях метаморфизма зерен хромшпинелидов наблюдается образование маломощных непросвечивающих кайм и полосок внутри зерен, по трещинкам. В более сильных стадиях внутри таких кайм начинает выделяться хлорит, и иногда наблюдается замещение метаморфизованного вещества хромшпинелидов гематитом.

Гематит встречается в виде тонких чешуек по трещинам спайности, подобно тому как это происходит при мартитизации.

В крайних стадиях метаморфизма наблюдается энергичное замещение серпентином и хлоритом ранее измененного хромшпинелидового вещества.

Это замещение проявляется либо по трещинам спайности в зернах, образуя в плоскости шлифа «скелетные» образования, либо в виде обилия мелких включений, образуя губкоподобную массу. Центральные участки зерен при этом обычно разъедаются энергичнее.

Наиболее интересной особенностью некоторых метаморфических кайм является то, что они травятся парами концентрированной азотной кислоты, обнаруживая в нацело измененных зернах колломорфную микротекстуру. Это доказывает, что при метаморфизме хромшпинелидов минеральные новообразования обладают свойствами аморфного вещества.

Что же касается причин метаморфизма, то исследования в нашем районе подтверждают существующие мнения, что химические изменения в хромшпинелидах связаны с процессом общей серпентинизации вне какой-либо связи этих изменений с жильными дериватами ультраосновной магмы. Более частое присутствие в серпентине наших руд мельчайших зерен сульфидов свидетельствует, возможно, о несколько особом составе серпентинизирующих растворов в нашем случае, по сравнению с описанными для Уральских месторождений хромитов.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. Зап. Ленингр. горн. инст., 1934, *8*, 31—36.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., изд. Акад. Наук, 1937.

Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Ю. Урале. Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., Изд. Акад. Наук, 1937.

Вахромеев С. А. Хромиты Урала и их классификация. Свердлгиз, 1935.

Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Ю. Урале). Сб. «Хромиты СССР», т. I, М., Изд. Акад. Наук, 1937.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

В. П. Логинов, Н. В. Павлов, Г. А. Соколов. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале 5

С. А. Кашин и В. Л. Федоров. Хромитовые месторождения Хабарнинского ультраосновного массива 199

А. Г. Бетехтин. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале 285

Г. А. Соколов. Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов 341

Н. В. Лазарев. Химический анализ хромитов 355

А. А. Луйк. О явлениях метаморфизма хромшпинелидов некоторых месторождений Закавказья 363

Редактор изд-ва Н. Н. Долгополов

Технический редактор А. П. Дронев. Корректор В. Г. Богословский.

Сдано в набор 22/III 1940 г. Подписано к печати 19/X 1940 г. Формат 70×108 1/16. Объем 23 1/2 п. л. и 2 вкл. В 1 п. л. 58 000 печ. зн. Уч.-изд. л. 33,03 Тир. 1500 экз. А29730. РИСО № 1326.
АНН № 1572

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста „Полиграфкнига". Москва, Валовая, 28. Заказ № 1434.

Отпечатано с готовых матриц в киевской типографии Оборонгиза, Крещатик, 42. Зак. № 262.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	*Строка*	*Напечатано*	*Следует*
21	25 снизу	амфигастингситовой группы	амфибола гастингситовой группы
37	4-я после таблицы	хромитовый хлорит	хромовый хлорит
125	10 сверху	(см. фиг. 92, 93)	(см. фиг. 94, 95)
155	22 сверху	(фиг. 5)	Не читать
183	13 снизу	фиг. 45	фиг. 31
209	20 снизу	фиг. 3	фиг. 5
210	8 сверху	фиг. 6	фиг. 1
232	заголовок табл. 7	пироксена [1]	пироксенита [1]
359	3 снизу	0 01 мл ванадия	0.01 мг ванадия

Стр. 209, 212, 224 и 251 ссылки на фиг. 3 — читать фиг. 4.

Стр. 166 (стк. 20 сн.) и 171 (стк. 24 св.) ссылки на табл. 19 — читать табл. 21.

Хромиты СССР, том II. Зак. № 262.

Цена 20 р.

678