

С. С. ЗИМИН

ПАРАГЕНЕЗЫ  
ОФИОЛИТОВ  
И  
ВЕРХНЯЯ  
МАНТИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С. С. ЗИМИН



ПАРАГЕНЕЗЫ  
ОФИОЛИТОВ  
И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

690



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1973



**С. С. З и м и н. «Парагенезы офиолитов и верхняя мантия».**

В монографии освещены закономерности геологического размещения и формирования различных формаций гипербазитов и сопутствующих им габброидов складчатых зон Дальнего Востока и других областей Тихоокеанского пояса. Подробно рассмотрены состав, парагенезы и условия образования акцессорных, раннемагматических и гистеромагматических хромитов, связанных с комплексами ультраосновных и основных пород и оливниновыми включениями в базальтах и кимберлитах. Показано, что хромшпинелиды являются индикаторами генезиса и перспектив рудоносности заключающих их массивов магматических пород. На основе анализа устойчивых во времени и пространстве парагенезов, комплексов офиолитов освещены особенности состава верхней мантии (палеомантии) складчатых областей.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, в частности занимающихся проблемами магматизма, оруденения и верхней мантии. Табл. 69. Илл. 75. Библ. 245 назв.

*Кузнецову Юрию Алексеевичу,  
петрологу и учителю,  
посвящается*

## ВВЕДЕНИЕ

К офиолитам, как известно, относится ассоциация пород, состоящая из зеленокаменных эффузивов, гипербазитов и габброидов, характерная для геосинклинальных областей и знаменующая ранние этапы их прогибания (Steinmann, 1905, 1926). Благодаря этому, а также комплексу полезных ископаемых (хром, никель и др.) офиолиты, пользующиеся широким распространением в складчатых поясах мезозоя и палеозоя, а также в кристаллических массивах и фундаменте платформ докембрия, издавна привлекали внимание исследователей. Опираясь на них, как на своеобразные реперы, исследователь может успешно решать сложные задачи по расшифровке структуры и истории развития древних геосинклиналей, эволюции магматизма и земной коры.

В работе рассматриваются особенности состава и генезиса офиолитов Дальнего Востока, показано их возможное значение для решения некоторых аспектов проблемы верхней мантии. Главное внимание автором уделено интрузивным офиолитам — гипербазитам и габброидам, — поскольку они, по сравнению с вулканитами, характеризуются большей сохранностью и возможностью изучить их первичные минералы — основные носители информации о генезисе пород.

Исторически сложилось, что гипербазиты, габброиды и вулканиты офиолитовых серий магматических пород, выделенных еще Штейнманном, длительное время изучались петрологами обособленно. По-видимому, не случайно А. Миаширо (Miyashiro, 1966) сетовал, что «Концепция офиолитов признается полевыми геологами, но не петрологами. Петрологи обычно предпочитают не замечать эти тесные полевые ассоциации». На этой основе, а также по новым наблюдениям, обнаружившим тектонический характер контактов массивов серпентинитов с вмещающими породами и отсутствие в последних следов контактового метаморфизма, родилась проблема генезиса гипербазитов, которая в разных вариантах обсуждалась ранее и продолжает находиться в центре внимания в настоящее время.

Н. Л. Боуэн (Bowen, 1928) полагал, что гипербазиты образуются из «магмы», представляющей смесь кристаллов оливина и небольшого количества межзерновой жидкости с горячим водяным паром. Позже Г. Хесс (1939, Hess, 1938) пришел к выводу,

что эти образования возникают из магмы, богатой водой, имеющей состав серпентина, характеризующейся низкой температурой и возникающей в результате плавления перидотитового субстрата.

Большинство исследователей (Лодочников, 1936; Соколов, 1948; Павлов, 1949; Бетехтин, 1942; Кропоткин, 1953; Кузнецов и др., 1955, 1958; Михайлов, 1966), детально изучавшие гипербазиты, считали их магматическими образованиями, возникшими при кристаллизации ультраосновной магмы. В. Ф. Морковкина (1967) полагает, что массивы рассматриваемых здесь пород формируются путем кристаллизации из перидотитовой магмы на глубине 10—15 км. В дальнейшем они оказываются выжатыми вверх в твердом состоянии под влиянием тектонических движений. Д. С. Штейнберг и И. С. Чашухин (1971, стр. 1199) пришли к выводу, что «...дуниты и гарцбургиты, наблюдаемые на современном эрозионном срезе и в скважинах, представляют собой гранобластические породы, полностью перекристаллизованные в условиях высоких давлений и низких температур на достаточно больших глубинах». Первоначальная природа гипербазитов предполагается магматической.

Н. Л. Боуэн и О. Ф. Туттл (1950) экспериментально показали, что под влиянием водяного пара, нагретого до температуры выше 400° и недосыщенного кремнекислотой, могут формироваться жильные тела дунитов за счет перидотитов и пироксенитов. Наоборот, при действии пара, насыщенного кремнекислотой, возможно образование пироксенитов и перидотитов за счет дунитов.

А. Миаширо (Miyashiro, 1966, стр. 46) пришел к выводу, что тела серпентинитов могут возникнуть при метаморфизме вулканических пород типа пикритов, и поэтому гипербазиты могут иметь метаморфогенное происхождение.

В последние годы был выдвинут ряд новых гипотез о генезисе гипербазитов. Они рассматриваются как протрузии верхней мантии в земную кору (Книппер и др., 1967; Москалева, 1963). Особенно оживленно вопрос обсуждается при объяснении геологической природы «альпийского меланжа», прослеживающегося на большие расстояния в зонах Альпийской складчатости вдоль линий крупнейших нарушений и представляющего механическую смесь из тел различных пород: перидотитов, серпентинитов, габбро-диабазов, радиоларитов, красных кремнистых глин, шаровых лав, среди которых встречаются блоки амфиболитов, хлоритовых и актинолитовых сланцев, известняков и песчаников, содержащих юрскую или меловую фауну. Для меланжа характерно повсеместное и очень сильное смятие и дробление пород. Все прослои и тела твердых пород (Пейве, 1969) мелко раздроблены, будинированы и нередко тектонически закатаны в более пластичной массе пород.

Гипербазиты, габбро, а также шаровые лавы, являющиеся неременной составной частью меланжа, многими исследователями

(Dubertret, 1953; Aubouin, 1961; Brunn, 1954) рассматривались как дифференциаты родоначальной магмы, которые под влиянием тектонических движений оказались впоследствии дислоцированными и перемешанными с радиоляритами и другими осадочными и метаморфическими породами, так что их взаимоотношения становятся запутанными и непонятными.

В последнее время гипербазиты, габброиды и вулканиты (диабазы и спилиты) в разрезах меланжа Альпийских зон стали считаться фрагментами океанической коры геологического прошлого, тектонически выжатые к поверхности по глубинным разломам — сдвигам, сбросам и особенно шарьяжам (Пейве, 1969; Книппер, 1970). По мнению В. Г. Казьмина (1971), гипербазиты в разрезах меланжа не имеют какой-либо генетической связи с вулканитами и габброидами и представляют всего лишь протрузии верхней мантии, возникшие, как и сам меланж, в результате тектонического сжатия рифтовых структур красноморского типа.

Таким образом, гипотез о происхождении гипербазитов более, чем достаточно, даже если отвлечься от представлений Н. Л. Боуэна, О. Ф. Туттла (1950) и А. Миаширо, справедливых в отношении генезиса отдельных тел ультраосновных пород. Проблема генезиса их, по-видимому, как и любая другая проблема в области геологии, должна решаться с учетом всей совокупности данных, касающихся обсуждаемого объекта.

Настоящая работа составлена, в первую очередь, по материалам автора, полученным им в результате многолетнего изучения гипербазитов и связанных с ними габброидов. В основу исследований был положен формационный принцип (метод) изучения магматических пород, разработанный Ю. А. Кузнецовым (1964). Использовался также метод парагенетического анализа минералов, предложенный Д. С. Коржинским (1957) и развитый А. А. Маракушевым (1965).

В процессе исследований выяснилось, что для решения некоторых наиболее общих и принципиально важных вопросов, касающихся выяснения геологической природы гипербазитов и проблемы верхней мантии, помимо формационного анализа необходима разработка самостоятельного направления в петрологии — анализа парагенезов магматических комплексов. Под парагенезом в рассматриваемом случае автором понимается устойчивое сонахождение родственных комплексов изверженных пород, повторяющееся во времени и пространстве. Комплексы, составляющие парагенез, могут быть представлены только интрузивными или эффузивными образованиями, либо теми и другими. Понятие о парагенезе, как видно, почти целиком заимствовано из широко известной работы Ю. А. Кузнецова (1964) с тем отличием, что в последней оно сформулировано применительно к представлению о магматической формации.

С позиций метода парагенезов магматических комплексов, начала которого в Союзе были заложены ранее в трудах

М. А. Фаворской (1956), Г. Д. Афанасьева (1963), особенно Е. К. Устиева (1963) и Ю. А. Кузнецова (1964), а также М. Г. Руб (1968), отдельный комплекс пород трактуется как часть парагенеза родственных магматических ассоциаций, развитых в той или иной структурно-фациальной зоне и характеризующихся сопряженностью во времени, пространстве, а также по составу и генезису. Последовательное применение анализа парагенезов магматических комплексов к исследованию, например, офиолитов, позволяет по-иному подойти к решению ряда сторон проблемы верхней мантии и наметить самостоятельное петрологическое направление, центральной задачей которого является выяснение состава и эволюции палеомантии, существовавшей до заложения эвгеосинклиналей в различных сегментах Земли.

Работа состоит из трех глав. В первой дано описание геологии, петрографии и минералогии интрузивных офиолитов. Во второй рассматриваются некоторые вопросы физико-химических условий и закономерности образования минеральных парагенезов различных типов гипербазитов, а также хромитов, связанных не только с офиолитовыми, но и с расслоенными базитовыми комплексами пород (Бушвельдский массив и др.). В третьей главе обсуждаются геологические условия формирования различных офиолитов и рассматривается анализ парагенезов их магматических комплексов как метод решения наиболее общих аспектов проблемы верхней мантии и генезиса формаций изверженных пород.

В работе приняты следующие символы минералов:

Ol — оливин	Hb — роговая обманка	Zr — циркон
Cr — хромит	Pg — паргасит	Clch — клинохлор
Sp — шпинель	Br — бронзит	Ep — эпидот
Hu — гиперстен	Pl — плагиоклаз	Sphe — сфен
Di — диопсид	Trt — тремолит	Atg — антигорит
Aug — авгит	Gr — гранат	ChrI — хризотил
Mt — магнетит	Tlk — тальк	Pr — пренит

Для характеристики состава минералов рассчитывались:

железистость 
$$\left( f = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}} \right),$$

общая железистость 
$$\left( f_o = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100 \right),$$

хромистость 
$$\left( I' = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 \right),$$

глиноземистость 
$$\left( I' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 \right),$$

отношение 
$$f' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$$

В работе приводятся свыше 200 химических анализов пород и минералов.

Автор особо признателен Ю. А. Кузнецову, А. А. Маракушеву, И. Н. Говорову, А. М. Смирнову, советами которых он систематически пользовался. Работа проводилась в Дальневосточном геологическом институте, директором которого — Е. А. Радкевич, а также Н. П. Васильковским и В. Г. Моисеенко оказывалось постоянное содействие и большое внимание.

Неоценимую помощь автору при полевых геологических исследованиях оказали С. А. Щека, Г. Н. Старков и Р. А. Октябрьский. Выполнению работы способствовали также П. Е. Бевзенко, С. А. Коренбаум, Б. Л. Залищак, А. М. Ленников, химики Ж. А. Макарова, З. Л. Мукосеева, Н. М. Шурова; лаборанты В. Г. Судзеловская, К. И. Ракитина, Э. С. Нестерова. Приношу искреннюю благодарность указанным выше сотрудникам. Автор признателен также Н. В. Павлову, Д. С. Штейнбергу, И. Ф. Романовичу, Л. Л. Перчуку, В. В. Золотухину, В. Ф. Морковкиной за ценные советы и замечания, которые были сделаны ими при ознакомлении с рукописью.

## ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОФИОЛИТОВ

Исследованиями последних лет на Дальнем Востоке обнаружены различные по составу, возрасту и металлогении формации ультраосновных и основных пород (Маракушев, 1966; Зимин и др., 1965, 1966; Ленников, 1968; Щека, 1969). Схема распределения их в различных регионах приведена в табл. 1, из которой видно, что в складчатых районах Дальнего Востока, начиная с раннего протерозоя, широко распространены гипербазиты, которые по составу образуют три формации:

- 1) дунит-гарцбургитовую,
- 2) дунит-верлит-пироксенитовую и
- 3) оливинит-верлитовую.

Формации различаются также по металлогении. Формации повторяются во времени и пространстве и наряду с предшествующими им вулканитами и сопровождающими их габброидами образуют три группы офиолитовых серий магматических пород, знаменующие специфику начальных этапов развития геосинклинальных областей и эволюцию состава верхней мантии.

### ГИПЕРБАЗИТЫ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ГАББРОИДЫ

К рассматриваемой группе офиолитов автором относятся эвгеосинклинальные интрузивные комплексы ультраосновных и основных пород, в которых преобладают дуниты и гарцбургиты, превращенные большей частью в серпентиниты. В Сихотэ-Алине они известны благодаря исследованиям М. Г. Золотова, П. П. Сушкова, Е. Б. Бельтенева, К. Ф. Прудникова, А. И. Юдина, В. Н. Плиева, В. Н. Яковлева, Н. А. Беляевского, С. А. Коренбаума, С. А. Щеки, И. А. Шехоркина, Э. П. Изоха, В. В. Буссе, В. М. Чмырева, В. В. Русса, Р. А. Октябрьского, Г. Н. Старкова и многих др. В Китае они изучались А. М. Смирновым и А. А. Толоком. Автором эти породы исследовались на севере Корейского полуострова и во всех районах Сихотэ-Алиня. Геологические условия их залегания показаны на рис. 1.

Офиолиты рассматриваемой группы на юге Дальнего Востока разновозрастны и распространены в различных районах. Наиболее древние раннепротерозойские и рифейские офиолиты (Смирнов, 1965) находятся в пределах Мало-Хинганского и Фэншуйлинского кристаллических массивов северо-восточной части Китая. Раннепалеозойские породы залегают на площади Ханкайского массива в Приморье, позднепалеозойские — в Северной Корее, где они размещаются в зоне сочленения Сино-Корейского щита и складчатой области позднего палеозоя. В Сихотэ-Алине к офиолитам рассматриваемой группы относятся интрузивные комплексы ранней перми, распространенные в бассейнах рек Бикин, Тудо-Вака, Улахэ, и мезозойские комплексы бассейна р. Хунгари.

Рис. 1. Схема размещения гипербазитов юга Дальнего Востока (тектоническая основа составлена по данным А. М. Смирнова, 1963; И. И. Берсенева, 1959; тектонической карты Дальнего Востока, 1954 г.)

- 1 — древние кристаллические массивы (I — Сино-Корейский, II — Ханкайский, III — Кентэйский);
- 2 — Лаозлин-Гродековская область позднепалеозойской складчатости;
- 3 — Главный синклиниорий мезозоя — Сихотэ-Алиня (IV), Даубихинская синклиналиная зона позднего палеозоя — мезозоя (V), Горинский синклиниорий позднего мезозоя (VI);
- 4 — антиклинии позднего палеозоя (VII — Главный Сихотэ-Алинский, VIII — Надаьхад-Бикинский, IX — Хехцирский);
- 5 — Восточный и Западный вулканические пояса позднего мезозоя и кайнозоя Приморья;
- 6 — северная часть Амуро-Сунгаринского прогиба позднего мезозоя;
- 7 — Южно-Приморская зона мезозойской складчатости;
- 8 — глубинные разломы;
- 9 — ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации ( $Pz_2, Mz_1$ );
- 10 — ультраосновные породы дунит-вердит-пироксе и т о в о й формации ( $R_1$ );
- 11 — ультраосновные породы оливинит-верлитовой формации ( $Pz_3$ );
- 12 — габброидные массивы ( $Pz_2, Pz_3$ );
- 13 — сильно дифференцированные вулканы ( $Pz_3$ );
- 14 — Дахэчжэньский выступ рифейских пород

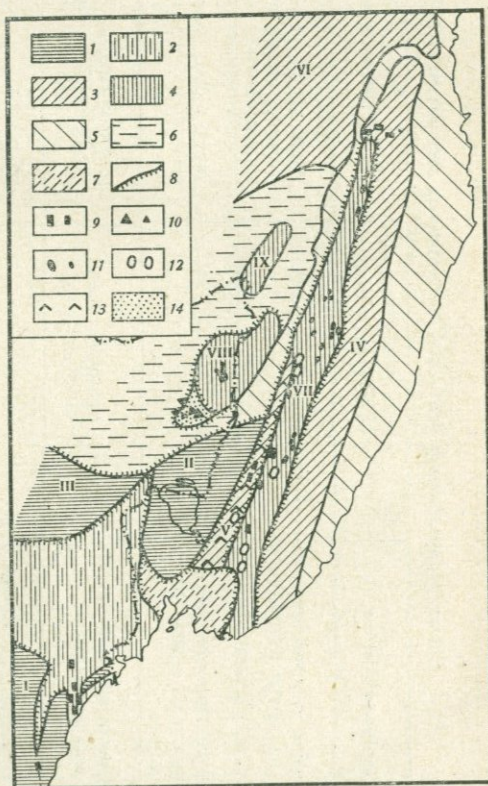


Таблица 1

## Схема распределения формаций интрузивных гипербазитов и базитов юга Дальнего Востока

Складчатый регион	Формация	Парагенез пород	Полезные ископаемые	Возраст
Наннимский кристаллический массив на севере Корейского п-ва	Габбро-амфиболитовая	Метагаббро, габбро-нориты, нориты, амфиболиты, изредка пироксениты		Ar
Область раннепротерозойской складчатости на севере Корейского п-ва	» »	Метагаббро, амфиболиты, реже метагаббро-нориты	Железистые кварциты Мусана	Pt <sub>1</sub>
Мало-Хинганский кристаллический массив Китая	Дунит-гарцбургитовая	Антигоритовые, реже хризотилловые серпентиниты	Тальк, асбест	Pt <sub>1</sub>
Фэншуйлинский кристаллический массив Китая	» »	Антигоритовые, реже хризотилловые серпентиниты	» »	R <sub>1</sub>
Зона протерозойского образования Алданского щита	1. Габбро-амфиболитовая	1. Метагаббро, амфиболиты, реже пироксениты	1. Руды железа, титана, никеля	Pt <sub>1</sub>
	2. Анортзитовая	2. Анортзиты, габбро-нориты, нориты, оливиниты	2. Руды никеля, меди	Pt <sub>1</sub>
	3. Дунит-троктолитовая	3. Дуниты, троктолиты, габбро-нориты	3. » » »	Pt <sub>2</sub>
	4. Горнblendит-кортландитовая	4. Кортландиты, горнblendиты, габбро		Pt <sub>2</sub>

Таблица 1 (окончание)

Складчатый регион	Формация	Парагенез пород	Полезные ископаемые	Возраст
Ханкайский массив	1. Габбро-амфиболовая 2. Дунит-гарцбургитовая	1. Метагаббро, амфиболиты 2. Серпентиниты и тальковые породы с карбонатом	Тальк, карбонат	Pt <sub>1</sub> Pz <sub>1</sub>
Дахэжэньский выступ кристаллических пород	Дунит-верлит-пироксенитовая	Дуниты, верлиты, пироксениты, серпентиниты (антигоритовые, реже хризотилловые), тальковые породы	Тальк, асбест, хромиты	R <sub>1</sub>
Суйфуно-Туманганская складчатая область	Дунит-гарцбургитовая	1. Дуниты, гарцбургиты, антигорит, тальковые и хлоритовые породы 2. Кортландиты, горнблендиты, габбро, амфиболовые породы	Хромит (оруденение), тальк, медь, никель (оруденение), медь, никель	Pz <sub>3</sub> Pz <sub>3</sub>
Надanhада-Бикинская складчатая область	Оливинит-верлитовая	Оливиниты, верлиты, диаллагиты, реже горнблендиты, серпентиниты, тальковые породы	Тальк. Россыпи ильменита и титаномагнетита	Pz <sub>3</sub>
Сихотэ-Алинская складчатая область	1. Габбро-плагиогранитная 2. Оливинит-верлитовая 3. Дунит-гарцбургитовая 4. Дунит-гарцбургитовая 5. Габбро-диабазовая	1. Габбро-диориты, амфиболиты, плагиограниты 2. Оливиниты, верлиты, диаллагиты, реже лерцолиты, гарцбургиты, реже горнблендиты 3. Дуниты, гарцбургиты, серпентиниты, лерцолиты 4. То же 5. Габбро, диабазы, реже пироксениты, верлиты	Ильменит, титаномагнетит Тальк, асбест » »	Pz <sub>2</sub> Pz <sub>3</sub> Pz <sub>3</sub> T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub> Pz <sub>3</sub>

Офиолиты этого кристаллического массива в Китае пространственно и во времени связаны с докембрийскими метаморфическими сланцами и по возрасту относятся к раннему протерозою. Единичные интрузивы их находятся также на площади Кэнтэйского кристаллического массива. Гипербазиты этих регионов, как считает А. М. Смирнов (1963), являются наиболее древними на юге Дальнего Востока. Специальных исследований основных и ультраосновных пород этих интрузий не проводилось и поэтому они будут охарактеризованы кратко.

Гипербазиты кристаллических массивов Китая, по данным А. М. Смирнова, образуют мелкие интрузивные тела, площадью до 5 км<sup>2</sup>, которые имеют форму линз или штоков. Они сложены зелеными аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами из антигорита, среди которых встречаются серпентинизированные, оталькованные и амфиболизированные гарцбургиты, амфиболовые и тальковые породы с вермикулитом. Серпентиниты сопровождаются более поздними и мелкими интрузиями диабазов и габбро-диабазов.

В пределах Мало-Хингана выделяются северная и южная зоны гипербазитов, залегающие среди кристаллических сланцев раннего протерозоя (рис. 2). Гипербазиты здесь приурочены к антиклинальным складкам вмещающих пород, имеющих северо-восточное простирание.

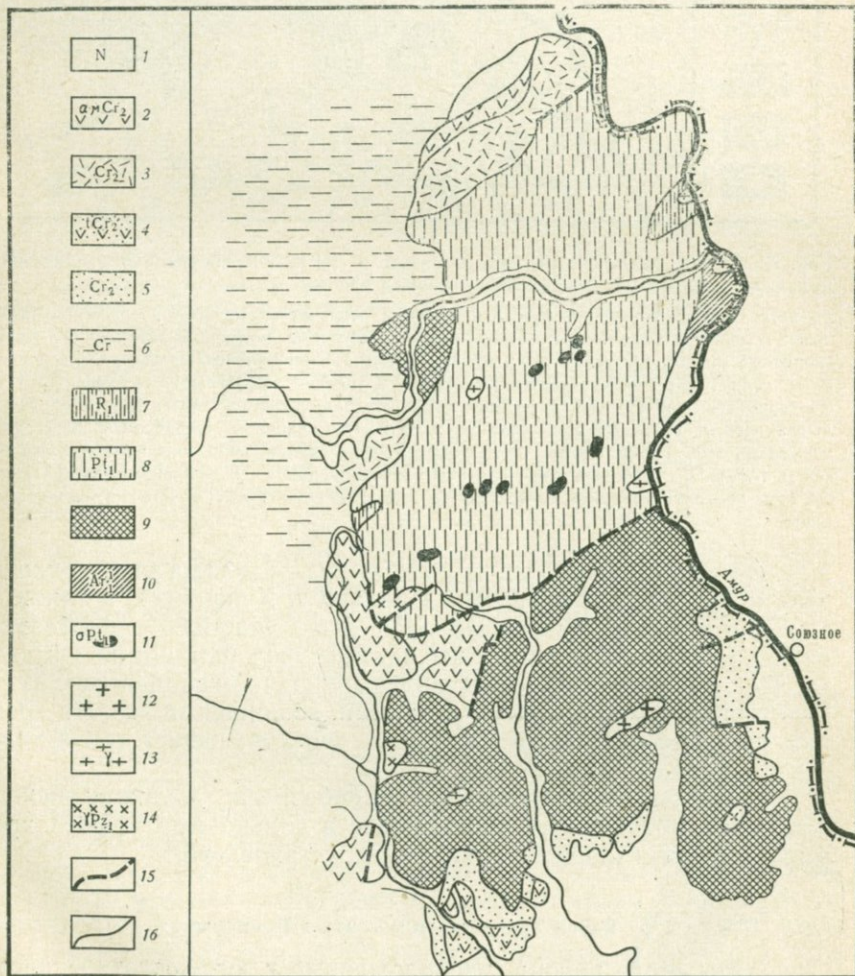
Северная зона имеет протяженность 10 км. В ней находятся три небольших массива, представленных антигоритовыми серпентинитами. Южнее, в 12 км расположена южная гипербазитовая зона, протяженностью 35 км. В ней имеются восемь мелких интрузивов антигоритовых серпентинитов, в разной степени оталькованных и амфиболизированных.

На самом юге Мало-Хинганского кристаллического массива, в районе г. Илань, известно 12 массивов ультрабазитов. Они приурочены к полю пород бамяньгунской свиты, отделенному от архейских кристаллических сланцев крупным дизъюнктивным нарушением. Ультрабазиты здесь также образуют две зоны: северную и южную. Северная гипербазитовая зона, протяженностью 20 км (рис. 3), имеет восток-северо-восточное простирание. Она содержит шесть линзовидных тел антигоритовых серпентинитов, которые в разной степени оталькованы и амфиболизированы. В южной гипербазитовой зоне, протяженностью 20 км, имеется пять небольших массивов серпентинитов, среди которых к западу от г. Боли обнаружены разности, содержащие вермикулит. Эта зона разорвана рядом нарушений северо-западного направления.

Гипербазиты малохинганского комплекса встречаются еще в ряде мест. Небольшой массив серпентинитов расположен к

Рис. 2. Схема размещения гипербазитов на площади Мало-Хинганского кристаллического массива Северо-Востока Китая

1 — неогеновые отложения (N); 2 — дацитовые и андезитовые порфириды ( $\alpha\mu Cr_2$ ); 3 — осадочно-вулканогенные породы ( $Cr_2$ ); 4 — вулканогенно-осадочные и эффузивные породы разного состава ( $tCr_2$ ); 5 — конгломераты, песчаники, алевролиты, угли ( $Cr_2$ ); 6 — нерасчлененные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы ( $Cr$ ); 7 — серицитовые, хлоритовые сланцы и кварциты бамяньтунской свиты ( $R_1$ ); 8 — амфиболиты, гнейсы, мраморы, железистые кварциты ( $Pt_1$ ); 9 — биотитовые, альмандиновые, гиперстеновые, графитовые гнейсы, мигматиты, доломитовые мраморы, амфиболиты машаньской свиты ( $Ag_2$ ); 10 — альмандиновые силлиманитовые гнейсы, доломитовые мраморы, железистые кварциты шуаньяшаньской свиты ( $Ag_1$ ); 11 — антигоритовые серпентиниты ( $\sigma Pt_1$ ); 12 — лейкократовые граниты ( $\gamma tP$ ); 13 — нерасчлененные граниты ( $\gamma$ ); 14 — трондьемиты ( $\gamma Pz_1$ ); 15 — разломы; 16 — геологические границы



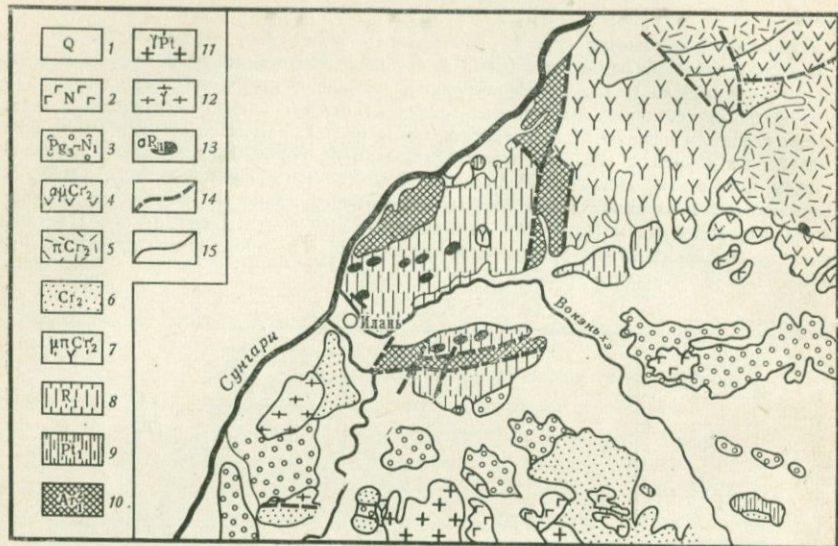


Рис. 3. Схема размещения гипербазитов в западной части Фэншуйлинского кристаллического массива Северо-Востока Китая

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — базальты нерасчлененные (N); 3 — палеоген-неогеновые отложения (Pg<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>); 4 — дацитовые и андезитовые порфиры ( $\alpha$  C<sub>2</sub>); 5 — нерасчлененные кислые эффузивы и их туфы (л C<sub>2</sub>); 6 — нерасчлененные песчаники, алевриты, угли (C<sub>2</sub>); 7 — нерасчлененные кислые и средние эффузивы и их туфы ( $\mu$  C<sub>2</sub>); 8 — серицитовые и хлоритовые сланцы, кварциты бамьянтунской свиты (R<sub>1</sub>); 9 — двуслюдяные гнейсы, спессаритовые сланцы, железистые кварциты, амфиболиты (P<sub>t1</sub>); 10 — альмандиновые, гиперстенные, графитовые гнейсы, доломитовые мраморы машаньской свиты (Ar<sub>2</sub>); 11 — лейкократовые граниты, аляскиты ( $\gamma$  P<sub>t</sub>); 12 — нерасчлененные граниты ( $\gamma$ ); 13 — антигоритовые серпентиниты ( $\sigma$  R<sub>1</sub>); 14 — разломы; 15 — геологические границы

юго-востоку от г. Иланя, в районе дер. Саньдаоган. Аналогичные интрузивы наблюдаются в районе г. Хунаньина, а также к юго-востоку от г. Бамьянтуня. На этих участках гипербазиты пространственно связаны с выходами пород бамьянтунской свиты. Породы последней представлены слюдяно-кварцевыми, актинолитовыми и хлоритовыми сланцами, возникшими за счет древних глинисто-кремнистых сланцев, чередовавшихся с пластами зеленокаменных эффузивов.

В большинстве массивов гипербазитов малохинганского комплекса установлена вкрапленность сильно окисленного хрома. Крупных концентраций его не установлено.

#### Район Ханкайского массива в Приморье

Офиолиты этого района, расположенные в юго-восточной части Ханкайского массива, были изучены С. А. Коренбаумом и С. А. Щекон (1962). По данным названных выше исследовате-

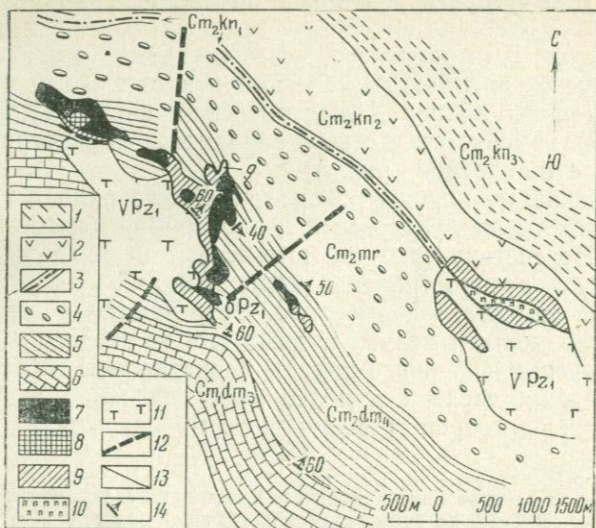


Рис. 4. Схема геологического строения района Дмитриевского тальково-магнетитового месторождения

1—3 — кюррингская толща: 1 — верхний горизонт — серицитовые и кварцево-серицитовые сланцы, линзы кремнистых пород ( $Cm_2Kn_3$ ), 2 — средний горизонт — эффузивы и туфы основного состава ( $Cm_2Kn_2$ ), 3 — нижний горизонт — алевролиты с серицитовым цементом ( $Cm_2Kn_1$ ); 4 — меркушевская свита — конгломераты с песчаниками и алевролитами ( $Cm_2mr$ ); 5, 6 — дмитриевская свита; 5 — четвертая подсвита — переслаивающиеся известняки, эффузивы основного, среднего и кислого состава, туфы, туфогенно-осадочные породы ( $Cm_2dm_4$ ); 6 — третья подсвита — известняки с редкими горизонтами серицитовых сланцев ( $Cm_2dm_3$ ); 7 — тальково-карбонатные породы; 8 — кварцево-карбонатные породы. Интрузивные породы: 9 — серпентиниты ( $\sigma Pz_1$ ), 10 — пироксениты ( $Pz_1$ ), 11 — габбро ( $v Pz_1$ ); 12 — тектонические нарушения; 13 — геологические границы; 14 — элементы залегания пород

лей, офиолиты приурочены к северо-восточному крылу антиклинальной складки, сложенной осадочными и эффузивными образованиями нижнего и среднего кембрия. Возраст гипербазитов, по данным Н. А. Беляевского (1955<sub>1</sub>) и И. А. Шехоркина (1960), является раннепалеозойским, поскольку они прорывают нижний кембрий и встречаются в гальке среднекембрийских пород.

Гипербазиты образуют ряд мелких линзовидных в плане массивов, площадью до 0,7 км<sup>2</sup>, которые прорывают вмещающие нижнекембрийские известняки, эффузивы и залегают в них под углами 60—70° с падением на северо-восток; иногда это весьма мелкие, мощностью 15—20 м, линзы и дайки. Большинство массивов представлено серпентинитами, с которыми местами ассоциируют габбро и диабазы, являющиеся более поздними образованиями по сравнению с ультраосновными разностями. Все эти породы образуют зону офиолитов, протягивающуюся в северо-западном направлении на расстояние около 30 км; она при-



урочена к узкому прогибу, сложенному зеленокаменными породами.

На участке Дмитриевского месторождения тальково-магнетитового камня гипербазиты залегают в месте, где простирание складок вмещающих пород дмитриевской свиты (Коренбаум, Щека, 1962) изменяется с северо-западного, характерного для района, на субширотное (рис. 4).

Ультраосновные породы рассматриваемого района представлены в основном аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. По составу они — антигоритовые и реже лизардитовые. Широко распространены карбонатно-тальковые породы, образующие самостоятельные тела. Встречаются и хромиты в виде вкрапленности и мелких рудных тел, не имеющих промышленного значения. Основные породы представлены габбро и диабазами, в разной степени измененными под влиянием автотасоматоза и растворов гранитоидного происхождения.

**Зона сочленения Сино-Корейского кристаллического массива  
и Суйфуно-Туманганской складчатой области  
верхнего палеозоя**

Большая часть гипербазитов этой зоны (11 массивов) расположена в КНДР и лишь один интрузив находится в приграничном районе Китая. В КНДР эти породы встречаются в основном в провинции Северный Хамген и расположены севернее г. Чхончжина (Зимин и др., 1966). Кроме того, они известны в районе г. Кильчжоу (небольшой массив среди графитовых пород на месторождении Обок) и дер. Лидин (мелкие тела типа даек).

Большинство пород рассматриваемой зоны находятся севернее г. Чхончжина и залегают среди геосинклинальных вулканогенно-осадочных образований позднего палеозоя. Интрузивы их располагаются вблизи контактов осадочных и вулканогенных толщ и приурочены к крупным дизъюнктивным нарушениям зоны зубчатого сочленения позднепалеозойской геосинклинальной области и Сино-Корейского щита (рис. 5). Позднепалеозойские породы в районе г. Чхончжина образуют две антиклинальные складки, разделенные синклиналью северо-западного простирания. В ядре западной антиклинали залегают наиболее древние (из палеозойских) породы, представленные кремнистыми сланцами, туфами, алевролитами, железистыми кварцитами и известняками. На западном крыле этой антиклинали находятся две более молодые толщи, сложенные в основном зеленокаменными туфами и порфиритами диабазового состава с редкими линзами известняков. Контакты этих толщ с кристаллическими сланцами докембрия являются дизъюнктивными, осложненными интрузией гранитов. Восточная антиклиналь погружена на юго-восток. Ядро этой складки сложено вулканогенными породами, аналогичными тем, которые залегают на кремнистых

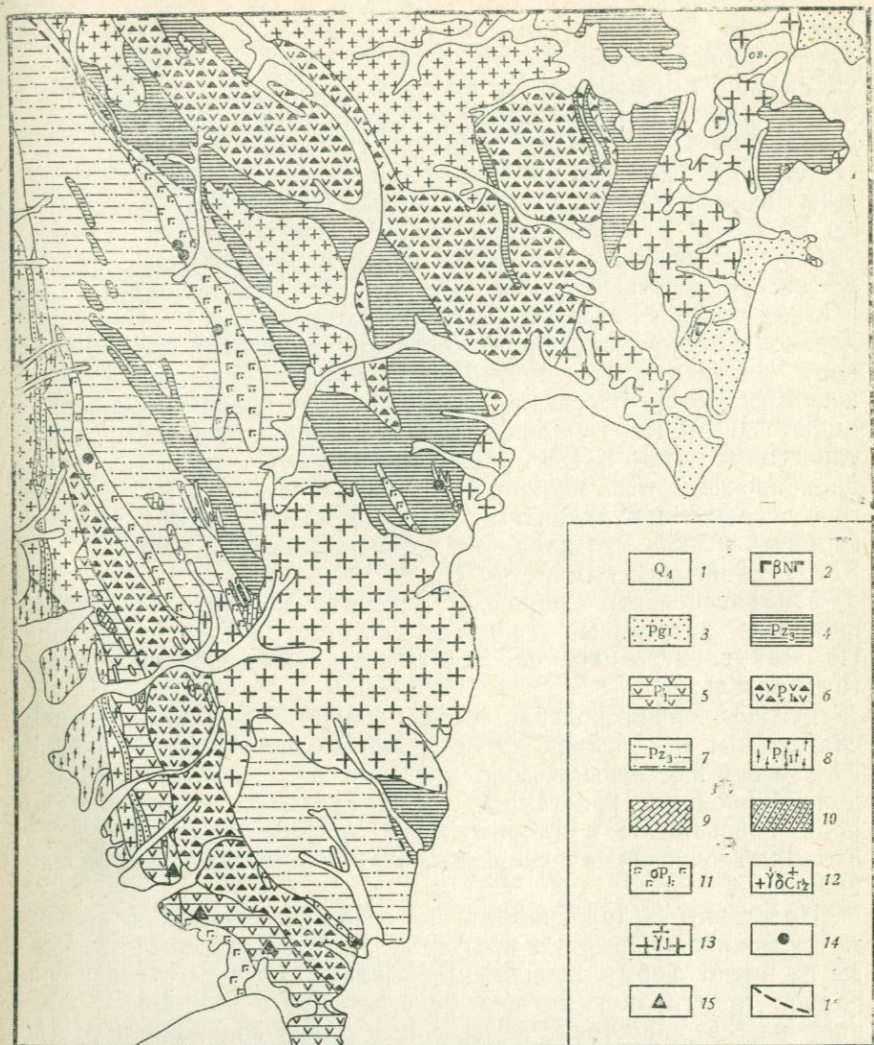


Рис. 5. Схема размещения гипербазитов чхончжинского комплекса

1 — позднечетвертичные отложения ( $Q_4$ ); 2 — базальты неогена ( $\beta N$ ); 3 — отложения палеогена — конгломераты ( $Pg_1$ ); 4 — ороговикованные песчаники и алевролиты ( $Pz_3$ ); 5 — хлоритовые и актинолитовые сланцы ( $P_1$ ); 6 — зеленокаменные эффузивы ( $P_1$ ); 7 — черные алевролиты, песчаники и кремнистые сланцы ( $Pz_3$ ); 8 — кристаллические сланцы ( $P_{it}$ ); 9 — известняки ( $Pz_3$ ); 10 — ороговикованные песчаники ( $Pz_3$ ); 11 — гипербазиты ( $\sigma P_1$ ); 12 — интрузии кварцевых диоритов ( $\gamma \delta C_2$ ); 13 — граниты ( $\gamma J$ ). Рудопроявления: 14 — хромитов, 15 — меди и никеля; 16 — разломы

сланцах в западной антиклинали. На крыльях восточной антиклинали расположена более молодая толща осадочных пород, сложенная в основном глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с маломощными пластами известняков и кремнистых сланцев, содержащих спиккулы губок.

Севернее Чхончжинского района в разрезе позднепалеозойских пород появляется толща кислых эффузивов, мощностью до 1,5—2 км, залегающая на зеленокаменных эффузивах и их туфах, которая прослеживается далее в приграничные районы Китая. Аналогичный разрез имеют вулканогенные образования в узком прогибе верхнего палеозоя, который имеет субмеридиональное простирание и протягивается из районов Китая до истоков г. Паранчхен. Этот прогиб заложен, видимо, на гнейсах нижнего протерозоя. В северной части его и у южного окончания имеются интрузии гипербазитов. По особенностям состава вулканогенные толщи КНДР, рассмотренные выше, весьма сходны с барабашской свитой южного Приморья. Они имеют много общего с основными вулканитами Владивостока, которые относятся к ранней перми. Это дает нам основание считать гипербазиты КНДР раннепермскими.

Ультраосновные породы рассматриваемой территории прорваны интрузиями гранитов, которые относятся к юре. Помимо гранитов наблюдаются также дайки кварцевых диоритов и базальтов.

Все позднепалеозойские породы сильно дислоцированы, рассланцованы и в разной степени метаморфизованы. Особенно сильно они изменены в зоне крупного разлома на контакте с докембрийскими кристаллическими сланцами. Здесь эти породы превращены в хлоритовые и актинолитовые сланцы, а около многочисленных кварцевых жил — в серицитовые образования.

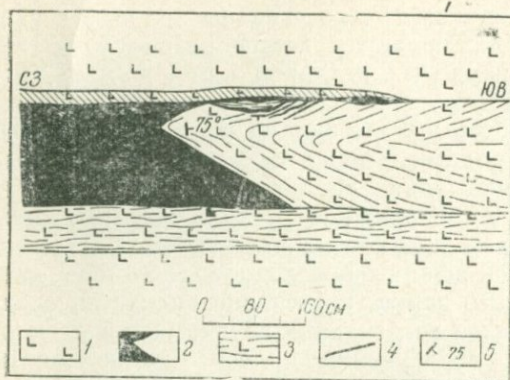
Интрузии ультраосновных и основных пород в районе г. Чхончжина прорывают все толщи позднего палеозоя. Массивы их имеют форму линзовидных в плане тел и даек северо-западного простирания, которые залегают круто (80—85°) с падением на северо-восток. Размеры их в длину колеблются от 100 до 10 км, а мощность — от 50 м до 1 км. Апикальная поверхность некоторых тел имеет склонение на юго-восток.

Ультраосновные породы представлены в основном апогарцбургитовыми, реже аподунитовыми и аполерцолитовыми, чаще всего антигоритовыми серпентинитами черной и бурой окраски. Зеленые разновидности антигоритовых серпентинитов встречаются только местами — в продольных зонах дробления и рассланцевания. Такие зоны в массивах гипербазитов образовались в результате сдвиговых дислокаций, как можно судить по наличию в них складок волочения, оси которых наклонены под углом 80—90°. Мощность зон зеленых серпентинитов колеблется от 1 до 50 м, а длина достигает нескольких сотен метров.

С ультраосновными породами тесно связаны диабазы и габбро-диабазы, в которых наблюдаются жилькообразные тела габбро-пегматитов, мощностью до 1 м и длиной — от 1 до 4 м. Диабазы и габбро-диабазы образуют мелкие дайки, мощностью до 20 м, длиной до 100 м, которые залегают на контакте серпентинитов с вмещающими породами или же находятся в продольных зонах дробления. В последних диабазы, прорывая тела гипербазитов, имеют форму неправильных трубообразных тел. В контакте с гипербазитами в диабазах наблюдаются зоны закладки. Структура их здесь афанитовая, которая, по мере движения в центральную часть дайки, постепенно сменяется среднезернистой. Дайки диабазов встречаются группами в виде мелких трубообразных тел, образующих полосы, вытянутые по простиранию зон расщепления гипербазитов. Габбро-пегматиты имеют вид жил и шширообразных эпигенетических тел, залегающих в диабазах, и нередко содержат ильменит в количестве до 20% (рудные разности габбро-пегматитов).

С гипербазитами Чхончжинского района связаны хромитовые руды и медно-никелевое оруденение. Хромиты распространены в основном в наиболее крупном, северо-восточном массиве.

Хромитовые руды являются эпигенетическими. Пространственно они связаны с продольными зонами сдвигов и сильной расщепленности в телах гипербазитов, а также с дайками диабазов, возникшими до общей серпентинизации пород. Они залегают в виде линз, жилькообразных тел и мелких жилок, которые располагаются в крупных прямолинейных трещинах и в мелких трещинках их оперения (рис. 6). Нередко тела их находятся в крутых складках волочения, оси которых погружаются на юго-восток. В соответствии с этим рудные тела имеют крутое склонение (70—75°) в юго-восточном направлении. Местами хромиты залегают на контакте серпентинитов с дайками диабазов, являясь более поздними образованиями. В одном из штретков наблюдалось тело сплошной хромитовой руды, мощностью 1 м, залегающее в контакте с дайкой диабазов. Диабаз около сплошной хромитовой руды оказался обогащенным хромитом в виде густой вкрапленности. Кроме вкрапленности, в диабазах наблюдаются мелкие жилки и гнезда сплошного хромита, отходящие от главного рудного тела и приуроченные к трещинам отдельности. В местах пересечения трещин отдельности в диабазах имеют место раздувы жилок хромита (рис. 7). Около них наблюдается обогащение диабазов густой вкрапленностью хромита. Это свидетельствует о более позднем происхождении хромитов КНДР по сравнению с дайками диабазов. Рудные тела хромитов — мелкие. Длина их достигает 20—50 м, а мощность — 0,1—2 м. Протяженность рудных зон составляет 50—200 м. Выделяются массивные и вкрапленные (маковые, гороховые и нодулярные) типы руд. Массивные руды встречаются чаще. Боль-



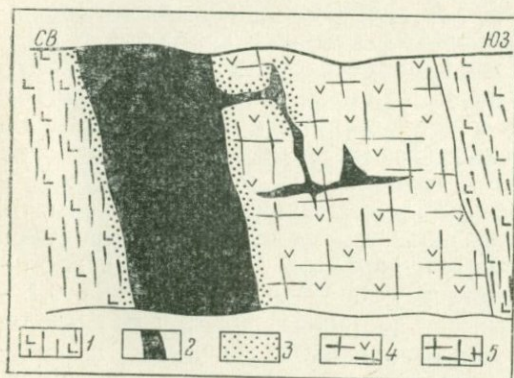
**Рис. 6.** Характер залегания хромитов в зоне рассланцевания гипербазитов. Зарисовка кровли штрека

- 1 — массивные черные серпентиниты;
- 2 — сплошные хромиты;
- 3 — рассланцованные антигоритовые серпентиниты;
- 4 — трещины скола;
- 5 — элементы залегания пород и руд

шинство хромитовых тел залегают в апикальной части массивов серпентинитов.

В зонах слабого проявления рассланцовки видно, что хромитовые рудные тела имеют оторочки из массивных светло-зеленых антигоритовых серпентинитов. Ширина этих оторочек колеблется от нескольких сантиметров до 1 м и зависит от мощности рудной залежи хромита. Изучение этих серпентинитов показало, что они содержат очень мало (а иногда совсем лишены) магнетита, наблюдающегося в изобилии в черных и бурых серпентинитах, залегающих за пределами рудных зон. Очевидно, что в процессе формирования хромитов КНДР на контакте их с гарцбургитами имела место перекристаллизация вмещающих пород с образованием околорудных оторочек из более магнезиального дунита, преобразованного позднее в зеленые антигоритовые серпентиниты без магнетита. Подробнее это будет рассмотрено ниже, при анализе условий образования хромитов гистеромагматического типа.

После формирования хромитов и связанных с ними околорудных дунитов в зонах дробления возникли антигоритовые сер-



**Рис. 7.** Жилы сплошного хромита в дайке диабаза Чхончжинской зоны гипербазитов

- 1 — серпентиниты;
- 2 — сплошной хромит;
- 3 — вкрапленный хромит;
- 4 — дайка диабаза;
- 5 — трещины отдельности в диабазе

пентиниты. На удалении от них, по мере снижения температуры гидротермальных растворов, образовались серпофитовые и хризотилитовые серпентиниты. Позднее их во вмещающих эффузивах имела место медно-никелевая минерализация.

На контакте хромитов и серпентинитов встречаются биметасоматические тела хлоритовых пород, возникшие после общей серпентинизации ультраосновных пород. Мощность таких хлоритовых тел колеблется от 5 до 100 см. Местами они залегают в серпентинитах без видимой связи с хромитами и имеют вид плотных темно-зеленых пород с раковистым изломом. Помимо хлоритовых пород, в серпентинитах встречаются тальково-карбонатные образования. Они распространены в поздних, поперечных к массивам гипербазитов, зонах дробления, к которым приурочиваются дайки кварцевых диоритов. В связи с интрузиями этих пород, а также гранитов, в диабазовых дайках наблюдается образование флогопита. В больших количествах встречаются эпидот, актинолит и хлорит.

Южнее, в районе месторождения Обок, имеется один небольшой массив серпентинитов. Он залегает среди графитовых сланцев и гнейсов и располагается на продолжении субмеридионального геосинклинального позднепалеозойского прогиба, протягивающегося из района г. Мусана (на севере) до горы Кванмобон и далее на юг. Этот прогиб выполнен зеленокаменными (внизу) и кислыми (вверху) эффузивами, общая мощность которых достигает 4 км.

Приведенные факты позволяют наметить следующую последовательность формирования интрузивных офиолитов КНДР: 1) гарцбургиты, дуниты, лерцолиты; 2) дайки диабазов и габбро-диабазов; 3) габбро-пегматиты; 4) эпигенетические хромиты и связанные с ними околорудные дуниты; 5) серпентинизация и образование серпентинитов; 6) медно-никелевая минерализация.

Важнейшей особенностью рассмотренной ассоциации пород является образование гистеромагматических хромитов после даек диабазов. В этом отношении комплекс гипербазитов КНДР является уникальным и непохожим на ассоциации аналогичных пород в других регионах, в которых хромиты формировались до внедрения даек габбро-диабазов. Установление этого факта имеет, как нам кажется, большое значение, ибо освещает вопрос о генезисе основных пород, сопровождающих гипербазиты. Подробнее на этой проблеме остановимся ниже. Здесь же отметим, что формирование гистеромагматических хромитов после даек основных пород в гипербазитах свидетельствует, по нашему мнению, в пользу того, что все эти образования (хромиты, диабазы и перидотиты) тесно связаны не только во времени, но и генетически.

В Сихотэ-Алине гипербазиты и габброиды рассматриваемой группы офиолитов распространены в области крупного Даубихинского разлома, отделяющего Главный антиклинорий от Даубихинской и Алчано-Матайской синклинальных зон. Офиолиты здесь образуют особый Западный пояс Сихотэ-Алиня, который протягивается от р. Улахэ (на юге) до водораздела рек Бикин и Хор (на севере) на расстоянии около 650 км. В пределах пояса ультраосновные и основные породы распространены не повсеместно, а группами интрузий, которые размещены чаще всего в западной, прилегающей к Даубихинскому разлому части Главного антиклинория и реже в Даубихинской синклинальной зоне. В обоих случаях гипербазиты связаны с дизъюнктивами, оперяющимися Даубихинский глубинный разлом. Здесь выделяются следующие зоны офиолитов (с севера на юг): Бикинская, Шэтухэ-Боголюбовская, Кабаргинская и Улахинская. Из них Кабаргинская расположена в Даубихинской синклинальной структуре, а остальные — в западной краевой части Главного антиклинория.

Менее распространены офиолиты в северном Сихотэ-Алине. Здесь они образуют Хунгарийскую зону, приуроченную к области погружения Главного антиклинория.

#### Бикинская зона офиолитов

Зона находится в средней части р. Бикин и располагается в районе сочленения Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и Алчано-Матайской синклинальной области (см. рис. 1). Она приурочена к крупному Тахалинскому разлому в месте сопряжения Западного Сихотэ-Алинского и Синкайского структурных швов.

Геология Бикинской зоны офиолитов наиболее подробно изучалась В. М. Чмыревым, А. К. Седых, А. А. Вржосеком и многими другими исследователями. Условия залегания интрузивов ультраосновных и основных пород здесь следующие.

Гипербазиты в зоне Тахалинского разлома образуют серию линзовидных в плане тел — полосу северо-восточного простирания, прослеживающуюся на расстояние 50—60 км. Они представлены в основном аподунитовыми, реже апогарцбургитовыми серпентинитами, дунитами, лерцолитами, верлитами и диаллагитами. С ними в этой зоне тесно связаны основные разновидности, среди которых различаются меланократовые габбро и габбро-диабазы. Эти породы по отношению к ультраосновным являются более поздними. Преобладают среди них габбро-диабазы. Наиболее крупные и интересные массивы ультраосновных и основных пород распространены на правобережье р. Бикин. Здесь, по данным В. М. Чмырева, они залегают среди

пермских отложений себучарской и ариаднинской свит, образующих ряд линейных складок северо-восточного простирания и надвинутых, совместно с залегающими в них интрузиями гипербазитов, на отложения карнийского яруса верхнего триаса.

Себучарская свита ранней перми в рассматриваемом районе представлена спилитами, диабазовыми порфиритами и их туфами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками, сургучными яшмами и кремнистыми сланцами, редко известняками.

В зоне распространения гипербазитов находятся также толщи грубозернистых полимиктовых песчаников, глинистых сланцев, алевролитов с линзами и прослоями кремнистых пород, известняков и порфиритов. Эти породы В. М. Чмыревым относились к ариаднинской свите, которая им считалась раннепермской. В настоящее время ее также относят к ранней перми (Геология СССР, т. XXXII, часть 1, 1970). Более правильно относить только что упомянутые отложения в зоне гипербазитов не к ариаднинской, а к себучарской свите и считать их нижнепермскими. Это подтверждается минеральным составом рассматриваемых пород, небольшой мощностью отложений, тесной связью их с породами себучарской свиты.

Возраст гипербазитов В. М. Чмыревым и другими исследователями считается позднепалеозойским (пермским) на том основании, что они прорывают нижнепермские отложения и породы их (серпентиниты и диабазы) встречаются в гальке конгломератов норийского яруса верхнего триаса. Их можно считать нижнепермскими. Об этом свидетельствует изучение других районов Сихотэ-Алиня.

Наиболее крупные выходы ультраосновных пород находятся на правом берегу р. Бикин. Южный выход их в плане напоминает линзу, длиной до 5 км, шириной 1—1,5 км, которая имеет крутое падение (70—80°) на северо-запад. В лежачем и висячем боках его, по контактам с вмещающими породами залегают дайки диабазов, габбро-диабазов, иногда троктолитов. Основная же часть массива сложена аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, реже лерцолитами, пироксенитами и верлитами.

Севернее расположен другой, самый крупный массив ультраосновных пород, длина которого достигает 20 км, а ширина 2—2,5 км. В южной части его породы залегают круто (70—80°), а в северной — полого (30—60°) с падением на северо-запад. Границы интрузива на поверхности определяются здесь выходом межпластового тела гипербазитов в рельефе. Этот массив сложен аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, которые прорваны дайками диабазов и габбро и мелкими более поздними интрузиями плагиогранит-порфиоров. Севернее, на левобережье р. Тахало, распространены мелкие линзовидные

(в плане) тела, сложенные диабазами, габбро-диабазами и габбро. Они образуют цепочку интрузий, длина которой составляет 15 км.

На юго-западном фланге Бикинской зоны офиолитов также имеется ряд мелких интрузий ультраосновных и основных пород. Наиболее интересный массив расположен в средней части р. Заломи левого притока р. Бикин. В центре его, по данным В. П. Рыловникова, находятся дуниты, которые к периферии массива постепенно переходят в лерцолиты, реже в верлиты и диаллагиты.

### Улахинская зона офиолитов

Зона расположена на южном окончании западного пояса дунит-гарцбургитовых гипербазитов Сихотэ-Алиня и находится на правобережье р. Улахэ у села Ново-Каменки. В зоне имеется один массив, который протягивается в меридиональном направлении на расстояние около 10 км. Поперечными нарушениями

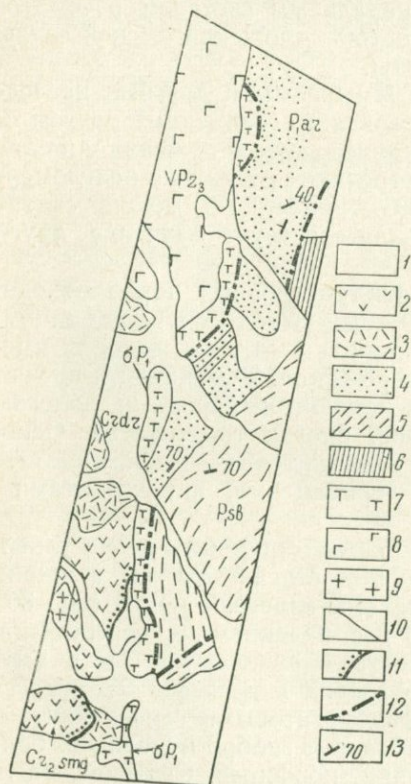


Рис. 8. Схема геологического строения участка Улахинской зоны гипербазитов

- 1 — четвертичные отложения (Q);
  - 2 — андезиты, андезитовые порфиры самаргинской свиты ( $C_2smg$ );
  - 3 — кислые эффузивы, их туфы и туффиты дорюфеевской свиты ( $C_2dr$ );
  - 4 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники ариаднинской свиты ( $P_1ag$ );
  - 5 — вулканогенно-осадочные породы себучарской свиты ( $P_1Sb$ );
  - 6 — глинистые, кремнистые сланцы, спилиты, туфы и порфиры самаргинской свиты ( $Csm$ ).
- Интрузивные породы:
- 7 — серпентиниты и другие ультраосновные породы ( $\sigma P_1$ );
  - 8 — габбро ( $v Pz_3$ );
  - 9 — гранитоиды ( $\gamma C_2$ );
  - 10 — контуры геологических тел;
  - 11 — контакты с угловым несогласием;
  - 12 — разломы;
  - 13 — элементы залегания пород

он разбит на блоки, которые относительно слегка смещены в горизонтальном направлении (рис. 8).

В геологическом строении Улахинской зоны офиолитов принимают участие более всего позднепалеозойские породы, которые разделяются на свиты: самаркинскую (Csm), себучарскую (P<sub>1</sub>Sb), ариаднинскую (P<sub>1</sub>ar). Самой молодой является эффузивная толща верхней перми (рис. 8). Самаркинская и себучарская свиты сложены преимущественно вулканогенно-осадочными породами, среди которых развиты спилиты, туфы, диабазовые порфириды, глинистые сланцы, изредка известняки. В ариаднинской свите преобладают тонкоплитчатые глинистые сланцы, полимиктовые песчаники, алевролиты и гравелиты. Эффузивная толща верхней перми сложена спилитами, туфами, порфиридами, туфобрекчиями, фельзитами, альбитофирами и их туфами.

Гипербазиты приурочены к крупному разрыву, заложенному по контакту себучарской и ариаднинской свит со свитой эффузивов верхней перми. Если определение возраста пород, вмещающих гипербазиты, является правильным, то время образования последних — конец поздней перми.

В сложении массива ультрабазитов принимают участие в основном апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты. В вертикальном разрезе интрузива эти образования постепенно сменяются мелкозернистыми лерцолитами и верлитами, в разной степени серпентинизированными и имеющими подчиненное распространение. Лерцолиты и верлиты встречаются здесь как реликты апикальной части массива, уцелевшие от размыва на водоразделах долин ключей, впадающих справа в р. Улахэ. С ультраосновными породами в Улахинской зоне тесно связаны основные разности, представленные оливиновыми меланократовыми габбро, роговообманковыми габбро и габбро-диабазами. Эти породы образуют мелкие интрузивные тела, следующие по контактам серпентинитов с вмещающими породами.

#### Шэтухинская зона офиолитов

В истоках р. Шэтухэ ультраосновные и основные породы приурочены к эффузивно-осадочным образованиям себучарской свиты нижней перми. Последняя здесь сложена зеленокаменными эффузивами типа диабазовых порфиритов и спилитов, переслаивающихся с темными и красными кремнистыми сланцами, туфами, туффитами, песчаниками и алевролитами. С запада к породам себучарской свиты по крупному Даубихинскому разлому примыкают отложения верхней перми, представленные алевролитами, песчаниками, туфами и туффитами.

Ультраосновные и основные породы в истоках р. Шэтухэ образуют массив, длиной до 16 км при ширине 0,5—2,5 км, который имеет северо-восточное простирание и крутое падение. В се-

верной части он сложен ультраосновными породами, а в южной — основными разностями. Последние формировались несколько позднее, чем перидотиты.

Ультраосновные породы представлены в основном аподунитовыми, аполерцолитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами с вторичным гранатом, реже лерцолитами и верлигитами. Среди этих образований изредка встречаются жилообразные тела и прожилки метасоматических пироксенитов, содержащих зеленую шпинель — плеонаст — и имеющих более крупнозернистую структуру. Ультрабазиты прорываются основными породами, представленными габбро-норитами, реже габбро или диабазами.

#### Хунгарийская зона офиолитов

Ультраосновные и основные породы зоны распространены в северной части Сихотэ-Алиня и в бассейне р. Хунгари. Они изучались М. Г. Золотовым, В. Н. Плиевым, В. И. Руссом, Э. П. Изохом (1964, 1965) и автором. Здесь имеется восемь массивов ультраосновных и основных пород, которые образуют полосу северо-западного простирания, секущую направление структур до-сенонских осадочных пород мезозоя. Протяженность ее составляет 50 км.

Гипербазитовые массивы приурочены к разрывам северо-западного, реже северо-восточного простирания, оперяющим субширотный и северо-восточный глубинные разломы в области погружения Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Наиболее крупные, площадью до 15—20 км<sup>2</sup>, массивы ультраосновных пород (северо-западный и Дюкалинский) прорваны и в значительной мере «съедены» более поздними мелкозернистыми катаклазированными и красными биотитовыми, иногда лейкократовыми гранитами (рис. 9, 10). Остальные тела гипербазитов являются мелкими, длиной не более 2 км. Гипербазиты, по данным В. Н. Плиева, прорывают отложения верхнего триаса, юры и низов верхнего мела. Ниже дана их характеристика по материалам упомянутого исследователя.

Верхнетриасовые — нижнеюрские породы (джаурская свита) представлены кремнистыми и глинистыми сланцами с линзами известняков и пластами туфов, туфобрекчий и диабазовых порфиритов. Юрская система состоит из переслаивания песчаников, алевролитов и черных глинистых сланцев. Общая мощность отложений триаса и юры составляет 4000 м.

Среди меловых образований выделяются валанжинский ярус (C<sub>1</sub><sup>IV</sup>), уктурская (C<sub>1</sub><sup>uk</sup>), ларгасинская (C<sub>2</sub><sup>lg</sup>), удоминская (C<sub>2</sub><sup>ud</sup>) свиты, а также порфириты и туфы сенонского яруса и фельзит-порфиры сенона и датского ярусов.

Валанжинский ярус представлен флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с фауной

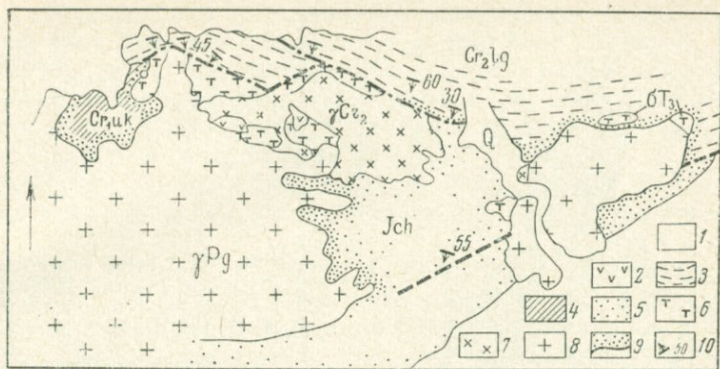


Рис. 9. Схема геологического размещения интрузий гипербазитов в северо-западной части Хунгарийской зоны (по В. Н. Плиеву)

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — базальты (N); 3 — ларгасинская свита алевролитов, песчаников, сланцев, конгломератов и туффов ( $Cr_2lg$ ); 4 — уктурская свита осадочных и вулканогенных пород зеленокаменного облика ( $Cr_2uk$ ); 5 — хунгарийская свита песчано-сланцевых пород (Jch). Интрузивные породы: 6 — ультраосновные породы, ( $\sigma T_3$ ), 7 — биотитовые двуслюдяные граниты ( $\gamma Cr_2$ ), 8 — роговообманково-биотитовые гранодиориты ( $\gamma Pg$ ); 9 — контактовые породы; 10 — элементы залегания пород

ауцелл. Уктурская свита состоит из песчаников, алевролитов, туфов и диабазовых порфиритов. Ларгасинская свита представлена флишем, туфогенными песчаниками, мелкогалечниковыми конгломератами. Общая мощность отложений валанжина, уктурской и ларгасинской свит составляет 5000—5500 м.

Все указанные выше породы прорваны гипербазитами, возраст которых, по В. Н. Плиеву, считается сеноманским. Более молодые толщи представлены удоминской свитой из песчаников и сланцев с фауной пелеципод и аммонитов туронского яруса.

Выше удоминской свиты, мощностью 800—900 м, с резким угловым несогласием залегают две толщи: нижняя порфиристовая и верхняя фельзит-порфиристовая. Породы этих толщ залегают полого и распространены главным образом на водоразделах. Абсолютный возраст пород порфиристовой толщи, определенный Н. И. Полевой аргоновым методом, близок к 90 млн. лет. Это дало основание В. Н. Плиеву считать возраст толщи сенонским, а возраст фельзит-порфиров полагать датским.

Имеющиеся в районе многочисленные интрузии биотитовых, в том числе и глиноземистых, гранитов прорывают и метаморфизуют толщу фельзит-порфиров. Интрузии же гипербазитов нигде не рвут толщи вулканитов и лежащую под ними удоминскую свиту турона.

Все перечисленные факты не позволяют нам считать ультраосновные и основные породы близкими по возрасту с глиноземистыми гранитами Хунгарийской зоны.

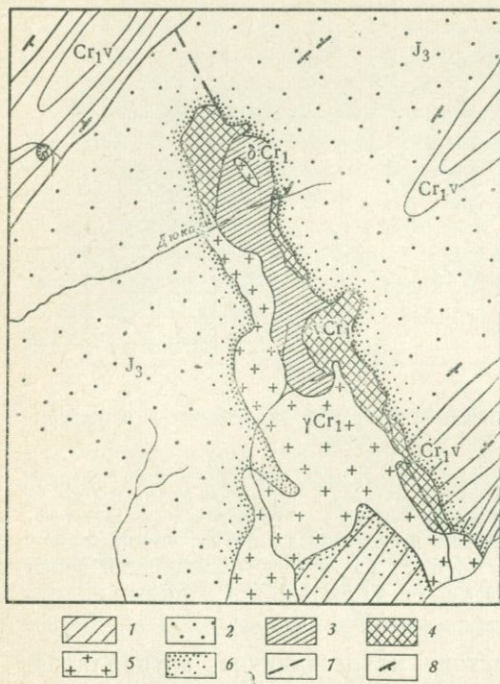


Рис. 10. Схема геологического строения участка Дюкалинского массива гипербазитов (по Э. П. Изоху, 1965)

- 1 — песчаники и глинистые сланцы ( $Cr_1v$ );
- 2 — песчаники и глинистые сланцы поздней юры ( $J_3$ ); Интрузивные породы;
- 3 — ультраосновные породы ( $\sigma Cr_1$ );
- 4 — габбровые породы ( $\nu Cr_1$ );
- 5 — двуслюдяные граниты с кордиеритом ( $\gamma Cr_1+$ );
- 6 — роговики;
- 7 — разломы;
- 8 — элементы залегания пород

Во-первых, контакты гипербазитов с вмещающими породами являются тектоническими, как указывает на это Э. П. Изох (1965).

Во-вторых, гипербазиты, как показано будет ниже, во времени, пространстве и по составу тесно связаны с предшествующими им офиолитовыми вулканитами. Возраст последних (джаурская свита) верхний триас — нижняя юра. Это дает нам основание считать гипербазиты Хунгарийской зоны не раннемеловыми, а позднетриасовыми ( $T_3$ ).

Ультраосновные породы Хунгарийской зоны представлены чаще всего апонитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, реже встречаются серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, а также лерцолиты и жильные диаллагиты.

Массивы ультраосновных пород были прорваны и метаморфизованы более поздними габброидными, а также гранитоидными интрузиями.

Габброиды образуют мелкие секущие тела, которые следуют по контакту серпентинитов с вмещающими породами (рис. 9, 10). По размерам они меньше или соизмеримы с телами серпентинитов и представлены амфиболовыми и диаллагитовыми габбро, габбро-норитами, среди которых имеются как лейкократовые, так и меланократовые разновидности. Встречаются

также габбро-диабазы и диабазы, слагающие мелкие интрузивные тела типа даек или же краевые фации более крупных массивов габбро и габбро-норитов. На контакте габбро-норитов с ультраосновными породами наблюдаются случаи образования меланократовых оливиновых габбро-норитов, подобно тому, как это имело место в гипербазитах р. Кафэн.

Реже среди габброидных тел встречаются фации пироксенитов. Все эти породы секутся жилами габбро-пегматитов с ильменитом.

В связи с внедрением интрузий гранитоидов ультраосновные породы испытали метаморфизм, который выразился в образовании антигоритовых серпентинитов на месте хризотилowych и в появлении талька и тальковых пород с карбонатом. Наиболее сильно эти изменения проявлены около гранитов и в зонах дробления серпентинитов. В этих случаях в серпентинитах встречается и хризотилowy асбест. В связи с влиянием интрузий гранитоидов, габбровые породы местами превращены в роговики из амфибола и плагноклаза.

### Минеральный состав пород

В рассматриваемой группе офиолитов наибольшим распространением пользуются ультраосновные породы, представленные дунитами, гарцбургитами, реже лерцолитами, верлитами и диаллагитами. Верлиты и диаллагиты встречаются редко и относятся чаще всего к поздним метасоматическим образованиям. Дуниты, гарцбургиты, а иногда и лерцолиты превращены в серпентиниты. Они преобладают среди всех других пород.

Основные породы образуются несколько позже ультраосновных и распространены меньше. Разрыв во времени формирования тех и других обычно невелик, о чем можно судить на примере гипербазитов КНДР, где диабазы образовались позже ультраосновных пород, но раньше эпигенетических сплошных хромитов. Основные породы представлены диабазами и габбро-норитами, реже габбро и оливиновыми габбро. Ниже дана характеристика минерального состава упомянутых выше пород.

Дуниты пользовались широким распространением во многих зонах гипербазитов. Наиболее всего они были развиты в интрузиях Мало-Хинганского и Фэншуйлинского кристаллических массивов Северо-Востока КНР, а также в хунгарийском, бикинском и чхончжинском комплексах ультраосновных и основных пород. Дуниты, совместно с гарцбургитами, слагали полосчатые зоны, в которых полосы, шириной 5—100 м, сложенные дунитами, чередовались с полосами гарцбургитов и располагались в соответствии с залеганием интрузивов. Меньше распространены дуниты в таких зонах, как Шэтухинская и Улахинская. В них, как и в указанных выше районах, большинство

дунитов превращено в серпентиниты: лизардитовые, антигоритовые и др.

**Дуниты** — серо-зеленые или темно-серые породы тонкозернистого сложения. Минеральный состав их приведен в табл. 2. Дуниты состоят из изометричных полигональных или неправильных зерен магнезиального оливина ( $f=9\%$ ), в разной степени гранулированных и замещенных лизардитом или антигоритом. Вместе с оливином встречается хромит, окисленный по краям и вдоль трещинок и жилок серпентина. С краев зерна его гранулированы и превращены в агрегат мелких образований вторичного магнетита с серпентином. Из вторичных минералов, кроме лизардита, антигорита и магнетита, встречается более поздний тальк, заполняющий трещины совместно с бесцветным хлоритом, а также карбонат.

**Гарцбургиты** — более всего распространены в массивах Спасской, Хунгарийской, Чхончжинской и Улахинской зон офиолитов. Меньше развиты эти образования в интрузиях Северо-Востока КНР и в бикинском и шэтухинском комплексах. Во всех случаях гарцбургиты превращены в лизардитовые или антигоритовые серпентиниты.

Гарцбургиты — макроскопически темно-серые тонкозернистые породы с выделениями зерен энстатита, величиной до 5—6 мм. Эти породы состоят из магнезиального оливина ( $f=9\%$ ) и частично окисленного хромита, зерна которых наблюдаются как реликты среди более крупных (до 0,5 см) таблитчатых образований энстатита, рассеянных в массе породы равномерно или неравномерно (рис. 11). Вторичные минералы гарцбургитов представлены тремолитом и более поздним лизардитом в ассоциации с баститом и пылеватым магнетитом и серпофитом. Местами наблюдаются жилки талька и карбоната, замещающие серпентиновые минералы.

Таблица 2

Минеральный состав дунитов и гарцбургитов (в объемн. %)

Обр., №	Порода	Энстатит	Оливин	Хромит	Магнетит	Лизардит	Антигорит	Басит	Карбонат
16	Дунит	—	55	1	2	—	30	—	12
3	»	—	40	4	2	—	39	—	15
C-652/7	Гарцбургит	50	10	1	4	33	—	2	—
C-159/3	»	15	20	1	3	60	—	1	—
Г-150/6	»	18	10	1	3	67	—	1	—
C-1394/3	Дунит	—	30	1	2	63	—	—	—
C-1397/1	Гарцбургит	—	40	1	3	44	—	12	—

Лерцолиты встречаются реже, чем описанные выше породы, и делятся на ранние и поздние. Ранние лерцолиты наблюдаются в апикальных участках массивов Улахинской и Бикинской зон гипербазитов. Поздние же разновидности лерцолитов встречаются в Шэтухинской зоне гипербазитов и располагаются по периферии жил метасоматических диаллагитов, секущих гарцбургиты. В бассейне р. Хунгари лерцолиты редки, а в других комплексах отсутствуют.

Лерцолиты имеют серо-зеленую окраску и мелкозернистую (до тонкозернистой) структуру. Минеральный состав их указан в табл. 3. Эти породы состоят из магнезиального оливина ( $f=12-15\%$ ), энстатита ( $f=7\%$ ) или бронзита ( $f=13-15\%$ ) и примеси диопсида ( $f=10-12\%$ ), акцессорного хромита. Наиболее ранними являются оливин и хромит, которые зачастую сильно изъедены и встречаются как реликты в таблитчатых или неправильных зернах энстатита и диопсида. Последний минерал относится к наиболее поздним образованиям как в ранних, так и в поздних лерцолитах.

Из вторичных минералов в лерцолитах наблюдаются лизардит, изредка серпофит, пылеватый магнетит и бастит, которые замещают все указанные выше ранние силикаты.

Верлиты мало распространены и встречены только в апикальной части Улахинского массива гипербазитов, а также в интрузиве р. Шэтухэ. В первой интрузии верлиты являются ранними, а в бассейне р. Шэтухэ они относятся к поздним образованиям, связанным с метасоматической пироксенизацией дунитов. Поздние верлиты залегают здесь около оливиновых крупнозернистых диаллагитов, переходящих постепенно в метасоматические жильные диаллагиты.

Ранние верлиты состоят из мелких изометричных зерен диопсида ( $f=10\%$ ) с неправильными краями, величиной 1—2 мм, между которыми располагаются агрегаты из оливина с частично окисленным хромитом. Диопсид замещает эти минералы и содержит их в качестве реликтов. Агрегаты зерен оливина с хромитом имеют неправильную форму и в разной степени замещены лизардитом в ассоциации с пылеватым магнетитом.

Поздние верлиты отличаются разномозернистым сложением. Диопсид в них образует как мелкие (1—2 мм), так и крупные (до 1 см) зерна неправильной конфигурации, которые содержат многочисленные реликты оливина с хромитом. Местами в диопсиде наблюдаются пластинки ильменита.

Хло-рит	Тальк	Район
—	—	КНДР, г. Чхончжин
—	—	»
—	—	»
—	—	Приморье, село Ново-Каменка
—	—	То же
1	3	Левобережье р. Хунгари.
—	—	То же

Таблица 3

Минеральный состав лерцолитов, верлитов и пироксенитов (в объемн. %)

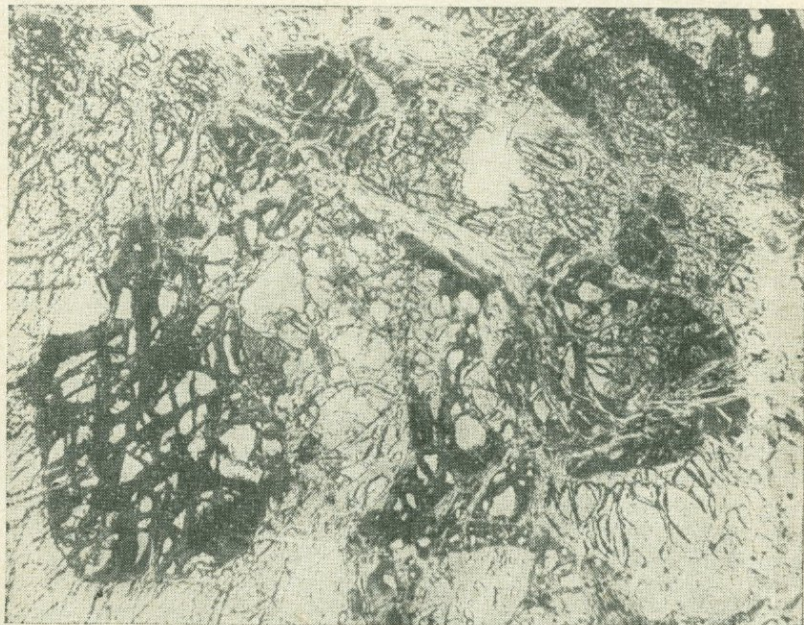
Обр. №	Порода	Оливин	Диопсид	Эгстаит	Хромит	Магнетит	Хризотил	Антигорит	Хлорит	Шпинель	Гранат	Тремолит	Район
Г-159/5	Лерцолит	40	40	10	1	1	8	—	—	—	—	—	Приморье, село Ново-Каменка
Г-159/2	Оливиновый лерцолит	12	15	10	1	1	60	1	—	—	—	—	» » »
Р-666/1	» »	66	6	12	1	3	12	—	—	—	—	—	» » »
Р-666	» »	47	10	20	1	2	20	—	—	—	—	—	» » »
Р-651/а	Верлит	12	54	—	1	3	30	—	—	—	—	—	» » »
С-1361/2	Авгитовый лерцолит	24	65	9	—	3	2	—	—	—	—	—	Правобережье р. Бикин, село Олон
Р-801/д	Оливиновый лерцолит	39	8	10	1	2	40	—	—	—	—	—	Бассейн р. Шэтухэ
Р-804/з	»	10	39	15	—	6	30	—	—	—	—	—	» » »
Р-702	Верлит	3	76	—	—	—	20	—	1	—	—	—	» » »
Р-801/Б	»	1	83	—	1	—	—	12	1	2	—	—	» » »
Р-801/в	Оливиновый пироксенит (поздний)	1	80	—	—	—	—	7	4	—	8	—	» » »
Р-804/Б	То же	4	88	—	—	1	4	—	—	2	—	1	» » »

Агрегаты оливина с хромитом имеют неправильную форму и располагаются между зернами позднего диопсида. Вторичные минералы представлены тремолитом и более поздним лизардитом с пылеватым магнетитом.

Пироксениты (диаллагиты) встречаются редко в породах бикинского и шэтухинского комплексов. В других районах они отсутствуют. Эти породы — метасоматические. Они образуют неправильные жилы, мощностью 0,05—1 м, в дунитах. К периферии жил мономинеральные пироксениты сменяются разностями с оливином. Пироксениты имеют серо-зеленую окраску и крупнозернистую неравномернозернистую структуру.

Пироксениты состоят из разнозернистого агрегата неправильных зерен диопсида ( $f=22-24\%$ ) с примесью рудного минерала. В оливиновых разностях этих пород, на стыках зерен диопсида или внутри их, содержатся реликты оливина с зеленой шпинелью. Шпинель ( $f=20\%$ ) и оливин замещаются диопсидом. Последний внутри шпинели образует жилки, пересекающие минерал по трещинкам отдельности. Шпинель с краев и по трещинкам замещается вторичным буровато-желтым андрадитом ( $N=1,880$ ) в комбинации с бесцветным хлоритом. Местами, в ас-

**Рис. 11.** Гарцбургит чхончжинского комплекса гипербазитов. Видны серпентинизированный оливин и изъеденный реликт аксессуарного хромита в крупных зернах энстатита. Ув. 72, с анализатором



социации с хлоритом наблюдаются мелкие зерна голубоватого корунда. По трещинкам дробления в диопсиде имеются жилки и гнезда бесцветного граната, находящегося в парагенезисе с бесцветным хлоритом. Этот гранат ( $N=1,775$ ) имеет меньший рельеф и показатель преломления, чем названный выше, и относится, видимо, к андрадиту с более высоким содержанием grossularного компонента, чем в буроватом гранате.

Серпентиниты — самые распространенные породы в массивах гипербазитов. Среди них выделяются аподунитовые, апоперцолитовые, а чаще всего апогардбургитовые разновидности. По характеру серпентина эти породы разделяются на лизардитовые и антигоритовые. Первые имеют темно-серую (до черной) окраску, а вторые — серо-зеленую.

Лизардитовые серпентиниты распространены в слабо метаморфизованных гипербазитах Хунгарийской, Улахинской, Шэтухинской и Чжончжинской зон. Минеральный состав этих пород показан в табл. 4. Главным минералом их является лизардит в ассоциации с пылеватым магнетитом. Иногда присутствуют жилки хризотил-асбеста, секущие петельчатый узор из лизардита с магнетитом. В метаморфизованных разновидностях серпентинитов Бикинской зоны встречаются и более поздние тальк и карбонат, а около зерен хромита в лизардитовых серпентинитах образуются узкие оторочки из бесцветного (до слабо зеленоватого) хлорита, связанные с явлениями биметасоматоза на границе серпентина и хромшпинелида.

Антигоритовые серпентиниты характерны для массивов более метаморфизованных гипербазитов (Спасская, Бикинская, Хунгарийская, Чжончжинская зоны и кристаллические массивы Северо-Востока Китая). В этих районах они преобладают. Минеральный состав их более сложный, чем у хризолитовых разновидностей, что, отчасти, видно из табл. 4. Структура антигоритовых серпентинитов чаще всего пластинчатая и реже снеповидная и метельчатая. Главный минерал их — антигорит в ассоциации с вторичным магнетитом. Эти образования пересекаются местами жилками хризотил-асбеста, а также талька и карбоната с хлоритом или без него. Иногда встречается флогопит.

В Бикинской и Шэтухинской зонах офиолитов в сильно дробленных антигоритовых серпентинитах, содержащих жилки хризотил-асбеста, наблюдаются слегка анизотропные гранаты разного состава. Наиболее ранний гранат образует как мелкие зерна, величиной  $0,05—0,01$  мм, так и неправильные гнезда, участки и прожилки по трещинкам дробления, секущие жилки ранее сформированного хризотил-асбеста. Местами этот гранат образует оторочки вокруг зерен хромита и прожилки в нем по трещинам дробления. Окраска его белая. Под микроскопом такой гранат слегка буроватый, а в порошке чуть зеленоватый. Судя по показателю преломления ( $N=1,881$ ) и особенностям окраски, рассматриваемый гранат имеет такой состав:  $Andr—91\%$ ,

Pyg — 3%, Gross — 6%. Зеленоватый оттенок в окраске, а также сонахождение граната с хромитом указывают на то, что он относится к андрадиту, содержащему в своем составе хром в небольшом количестве.

В парагенезе с описанным андрадитом находятся как антигорит, так и слегка зеленоватый хлорит. Более поздний гранат образует жилки, секущие ранний гранат. Он также белый, а в порошке зеленоватый, под микроскопом бесцветный. Судя по меньшему показателю преломления ( $N=1,876$ ), этот гранат относится к андрадиту такого состава: Andr — 90%, Pyg — 5%, Gross — 5%. В парагенезе с ним находятся антигорит и зеленоватый хлорит.

Гранатовые серпентиниты встречаются в Бикинской зоне офиолитов. Они состоят из дробленого агрегата антигорита с жилками хризотил-асбеста, в котором рассеяны многочисленные гнезда, жилки и отдельные мелкие зерна, величиной 0,1—0,01 мм, бесцветного, слегка зеленоватого граната. В парагенезе с ним встречается бледно-зеленый хлорит. Зерна и прожилки этих минералов располагаются нередко вдоль волокон хризотил-асбеста или же пересекают их. По оптическим данным ( $N=1,880$ ), особенностям парагенеза и окраске рассматриваемый здесь гранат, как и в описанных выше породах, относится к хромсодержащему андрадиту. Образование его, как и более раннего граната, отмеченного выше, связано с влиянием метасоматических растворов, обогащенных кальцием, на серпентиниты.

Оливиновые габбро встречаются в бассейне р. Хунгари (Дюкалинский массив) и в Улахинской зоне офиолитов. В последней они залегают в виде небольшого (мощностью до 50 м), линейно вытянутого интрузивного тела на западном контакте серпентинитов с зеленокаменными эффузивами позднепермского возраста.

Оливиновые габбро состоят из авгита ( $f=22\%$ ) и полностью серпентинизированного оливина, зерна которых рассеяны в массе основного плагиоклаза (72% An), который в большей части замещен агрегатом гидрослюда. По границам оливина, авгита и плагиоклаза располагается слегка буроватая роговая обманка, образующая оторочки вокруг темноцветов.

Из вторичных минералов, кроме пренита, встречаются скопления мелких зерен альбита, чешуек хлорита и флогопита. Эти минералы образуют в породе мелкие жилки по трещинам дробления.

Габбро встречаются на площади Дюкалинского и Горбилинского массивов гипербазитов бассейна р. Хунгари, а также в северной части Бикинской зоны, где они на левом борту р. Тахало образуют цепочку из мелких линзовидных интрузивных тел. Структура габбро мелкозернистая, а под микроскопом — габбровая. Минеральный состав их показан в табл. 5. Габбро состо-

Таблица 4

Минеральный состав серпентинитов (в объемн. %)

Обр., №	Порода	Оливин	Хризотил	Антигорит	Бастит	Хромит	Магнетит	Тремолит
A-1055/2	Зеленый антигоровый серпентинит	—	—	100	—	—	—	—
A-1004/1	» » »	—	—	98	—	2	—	—
A-1331/1	» » »	—	1	97	—	1	—	—
T-508/1	» » »	2	—	75	—	—	1	20
T-475	» » »	15	6	35	—	1	3	—
8	» » »	30	1	65	—	1,5	1	—
9	» » »	—	1	91	—	2	4	—
17	Бурый лизардитовый серпентинит	1	50	27	—	1	1	—
18	Черный лизардитовый серпентинит	10	78	10	—	1	1	—
C-600/н	Черный антигоровый серпентинит	20	—	58	12	1	3	—
G-150/5	Черный лизардитовый серпентинит	—	94	—	—	1	3	—
G-150/1	» » »	—	93	—	—	1	3	—
G-150/2	» » »	10	81	—	—	1	2	—
P-804/г	Зеленый лизардитовый серпентинит	—	85	4	—	1	1	—
Щ-143/а	Черный лизардитовый серпентинит	—	67	15	—	1	8	—
P-730	Зеленый антигоровый серпентинит	—	6	76	—	4	3	—
P-727	» » »	—	—	88	—	2	2	—
P-726	Зеленый гранатовый серпентинит	—	—	48	—	2	1	—
P-729	» » »	—	—	79	—	—	2	—
P-713	Антигоровый серпентинит	—	—	89	—	—	2	—
C-1394/2	Черный антигоровый серпентинит	1	20	72	—	2	1	—
C-1396/3	» » »	20	53	10	—	12	1	—
C-1398/1	» » »	—	84	—	—	10	1	—
12	Зеленый антигоровый серпентинит	—	—	86	—	4	1	—
45	» » »	—	20	61	—	8	1	—
7	» » »	—	—	89	—	—	1	—
30	» » »	—	—	92	—	—	1	—
25	Черный лизардитовый серпентинит	—	70	15	—	10	1	—

ят из более или менее изометричных зерен слегка зонального плагиоклаза (72—89% An) и бесцветного (до слабо зеленоватого) авгита ( $f=36-22\%$ ), в промежутках между которыми располагаются ксеноморфные зерна ильменита. Более поздним минералом является буровато-зеленоватая роговая обманка, образующая оторочки вокруг авгита и ильменита. Вторичные минералы — альбит, хлорит и пренит. Альбит и пренит замещают плагиоклаз, а хлорит — роговую обманку.

Габбро-нориты образуют секущие тела на площади Дюкалинского массива. В большинстве — это мелкозернистые породы, сильно измененные процессами автометасоматоза. Габбро-

Хлорит	Тальк	Карбонат	Гранат	Хризотил- вый асбест	Флогопит	Гиперстен	Вермикулит	Район
—	—	—	—	—	—	—	—	Мало-Хинганский массив
—	—	—	—	—	—	—	—	» »
—	—	—	—	—	1	—	—	» »
1	—	1	—	—	—	—	—	» »
—	40	—	—	—	—	—	—	» »
0,5	—	1	—	—	—	—	—	Северная часть КНДР
—	1	1	—	—	—	—	—	» »
—	20	—	—	—	—	—	—	» »
—	—	—	—	—	—	—	—	» »
—	—	6	—	—	—	—	—	» »
—	—	—	—	2	—	—	—	Приморье, село Ново-Каменка
—	2	—	—	—	—	—	—	» »
—	2	—	—	—	—	3	—	» »
—	—	—	5	4	—	—	—	Река Шэтухэ
—	—	—	4	1	—	—	—	Село Боголюбово
—	—	—	8	1	—	—	—	Правобережье р. Бикин, село Олон
—	—	—	1	4	—	—	—	» »
4	—	—	40	5	—	—	—	» »
—	—	—	10	6	—	—	—	» »
1	1	1	—	2	—	—	—	» »
—	—	—	—	1	—	—	—	Река Хунгари
—	—	—	—	—	—	—	—	» »
—	—	—	—	2	—	—	—	» »
—	—	1	—	4	—	—	—	Село Дмитриевка
—	—	3	—	2	—	—	—	Черниговский район Приморского края
—	—	4	—	2	—	—	—	» »
—	—	—	—	4	—	—	—	» »
—	—	—	—	—	—	—	—	» »

нориты состоят из изометричных зерен основного плагиоклаза (60—80% An), в разной степени замещенного кальцитом, эпидотом, альбитом, пренитом. Темноцветные минералы представлены нацело серпентинизированным гиперстеном и авгитом. Промежутки между темноцветными заполнены ксеноморфными зернами ильменита, вокруг которого, а также около авгита, развиты оторочки из буровато-зеленой роговой обманки.

Диабазы являются самыми распространенными из основных пород, сопровождающих гипербазиты. Они образуют дайковые тела, мощностью до 20—50 м, реже встречаются вместе с габбро как краевые фации. Диабазы распространены в

Таблица 5

Минеральный состав оливиновых габбро, габбро и диабазов (в объемн. %)

Обр., №	Порода	Оливин	Авгит	Роговая обманка	Плагио- клаз	Ильменит + магнетит	Серпентин	Актинолит	Хлорит	Эпидот
Г-160/2	Оливиновое габбро	1	37	10	44	—	4	—	2	—
С-1370/4	Габбро	—	30	9	48	7	—	—	5	—
С-1372/2	Диабаз	—	—	41	45	1	—	—	3	2
С-413/1 <sup>а</sup>	»	—	20	5	33	—	—	5	2	14

Бикинской, Улахинской, Чхончжинской, а также в Спаской зонах офиолитов и на площади гипербазитовых массивов Северо-Восточного Китая. В Чхончжинской зоне, например, дайки диабазов следуют не только по контакту массивов ультраосновных пород, но и располагаются группами тел вдоль продольных зон дробления гипербазитовых интрузивов. Здесь дайки имеют форму неправильных трубообразных тел, которые сопровождаются сплошными хромитами. Последние нередко залегают на контакте гипербазитов с диабазами и замещают эти породы (см. рис. 7).

Диабазы макроскопически серо-зеленые, мелкозернистые. Главными первичными минералами их являются плагиоклаз, авгит ( $f = 26\%$ ) и буровато-зеленая роговая обманка, которые в большинстве случаев сильно разложены и замещены вторичными минералами: актинолитом, хлоритом, кальцитом, эпидотом, сфеном и альбитом. Роговая обманка образует как самостоятельные призматические зерна, так и оторочки вокруг авгита и ильменита. Августин сохранился в ядрах роговой обманки, сфен замещает ильменит, а альбит, кальцит и эпидот образуются за счет роговой обманки.

#### Первичные порообразующие минералы

Оливин по составу неодинаков в различных породах и комплексах гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Наиболее магниален этот минерал в дунитах и гарцбургитах Хунгарийской, Чхончжинской и Улахинской зонах ультраосновных образований. Железистость его, как видно из табл. 6, не превышает 9% (форстерит).

Кальцит	Сфен	Апатит	Альбит	Район
—	—	—	2	Приморье, село Ново-Каменка
—	—	—	1	Правобережье р. Бикин, село Олон
—	2	1	5	То же
10	—	1	10	КНДР, северо-восточнее г. Чхончжин

К более железистой разновидности (хризолит) относится оливин из лерцолитов рек Улахэ, Шэтухэ ( $f = 10-14\%$ ) и Бикинской зоны ( $f = 15\%$ ), о чем можно судить по данным табл. 7. Самым богатым железистой составляющей является, видимо, оливин в лерцолитах, верлитах р. Шэтухэ, а также в оливиновых габбро села Ново-Каменки, как можно предполагать по высокому преломлению авгитов, ассоциирующих с оливином в этих породах. К сожалению, выяснить это не удалось из-за полной серпентинизации оливина.

Ромбический пироксен представлен энстатитом или бронзитом. Энстатит ( $f = 7-10\%$ ) характерен для гарцбургитов Хунгарийской, Чхончжинской зон гипербазитов и для лерцолитов Шэтухинского массива. Более железистый пироксен (бронзит,  $f = 11-15\%$ ) встречается в гарцбургитах и лерцолитах улахинского и бикинского комплексов, где он ассоциирует не с форстеритом, а с хризолитом (см. табл. 7).

Во всех случаях в ультраосновных породах ромбический пироксен кристаллизовался позднее акцессорного хромита. Зерна энстатита или бронзита имеют облик порфиробластов, величиной до 0,5 см, которые содержат изъеденные реликты оливина и хромита. В процессе изменения ромбический пироксен замещается баститом или тальком.

Моноклинный пироксен в породах дунит-гарцбургитовой формации представлен как диопсидом, так и авгитом. Первый характерен в основном для ультраосновных пород, а второй — для основных разновидностей. Железистость диопсида в лерцолитах и верлитах, как следует из оптических данных (табл. 7, 8), находится в пределах 10—12%, причем наиболее богатым железистым компонентом ( $f = 12\%$ ) является диопсид из пород Бикинской зоны. Он находится в парагенезе с более железистым оливином ( $f = 15\%$ ). В процессе изменения в серпентинитах около хромита образуются узкие оторочки из зеленого хромистого хлорита, а иногда и зерна граната, относящиеся к андрадиту, содержащему хром, как было показано выше при описании пород. В фациях пироксенитов вместо хромита присутствует зеленая шпинель.

Шпинель встречается редко. Скопления зерен ее наблюдаются в пироксенитах, изредка в серпентинитах Шэтухинского

Таблица 6

Оптические свойства и железистость главных минералов  
из дунитов и гарцбургитов

Обр., №	Порода	Минерал	Ng	Np	f, %	Район
16	Дунит	Оливин	1,688	1,652	9	Чхончжинская зона в КНДР
3	»	»	1,688	1,652	9	То же
С-652/7	Гарцбургит	Энстатит	1,677	1,665	10	» »
		Оливин	1,688	1,652	9	» »
С-1394/3	Дунит	»	1,687	1,652	9	Река Хунгари, Горбинский массив
С-1397/1	Гарцбургит	»	1,687	1,652	9	То же
		Энстатит	1,677	1,665	10	» »
		Оливин	1,687	1,652	9	Река Улахэ, село Ново-Каменка
Г-159/3	»	Бронзит	1,687	1,667	11	То же
		Хромит	1,840	1,840	20	» »
		Оливин	1,688	1,652	9	» »
Г-150/6	»	Бронзит	1,687	1,666	11	» »

массива ультраосновных и основных пород. В пироксенитах она имеет светло-зеленую окраску и образует неправильные зерна, величиной до 2 мм, тесно ассоциированные с реликтами оливина, превращенными в серпентин и в разной степени замещенными метасоматическим авгитом с железистостью, равной 23%. В составе шпинели содержится 20% железистого компонента ( $N=1,746$ , обр. Р-804/Б, табл. 8). В одном образце серпентинита Шэтухинского массива обнаружены скопления зерен шпинели, имеющей темно-зеленую окраску и более высокий показатель преломления ( $N=1,754$ ). В составе этой шпинели содержится 30% железистого компонента, и она относится к цейлониту. В процессе изменения шпинели, по трещинам и периферии зерен этого минерала образуются скопления мельчайших индивидов корунда или буроватого граната (андрадита) в ассоциации с бледно-зеленым хлоритом.

Ильменит встречается только в основных породах, где цементирует зерна плагиоклаза и авгита. В процессе изменения замещается роговой обманкой, а при снижении температуры — лейкоксеном.

Плагиоклаз встречается только в основных породах и большей частью сильно изменен и замещен тончайшим агрегатом из эпидота, альбита, кальцита, а иногда и хлоритом и актинолитом. В оливиновых габбро свежие зерна представлены битовнитом (72% An) (табл. 9). В хорошо сохранившемся мелко-

Таблица 7

## Оптические свойства и железистость главных минералов лерцолитов

Обр., №	Минерал	$N_g$	$N_p$	+2V	$f, \%$	Район
P-666	Оливин	1,694	—	—	12	Приморье, село Ново-Каменка
	Бронзит	1,682	1,670	—	13	То же
	Диопсид	1,694	—	60	10	» »
P-651/a	Оливин	1,694	1,660	—	14	» »
	Бронзит	1,683	—	—	15	» »
	Диопсид	1,694	—	56	10	» »
Г-159/Г	Оливин	1,694	—	—	12	» »
	Бронзит	1,682	1,670	—	13	« »
	Диопсид	1,694	—	58	10	» »
С-1361/2	Оливин	1,701	1,666	—	15	Село Олон, правобережье р. Бикин,
	Бронзит	1,687	1,666	—	11	То же
	Диопсид	1,701	1,671	58	12	» »
P-801/д	Оливин	1,694	1,660	—	12	Река Шэтухэ
	Экстатит	1,672	1,660	—	7	» »
	Диопсид	1,694	—	58	10	» »
Г-159/4	Оливин	1,694	1,660	—	10	» »
	Бронзит	1,683	—	—	13	» »
	Диопсид	1,694	—	56	10	» »

Таблица 8

## Оптические свойства и состав главных минералов верлитов и пироксенитов

Обр., №	Порода	Минерал	$N_g$	$N_p$	+2V	$f, \%$	$W_0, \%$	Район
P-702	Верлит	Диопсид	1,697	1,670	58	10	48	Приморье, село Олон
P-801/Б	»	»	1,697	—	60	10	48	Река Шэтухэ
Ш-156/6	»	Оливин (серпентинизирован)						Приморье, село Боголюбово
P-801/в	Оливиновый пироксенит (поздний)	Авгит	1,707	—	57	22	48	Река Шэтухэ
P-804-Б	То же	»	1,707	—	55	23	46	» »
		Шпинель	1,746			20		

Таблица 9

## Оптические свойства и состав главных минералов оливиновых габбро и диабазов

Обр., №	Порода	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V$	$f$ или Ап. %	$W_0$ , %	Район, оптические константы
Г-160/2	Оливиновое габбро (оливин серпентини- зирован)	Авгит	1,708	—	54+	22	45	Приморье, село Ново-Каменка »           »           » »           »           »
		Роговая обманка	1,678	—	85—	42		
		Плагиоклаз	—	—	—	72		
С-1369/1	Мелкозернистое габбро	Авгит	1,701	1,676	54+	18	44	Приморье, село Олон [010] $DN_g=44^\circ$ ; $DN_m=60^\circ$ ; $DN_p=60,5^\circ$
		Плагиоклаз	—	—	—	89—88		
		Роговая обманка	1,669	—	—	30		
С-1370/4	Габбро с ильмени- том	Авгит	1,715	1,690	53+	36	44	Приморье, село Олон [010] $DN_g=45,5^\circ$ ; $DN_m=56^\circ$ ; $DN_p=63,5^\circ$
		Роговая обманка	1,684	1,664	—	50		
		Плагиоклаз	—	—	—	71		
С-634/4	Диабаз	Авгит	1,709	1,681	48+	25	40	КНДР, г. Чхончжин
		Плагиоклаз (сильно аль- битизирован)	—	—	—	8		
С-463/1а	»	Авгит	1,708	1,680	52+	26	42	»           »
		Роговая обманка	1,680	—	44+	—		
		Плагиоклаз (сильно аль- битизирован)	—	—	—	34—5		

Таблица 10

Химический состав (в вес. %) ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации

Обр., №	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	П. п. п.	H <sub>2</sub> O-	Сумма	f, %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
																			a	c	b	s	f'	a'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
A-1055/2*	Серпентинит Мало-Хинганского массива (КНР)	40,46	0,16	1,99	0,82	7,41	0,24	36,38	0,97	0,03	0,03	—	—	—	10,71	0,14	99,34	11,1	0,06	1,12	59,48	39,40	11,43	0,30	88,36	—	100,0	0,98	0,5	23,62	0,06
A-1331/1*	То же	37,40	0,21	2,25	7,5	4,62	0,32	36,77	0,44	0,02	0,02	—	—	—	9,44	0,44	99,43	15,0	0,06	0,46	63,44	36,04	14,70	2,45	82,85	—	100,0	8,53	0,45	28,96	0,13
C-600/и*	Апогарцбургитовый серпентинит КНДР	35,64	0,16	1,03	4,75	3,02	0,3	40,61	0,21	0,02	0,02	—	—	—	13,50	0,48	99,74	9,0	0,2	0,2	64,9	34,5	9,4	0,5	90,0	—	100,0	5,3	0,4	21,4	1,0
C-634/2*	То же	33,45	0,12	0,68	4,81	2,25	0,34	40,18	0,26	0,04	0,09	—	—	—	17,05	0,58	99,85	8,4	0,2	0,3	65,8	33,70	9,0	—	91,0	—	50,0	6,0	0,2	33,3	0,6
C-636/2*	» »	38,42	0,01	1,84	3,92	4,02	0,27	38,07	0,65	—	—	0,05	0,34	—	12,18	—	99,77	10,0	0,0	0,70	62,08	37,22	10,3	1,22	88,65	—	6,0	4,50	0,0	26,26	0,0
C-652/7*	» »	38,99	0,03	0,07	6,64	2,55	0,44	38,71	0,07	0,48	—	—	—	—	11,78	0,68	100,44	10,7	0,06	0,79	62,14	37,00	9,5	—	90,36	0,1	100,0	6,2	—	26,9	0,07
1299**	Серпенинизированный перидотит, Горбилинский массив	42,65	0,10	2,39	4,66	2,65	0,03	35,78	0,40	0,61	0,15	0,07	0,16	0,43	10,07	—	100,15	7,0	0,4	1,4	57,2	41,0	9,6	1,0	89,4	—	83,3	—	—	21,2	3,5
1088/1**	То же	39,62	0,50	0,30	4,77	1,65	0,07	39,21	0,37	0,52	0,11	—	—	1,00	11,62	—	99,74	7,8	0,6	1,5	58,2	39,7	6,9	—	92,9	0,2	—	—	—	20,6	0,4
621/а***	Серпентинизированный гарцбургит, Горбилинский массив	39,44	0,56	1,16	4,48	3,08	0,10	38,58	0,56	0,22	0,22	—	—	0,79	11,04	—	100,23	9,3	0,6	0,3	61,0	38,1	9,4	—	90,2	0,4	—	—	—	25,3	2,0
1313**	Серпентинизированный перидотит, Аксакинский массив	40,29	0,10	3,14	3,25	1,94	0,03	38,88	1,50	0,30	0,05	0,05	0,07	0,64	9,28	—	99,52	5,0	0,7	1,3	59,4	38,6	6,6	—	93,3	0,1	83,3	—	—	25,5	0,5
1305**	То же	41,79	0,10	2,39	3,15	1,94	0,06	37,29	0,60	0,35	0,02	0,06	0,07	0,45	11,30	—	99,57	4,6	0,6	0,6	58,4	40,4	6,7	1,6	91,7	—	100,0	—	—	21,0	1,0
P-666/1*	Лерцолит, Приморье, село Каменка	40,02	0,12	1,88	3,56	3,52	0,2	38,04	3,11	0,182	0,08	—	—	—	9,1	0,65	100,46	9,1	0,4	0,9	61,0	37,7	9,0	—	87,2	3,8	75,0	42,6	0,1	26,3	0,4
P-666*	То же	39,60	0,06	2,23	3,30	3,70	0,10	36,91	3,94	0,05	0,03	—	—	—	9,26	0,66	99,84	9,2	0,13	1,2	60,82	37,85	8,88	—	86,40	4,72	100,0	4,0	0,0	25,76	0,1
P-651/А*	Верлит, Приморье, село Каменка	47,16	0,01	3,58	2,39	2,99	0,09	23,51	15,01	0,16	0,02	—	—	—	4,63	0,84	100,39	10,9	0,19	1,87	52,04	45,80	8,19	—	65,36	26,45	100,0	3,36	0,0	6,47	0,1
Г-159/5*	Лерцолит, Приморье, село Каменка	43,72	0,14	1,25	2,82	5,75	0,14	35,17	7,08	0,089	0,079	—	—	—	4,04	0,27	100,55	11,5	0,32	0,54	59,72	39,42	10,49	—	78,93	10,58	66,6	3,08	0,27	22,34	0,6
P-801/д****	Серпентинизированный лерцолит	39,94	0,16	1,39	3,41	5,03	0,14	36,66	3,14	0,256	0,049	—	—	—	8,81	0,57	99,55	10,9	0,50	0,64	60,84	38,02	10,66	—	85,03	4,31	88,8	3,93	0,3	25,58	0,8
P-801/в****	Оливиновый диаллагит с шпинелью	42,64	0,28	10,48	1,32	5,02	0,11	15,8	20,28	0,16	0,066	—	—	—	3,53	0,25	99,93	18,0	0,39	6,40	47,47	45,74	11,74	—	52,90	35,36	83,3	2,16	0,56	15,61	0,06
P-801/Б****	Оливиновый верлит	46,48	0,16	5,12	1,35	4,31	0,12	19,35	18,54	0,185	0,074	—	—	—	3,44	0,36	99,49	13,8	0,55	2,75	50,32	46,38	9,26	—	56,94	33,80	75,0	2,02	0,26	11,09	0,20
1283*****	Пироксенит (вероятно, верлит)	46,49	0,04	5,27	2,69	1,81	0,01	24,30	11,35	1,28	0,89	—	—	0,63	6,07	—	100,83	6,3	1,2	3,7	49,6	45,5	7,00	—	71,5	21,5	67,7	—	—	17,6	3,0
4044*****	Серпентинит	34,20	0,19	3,1	11,36	4,57	0,27	33,23	0,67	0,08	0,05	—	—	—	12,33	—	100,05	20,0	0,25	0,72	64,9	34,58	17,85	—	77,38	12,63	76,19	78,6	0,5	32,51	0,34
C-1361/2*****	Лерцолит	48,00	0,16	4,2	0,7	6,76	0,16	24,64	14,01	0,32	0,05	0,05	—	—	0,96	—	100,01	14,3	0,14	0,45	52,34	45,07	11,19	—	66,70	23,11	99,0	1,1	0,2	8,59	0,3
P-713*****	Серпентинит	39,00	0,76	3,0	4,0	3,76	0,24	36,0	0,38	0,13	0,04	0,08	—	—	12,89	—	100,28	10,3	0,60	0,70	60,82	37,88	10,3	3,6	86,10	—	88,0	4,8	1,5	26,14	0,85

\* Аналитик Ж. А. Макарова, ДВГИ.

\*\* По данным М. Г. Золотова, 1948 г.

\*\*\* По данным В. В. Русса (1956).

\*\*\*\* Аналитик Н. М. Шурова.

\*\*\*\*\* По данным Н. А. Беляевского, 1958 г.

\*\*\*\*\* По данным В. М. Чмырева, 1962 г.

\*\*\*\*\* Аналитик Н. М. Никитина.

Таблица 11  
Химический состав (в %) основных пород

Обр., №	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	П.п.п.	H <sub>2</sub> O-	Сумма	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
																		a	c	b	S	i'	a'	m'	c'	n	ψ	t	Q
C-634/1*	Диабаз из серпетинитов, КНДР	45,2	2,46	16,0	0,9	10,52	0,17	6,9	11,13	3,6	0,42	0,14	—	—	1,8	—	99,24	8,43	6,93	29,10	55,54	37,62	—	39,92	22,43	93,5	3	2,8	12,7
71-7**	Оливиновое меланократовое габбро, Дюкалинский массив, р. Хунгари	44,34	0,41	10,12	2,70	6,39	0,07	11,56	15,63	0,9	0,98	—	—	0,45	5,71	—	99,05	3,0	5,2	41,5	50,3	20,2	—	46,8	32,9	50,0	—	—	10,6
441/6**	То же	46,30	1,07	14,70	5,37	6,91	0,17	10,54	13,66	0,7	0,31	—	—	0,04	0,76	—	100,50	1,8	8,8	36,4	53,0	30,6	—	48,4	21,1	78,0	—	—	6,4
306/a***	Диаллаговое габбро, Дюкалинский массив	47,74	0,26	19,95	1,53	2,87	0,08	10,97	14,33	0,6	0,10	—	—	0,10	1,46	—	100,35	2,3	12,2	29,3	55,9	25,0	—	74,4	0,6	63,0	—	—	8,5
76-1**	Катаклазированное и амфиболитизированное габбро, Дюкалинский массив	53,09	0,26	14,30	0,48	5,32	0,06	9,50	10,07	3,5	1,05	—	—	0,30	1,65	—	99,83	9,4	4,5	28,0	58,1	18,9	—	55,0	26,1	84,0	—	—	7,1
898****	Габбро, р. Кабули, бассейн р. Хунгари	53,87	0,76	17,88	0,59	5,40	0,12	7,18	12,35	0,6	0,51	—	—	0,35	0,75	—	100,52	2,4	11,2	22,8	63,6	25,9	—	55,3	18,8	70,5	—	—	11,2
C-1366/3*****	Диабаз, Бикинская зона	45,2	2,46	17,8	1,0	10,71	0,295	8,83	4,6	2,6	0,52	0,26	—	—	6,15	—	99,85	5,3	6,0	34,1	54,6	33,7	21,8	44,5	—	87,3	3	4,0	7,4
C-1372/2*****	Габбро	48,88	0,75	17,85	2,76	8,83	0,20	5,8	8,46	3,6	0,13	0,30	—	—	2,11	—	99,63	8,0	8,75	24,3	58,95	46,9	—	42,5	10,6	98,0	10	1,1	14,85

Аналитик Ж. А. Макарова, ДВГИ.

\*\* Данные М. Г. Золотова, 1943 г.

\*\*\* Данные Э. П. Изоха, 1965 г.

\*\*\*\* Данные В. А. Ярмолюка, 1948 г.

\*\*\*\*\* Аналитик Н. М. Никитина, ДВГИ.

зернистом габбро Бикинской зоны плагиоклаз в парагенезе с магнезиальным авгитом ( $f=18\%$ ) относится к битовниту № 88—89. В габбро с ильменитом (до  $7\%$ ) этого же района плагиоклаз ассоциирует с более железистым авгитом ( $f=36\%$ ) и является менее основным ( $72\% \text{An}$ ). В габбро-норитах, габбро и диабазах других комплексов плагиоклаз сильно изменен и относится к разностям, промежуточным между битовнитом и альбитом.

Роговая обманка распространена преимущественно только в основных породах, где образует самостоятельные призматические зерна, а чаще всего неправильные индивиды по границам авгита, плагиоклаза и ильменита. Окраска буровато-зеленая (по  $\text{Ng}$  — темно-бурая, по  $\text{Nm}$  — буроватая, по  $\text{Nr}$  — буровато-зеленая). Железистость ее в различных комплексах неодинакова. Наиболее низкая железистость роговой обманки ( $f=30\%$ ) наблюдается в мелкозернистых габбро Бикинской зоны, где она находится в парагенезе с бедным железом авгитом ( $f=18\%$ ).

В процессе гидротермальных изменений, связанных с влиянием постмагматических базитовых или гранитоидных растворов, роговая обманка из буровато-зеленой компактной превращается в зеленый актинолит.

### Химический состав и петрохимические особенности интрузивных офиолитов

Химические анализы и петрохимические характеристики ультраосновных и основных пород приведены в табл. 10, 11 и отражены на диаграммах (рис. 12, 13). Всего имеется 43 полных силикатных анализов, из которых 15 были опубликованы ранее рядом авторов, а остальные — новые. Из серпентинитов, в частности, анализировались только те разности, которые характеризуются равномерным распределением вторичного магнетита.

Ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации, как видно из табл. 10, 11, имеют низкую титанистость и марганцовистость. Содержание  $\text{TiO}_2$  в них колеблется от  $0,01$  до  $0,76\%$ . Среднее из 25 анализов составляет  $0,18\%$  и зависит главным образом от наличия  $\text{TiO}_2$  в составе силикатных минералов, поскольку ильменит и титаномagnetит в качестве первичных рудных минералов в породах не встречаются. Среднее содержание  $\text{MnO}$  из того же числа проб составляет  $0,16\%$ . По этим данным ультраосновные породы рассматриваемой ассоциации резко отличаются от их аналогов из оливинит-верлитовой формации, в которых средние количества этих компонентов составляют соответственно  $0,8\%$  и  $0,21\%$ . Содержание  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , как и общая железистость, также низкое (табл. 10). Это особенно хорошо видно на диаграмме (рис. 13), в которой показаны об-

щая железистость пород и отношение железа к сумме  $Fe + SiO_2$  (мол). Из диаграммы следует, что большинство пород дунит-гарцбургитовой формации характеризуются низкой железистостью ( $f=15\%$ ), причем наиболее магнезиальными являются гипербазиты хунгарийского комплекса ( $f=5-10\%$ ), за ними следуют породы КНДР и Улахинской зоны. К наиболее железистым относятся ультраосновные породы Бикинской и Шэтухинской зон ( $f=10-20\%$ ).

Указанные выше различия в составе пород неодинаковых комплексов определяются, в первую очередь, характером слагающих их минералов. Последние, как было указано выше, имеют разный состав в различных зонах гипербазитов. В пределах одного и того же конкретного комплекса колебания в железистости пород определяются в значительной мере неравномерным содержанием рудных минералов (хромита и вторичного магнетита).

Количество  $Al_2O_3$  в ультраосновных породах изученной ассоциации находится в пределах  $0,07-10,48\%$ , причем наиболее

Рис. 12. Диаграмма состава ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации и сопровождающих их габброидов (по А. Н. Заварицкому)

I — пироксениты; II — серпентиниты; III — верлиты; IV — лерцолиты; V — оливковые габбро; VI — габбро; VII — диабазы.

Номера пород на диаграмме соответствуют номерам в табл. 10—13

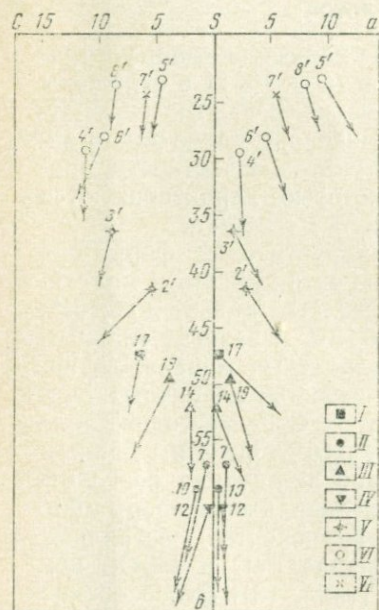
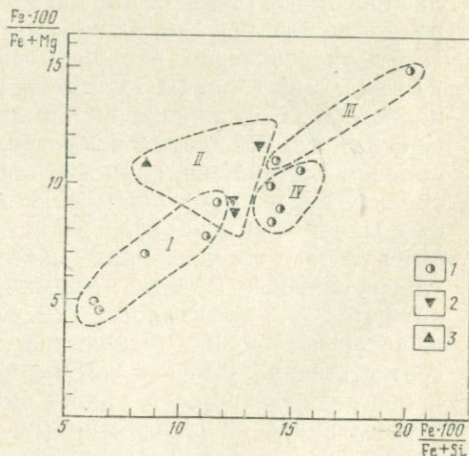


Рис. 13. Диаграмма железистости и отношения  $\frac{Fe}{Fe+Si} \cdot 100$  в ультраосновных породах различных комплексов дунит-гарцбургитовой формации

I — серпентиниты; 2 — лерцолиты; 3 — верлиты; I—IV—гипербазиты хунгарийского, улахинского, бикинского и хчонжжинского комплексов



богаты этим компонентом пироксениты, содержащие зеленую шпинель — плеонаст.

Основные породы, как и предшествовавшие их образованию ультраосновные разности, характеризуются низкими содержаниями  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ , которые, по данным восьми проб, составляют соответственно такие величины: 1,05; 1,75 и 7,13%. В основных же породах, сопровождающих оливинит-верлитовые комплексы, как отмечалось выше, средние содержания этих компонентов более высокие.

Приведенные факты показывают, что в зонах распространения дунит-гарцбургитовой формации основные породы наследуют многие петрохимические особенности ультраосновных разностей. Это указывает на родственные отношения тех и других. Справедливость такого вывода следует из анализа петрохимической диаграммы (рис. 12). На диаграмме видно, что ультраосновные и основные породы представляют не обособленные группы, а единую серию интрузивных офиолитов, в которой роль промежуточных по составу образований играют диаллагиты и меланократовые оливиновые габбро. Большой наклон векторов у верлитов и пироксенитов вправо, по сравнению с диаграммой на фиг. 35, указывает на то, что моноклинные пироксены в породах дунит-гарцбургитовой формации относительно их железистых аналогов в оливинит-верлитовой ассоциации являются более богатыми кальцием, что и видно из приведенных выше анализов минералов.

### ГИПЕРБАЗИТЫ ДУНИТ-ВЕРЛИТ-ПИРОКСЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ГАББРОИДЫ

К рассматриваемой группе офиолитов относятся эвгеосинклинальные комплексы ультраосновных и основных пород, в которых преобладают дуниты, верлиты и пироксениты, состоящие из клинопироксена. Для них характерна высокая магнезиальность и хромитовое оруденение. Дуниты и верлиты в рассматриваемой группе офиолитов, также как и в предыдущей, в большинстве случаев сильно серпентинизированы или даже превращены в серпентиниты.

На юге Дальнего Востока породы дунит-верлит-пироксенитовой формации гипербазитов и сопутствующие габброиды распространены в пределах Дахэчжэньского выступа кристаллических сланцев рифея. В других регионах изученной территории они не встречаются. Аналогом этой формации, например на Урале, является дунит-верлит-пироксенитовая ассоциация, выделенная Д. С. Штейнбергом и другими (1966) и характеризующаяся платиновым и хромитовым оруденением. Особенно широко представители рассматриваемой формации распространены на Аля-

ске среди мезозойских интрузий Восточного гипербазитового пояса Северной Америки (Noble and Taylor, 1960; Taylor and Noble, 1960), а также в Японии, где они в зоне Самбагава образуют Восточный пояс офиолитов позднепалеозойского возраста (Kuroda, 1967).

#### Область Дахэжэньского выступа

Дахэжэньский выступ кристаллических пород расположен к юго-западу от Наданьхада-Бикинского антиклинория. На востоке он граничит с Наданьхада-Бикинским антиклинорием по крупному дизъюнктивному нарушению. На западе и севере породы его скрыты под угленосными отложениями мезозоя. На юге они перекрываются кислыми эффузивами верхнего мела (рис. 14).

Дахэжэньский выступ сложен породами одноименной свиты — переслаивающимися слюдисто-кремнистыми, хлоритовыми и актинолитовыми сланцами. Изредка среди этих пород встречаются маломощные прослой мрамора. Все перечисленные образования А. М. Смирнов (1965) относит по возрасту к раннему рифею. Изучение показывает, что породы свиты первоначально представляли зеленокаменные туфы и эффузивы, переслаивавшиеся с глинисто-кремнистыми сланцами. Это был комплекс геосинклинальных эффузивно-осадочных пород, отвечавший, видимо, ранней стадии рифейского геосинклинального прогиба. Позднее он был превращен в мелкозернистые кристаллические сланцы в условиях низкой температуры.

Кристаллические породы Дахэжэньского выступа образуют серии складок северо-западного простирания с углами падения крыльев от 20 до 60°. В зонах разрывов слои пород падают круче. Они прорваны ультраосновными и основными породами, а также более поздними палеозойскими (?) гранитоидами, с которыми связаны скарново-магнетитовые руды.

Ультраосновные и основные породы в пределах Дахэжэньского выступа образуют мелкие и крупные тела в форме даек, линз и пластовых залежей. Эти массивы приурочены к крупным сопряженным разрывам: двум северо-западного и одного северо-восточного направления. Массивы образуют три зоны: субмеридиональную, северо-западную и субширотную (см. рис. 14). Восточнее, несколько особняком расположен массив габброидов горы Дафыншань, который ниже рассматривается отдельно.

Субмеридиональная зона, протяженностью около 15 км, приурочена к крупному разлому, обрамляющему с запада горную часть Наданьхада-Алиңя. В южной части зоны располагается один небольшой интрузив серпентинизированных верлитов, который залегает среди однообразных актинолитовых и хлоритовых сланцев, возникших за счет метаморфизма зеленых туфов и эффузивов. Севернее находится наиболее крупный мас-

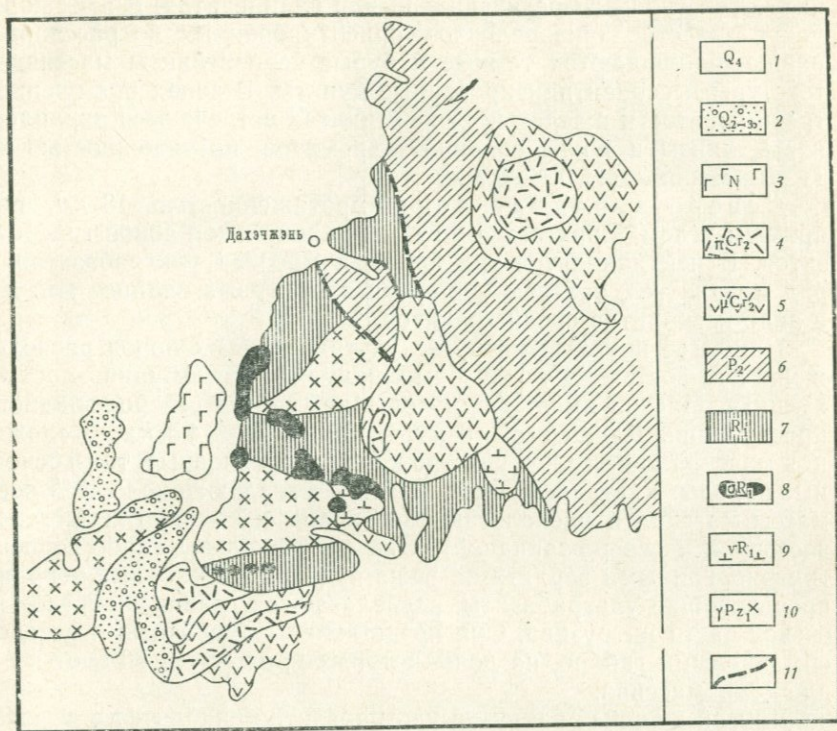


Рис. 14. Схема геологического размещения гипербазитов Дахэчжэньского выступа кристаллических пород

1 — пески, глины, илы ( $Q_4$ ); 2 — галечники и валуны ( $Q_{2-3}$ ); 3 — базальты (N); 4 — кислые эффузивы ( $\pi Cg_2$ ); 5 — дацитовые и андезитовые порфириты ( $\mu Cg_2$ ); 6 — кремнистые сланцы ( $P_2$ ); 7 — кристаллические сланцы ( $R_1$ ); 8 — ультраосновные породы ( $\sigma R_1$ ); 9 — габброиды ( $\gamma R_1$ ); 10 — граниты раннего палеозоя ( $\gamma Pz_1$ ); 11 — разрывы

сив ультраосновных пород, протяженностью до 12 км и мощностью 1—2 км. Этот интрузив сложен темно-бурыми и серо-зелеными серпентинитами с линзами и вкрапленностью хромитов. В северной части он граничит со сланцами дахэчжэньской свиты. На юге массив прорван гранитами, в связи с чем в ультраосновных породах наблюдается оталькование, карбонатизация и хлоритизация.

Рассматриваемый интрузив имеет северо-восточное простирание и крутое падение. Восточная половина его обнажена, так как занимает гипсометрически более высокое положение. Западная часть массива скрыта под глинистыми отложениями долины р. Жаолихэ. Интрузив сложен главным образом аподунитовыми серпентинитами, которые сильно раздроблены и зачастую имеют вид тектонитов. Преобладают зеленые антигоритовые серпенти-

ниты. Текстура их брекчиевидная или сланцеватая. В этих породах в качестве линз реликтов, ориентированных по рассланцеванию, наблюдаются темные и бурые серпентиниты массивной текстуры и серпентинизированные дуниты. В зонах повышенной трещиноватости в зеленых серпентинитах встречаются вкрапленность, линзы и жилы сплошных хромитов, протяженностью до 14 м и мощностью 0,1—0,7 м.

Северо-западная зона, протяженностью 18 км, под прямым углом сопрягается с субмеридиональной зоной гипербазитов. В ней находятся три крупных массива ультрабазитов и ряд мелких тел, залегающих среди хлоритовых сланцев или же в виде ксенолитов среди гранитов.

Наиболее крупный интрузив ультраосновных пород расположен в юго-восточной части зоны между речками Абуциньхэ и Цихулинхэ. Массив имеет форму сложной линзы северо-западного простираения. Длина его — 8 км, а мощность — 4,5 км. В сложении массива принимают участие как ультраосновные, так и основные породы. Ультраосновные породы составляют около 40% всей массы массива и располагаются в краевых его частях (северо-восточной и северо-западной). Они представлены слабо серпентинизированными верлитами, реже дунитами. Основные породы, прорывающие ультрабазиты, располагаются главным образом в юго-восточной части интрузива. Они представлены диабазами и рогово-обманковыми габбро, на долю которых приходится 60% от всей площади массива.

Другой крупный интрузив ультрабазитов находится в северо-западном окончании рассматриваемой зоны. Он имеет форму межпластовой залежи северо-западного простираения, которая наклонена на северо-восток под углами 35—50°. Массив залегает среди хлоритовых и актинолитовых сланцев с редкими прослоями черных филлитов. Он сложен в основном аповерлитовыми, реже аподунитовыми, серо-зелеными антигоритовыми серпентинитами сланцеватой, брекчиевидной или линзовидно-милонитовой текстуры. Местами встречаются почти свежие мелкозернистые дуниты, верлиты и пироксениты.

Породы массива во многих местах прорваны дайками биотитовых гранитов, аплитов, гранит-порфиров, лампрофиров и порфиритов. Около даек гранитов и гранит-порфиров в серпентинитах появляется много талька. В лежащем боку интрузива серпентиниты тонко разлистованы и имеют вид зеленых сланцев. Ширина зоны рассланцевания составляет 70—100 м.

Мелкие тела серпентинитов в северо-западной зоне имеют форму маломощных линз, залегающих среди хлоритовых сланцев, или же представляют реликты небольших размеров среди гранитов.

Среди серпентинитов встречаются мелкозернистые пироксениты и верлиты, которые претерпели амфиболлизацию с образованием зеленой шпинели — плеонаста. Пироксениты и серпенти-

ниты рассекаются жилками кварца с халькопиритом и пирротинном. В контакте гранитов с серпентинитами образовались скарны с магнетитом, содержащие ильваит и халькопирит.

К востоку от охарактеризованной зоны располагается интрузивный массив горы Дафыншань, сложенный основными породами. Он приурочен к крупному разрыву, отделяющему Дахэчжэньский выступ кристаллических пород от осадочных пород Наданьхада-Бикинского антиклинория.

Интрузивный массив горы Дафыншань имеет северо-западное простирание и крутое ( $70^\circ$ ) падение на юго-запад. В сложении его принимают участие главным образом габбровые породы и меньше диабазы. Габбро представлены среднезернистыми породами параллельной текстуры. Темноцветные минералы этих пород — роговая обманка и авгит — ориентированы параллельно. Содержание их непостоянно. Различаются габбро нормальные и меланократовые. В основных породах этого массива встречаются мелкие жилки плагиоклаза, пересекающие полосчатые габбро. В жилках плагиоклаза наблюдаются крупные (до 5 см) кристаллы буроватой роговой обманки. Кроме жилок плагиоклаза и роговой обманки, в основных породах, согласно их полосчатости, встречаются линзы горнблендитов мощностью от 3 до 10 м. Некоторые разности основных пород содержат повышенное количество магнетита и ильменита (до 10—12%).

Самой поздней по времени проявления является сульфидная минерализация. Она представлена пиритом, халькопиритом и пирротинном, содержащим, видимо, пентландит. Минерализация приурочена к раздробленным хлоритизированным и окварцованным габбро.

Субширотная южная зона ультрабазитов обнаружена в самое последнее время и еще не изучена. Она приурочена к породам дахэчжэньской свиты. Протяженность ее составляет 17 км, а ширина — 4 км. В зоне находится восемь интрузий ультрабазитов. Они имеют вид мелких, площадью до 2 км<sup>2</sup>, линзовидных тел, залегающих согласно с вмещающими породами. Наиболее крупный массив ультрабазитов слагает гору Хаматинцу. Площадь его составляет 2,5 км. Он прорван интрузивными диабазами и габбро, а также мелкими телами гранитоидов.

Ультрабазиты субширотной зоны, по имеющимся сведениям, представлены в основном серпентинитами, среди которых преобладают зеленые антигоритовые разности.

На основании приведенных выше сведений последовательность формирования гипербазитов и габброидов Дахэчжэньского выступа следующая: 1) интрузия дунитов, верлитов и пироксенитов; 2) образование хромитов; 3) серпентинизация и образование серпентинитов; 4) интрузия габбро и диабазов; 5) внедрение жил плагиоклаза с роговой обманкой; 6) медно-никелевая минерализация.

## Минеральный состав пород

Дуниты больше всего распространены среди интрузивных офиолитов Дахэжэньского выступа. Они сильно серпентинизированы и обычно превращены в серпентиниты. В массивах гипербазитов дуниты наблюдаются в основном в виде мелких и крупных линз — реликтов среди зеленых рассланцованных антигоритовых серпентинитов. Линзы дунитов обычно расплющены, а местами и раздроблены. Реже они встречаются среди верлитов, имея с ними постепенные переходы.

Дуниты представляют собой тонкозернистые или мелкозернистые породы темно-серой окраски. Текстура их однородная. Под микроскопом структура дунитов чаще всего петельчатая. Главным материалом этих пород является оливин. В качестве примеси наблюдаются диопсид и хромит. Вторичные минералы — тремолит, антигорит, хризотил и пылеватый магнетит. Минеральный состав дунитов приведен в табл. 12.

Таблица 12

Минеральный состав ультраосновных пород (в объемн. %)

Обр. №	Порода	Оливин	Диопсид	Хромит	Тремолит	Магнетит	Антигорит	Лизардит	Клинхопмор	Плеонаст	Эпидот
C-1105/4	Дунит	90	2	5	1	—	—	2	—	—	—
C-1088/1	»	63	—	3	—	4	30	—	—	—	—
C-358/10	»	82	—	1	—	2	—	15	—	—	—
C-358/9	Пироксенит	—	85	—	6	3	—	—	4	2	—
C-360/3	»	—	80	—	—	—	10	—	—	—	10
C-1095/1	»	2	65	—	27	3	1	—	2	—	—

Оливин встречается в дунитах в виде изометричных округлых или полигональных зерен, размерами 0,2—1 мм, которые с краев или по трещинам замещены хризотилом, иногда пластинчатым антигоритом и хромитом. Хромит образует в дунитах мелкие (0,1—0,3 мм) и крупные (до 1 мм) зерна, замещающие оливин. Форма их неправильная, ввиду замещения хромита антигоритом. При этом краевые зоны хромитовых зерен оказываются в различной степени изъеденными и гранулированными. Хромит становится окисленным и непрозрачным. Наряду с отдельными зернами в дунитах встречаются и прожилки этого минерала, приуроченные к трещинам дробления.

Пластинчатый антигорит и волокнистый хризотил в ассоциации с пылеватым магнетитом образуют в дунитах неправильные участки или жилки по границам оливиновых зерен и по трещинам дробления.

Пироксениты встречаются редко среди пород Дахэчжэньского выступа. Они залегают в виде линз, мощностью до 10—20 м, среди серпентинитов, серпентинизированных верлитов и дунитов. Пироксениты представляют мелкозернистые равнозернистые породы серо-зеленой окраски. Они часто раздроблены и амфиболизированы. Главный минерал их — диопсид. В качестве примеси встречаются оливин, хромит. Вторичные минералы — тремолит, хлорит, серпентин, эпидот, пылеватый магнетит, плеонаст. Минеральный состав пироксенитов показан в табл. 12. В некоторых образцах пород диопсид содержит много мельчайших газовой-жидких включений.

Оливин, присутствующий в пироксенитах, сильно серпентинизирован. Тремолит образует бесцветные шестоватые зерна, располагающиеся по трещинам дробления в пироксене. Клинохлор наблюдается в виде бесцветных листоватых и таблитчатых зерен и агрегатов, встречающихся совместно с мелкими изометричными зернами зеленой шпинели — плеонаста. Эти два минерала составляют тесный парагенезис, образующийся за счет разложения диопсида. Местами отчетливо видно, что они располагаются в виде прожилков по трещинам дробления пироксенита. Магнетит наблюдается в форме мельчайших зерен по спайности диопсида или же составляет парагенез с хризотилом, возникающим при разложении оливина.

Верлиты среди пород Дахэчжэньского комплекса распространены меньше, чем дуниты. Эти породы большей частью превращены в серпентиниты. Такие серпентиниты встречаются реже, чем аподунитовые разности, и характеризуются присутствием реликтов диопсида. Более или менее сохранившиеся верлиты представлены мелкозернистыми породами серо-зеленой окраски. Они состоят из дробленных и корродированных зерен оливина, бесцветного диопсида и вторичных минералов: тремолита, клинохлора, шпинели.

Тремолит в верлитах представлен отдельными шестоватыми кристаллами или прожилками по трещинам дробления. Клинохлор — бесцветный минерал;  $2V=34^\circ (+)$ . Он образует агрегаты чешуйчатых зерен совместно с зеленой шпинелью (плеонастом) по трещинам дробления как диопсида, так и оливина. Шпинель встречается в виде мелких (0,01—0,1 мм) изометричных зерен.

Более поздние минералы в верлитах представлены тонкочешуйчатым бесцветным хлоритом и магнетитом, которые замещают клинохлор и шпинель. Замещение шпинели магнетитом происходит с краев зерен и приводит к образованию псевдоморфоз магнетита по плеонасту.

Горнблендиты широко развиты на площади массива габброидов, слагающих гору Дафыншань, находящуюся к югу-западу от дер. Думухэ в уезде Жаохэ. Здесь горнблендиты залегают в виде маломощных полос (мощность от 1 см до несколь-

ких метров) среди сосюритизированных роговообманковых габбро с авгитом. В данном случае горнблендиты возникли, видимо, за счет «прослоев» пироксенитов на поздней стадии кристаллизации основных расплавов. Горнблендиты — мелкозернистые или крупнозернистые породы темно-серой окраски. Они состоят из паргасита и обыкновенной буроватой и буровато-зеленой роговой обманки, которые дают смешанные зональные кристаллы, достигающие иногда 3—4 см по длинной оси. Мелко- и среднезернистые разновидности горнблендитов имеют панидиоморфнозернистую структуру. Они состоят из полигональных зерен буроватого паргасита, который в краевых зонах постепенно переходит в буроватую роговую обманку.

Роговообманковые габбро сопровождают гипербазиты дахэжэньского комплекса. Особенно широко они распространены в массиве горы Дафыншань. Это — серые среднезернистые, реже мелкозернистые породы, имеющие параллельную и полосчатую, реже массивную текстуру. Полосчатая текстура обусловлена присутствием в габбро узких полос (2—3 см), состоящих из субпараллельно расположенных зерен роговой обманки. Под микроскопом видно, что роговообманковые габбро имеют габбровую или, реже, офитовую структуру. Минеральный состав пород их см. в табл. 13.

Таблица 13

Минеральный состав роговообманковых габбро (в объемн. %)

Обр., №	Роговая обманка	Авгит	Плагиоклаз	Актинолит	Магнетит	Хлорит	Апатит
ИН-365/1	20	15	45	—	10	10	—
Г-521/1	38	10	50	—	1	—	1
С-1063/1	30	5	48	6	8	2	1
С-1061/3	15	15	60	7	2	—	1

Главными минералами габбро являются роговая обманка и плагиоклаз. Плагиоклаз зональный и относится к битовниту (70—80% An). Он образует изометрические или призматические зерна. В полосчатых габбро форма зерен плагиоклаза неправильная вследствие разведения их роговой обманкой. В большинстве пород плагиоклаз сильно разложен и превращен в агрегат мельчайших зерен альбита и эпидота с примесью кальцита.

Роговая обманка буроватая, образует субпараллельно или хаотически расположенные зерна, замещающие плагиоклаз и содержащие реликты изъеденного авгита. Роговая обманка плеохроирует по схеме: Ng — темно-бурый, Nm — бурый, Np — светло-буроватый.

Авгит в породах встречается в виде изъеденных реликтов в роговой обманке. Магнетит образует в породах мелкие ксеноморфные зерна, располагающиеся на стыках роговой обманки и плагиоклаза. Этот минерал замещается хлоритом. Апатит бесцветный и присутствует в редких призматических зернах, заключенных в плагиоклазе и роговой обманке.

Амфиболовые породы встречаются как местные образования среди серпентинитов, пироксенитов и верлитов восточной и западной полос гипербазитов Дахэжэньского выступа кристаллических пород. Образование их связано с воздействием палеозойских (?) гранитоидов на серпентиниты и верлиты. На высоте 613,0 м амфиболовые породы пересекаются жилками хризотила с хромитом; они возникли, видимо, как постмагматические образования интрузии гипербазитов и образовались до процесса серпентинизации дунитов и верлитов.

Серпентиниты весьма характерны для офиолитов Дахэжэньского выступа кристаллических пород. Серпентинитовые массивы являются, как правило, хромитонасными в отличие от «сухих» несерпентинизированных, и практически безрудных в отношении хромита интрузивов. Это показывает, что серпентиниты изученного района представляют автометаморфические образования. Они формировались большей частью за счет дунитов и верлитов под влиянием постмагматической деятельности. Прямых указаний о связи процесса серпентинизации со становлением гранитоидов обнаружено не было.

Изучение показывает, что серпентинизация гипербазитов была многократной, но в широких масштабах она протекала в основном после образования хромитовых руд, на что указывает повсеместное разъедание и замещение серпентином хромитовых зерен. Серпентиниты бывают черные, бурые и зеленые различных оттенков. Из них черные и бурые серпентиниты встречаются в тех участках пород, где отсутствуют ясно выраженные зоны осветления пород, отвечающие трещинам максимальной циркуляции гидротермальных растворов.

Черные и бурые серпентиниты имеют вид плотных, часто скрытокристаллических пород, для которых характерна неправильная трещиноватость. Они состоят из лизардита, антигорита, иногда серпофита. Постоянной примесью являются пылеватый магнетит, вкрапления зерен хромита. В качестве реликтовых встречаются оливин, диопсид, тремолит. Около тел гранитоидов в серпентинитах появляются листочки талька и шестоватые порфиры тремолита. Количественные отношения между минералами в серпентинитах показаны в табл. 14.

Черные и бурые серпентиниты отличаются присутствием в их составе серпофита. Этот минерал вместе с лизардитом образует в породах полигональные или округлые участки, отграниченные от соседних скоплениями пылеватого магнетита и развившиеся по зернам оливина. В центре таких псевдоморфных участ-

Таблица 14

## Минеральный состав серпентинитов (в объемн. %)

Обр., №	Порода	Оливин, диопсид	Серпофит	Лизардит	Тремолит	Антигорит	Хромит	Магнетит	Хризотил-асбест	Хлорит	Тальк и карбонат	Вермикулит
C-1074/2	Бурый серпентинит	5	15	59	—	—	4	6	—	1	10	—
C-1084/1	» »	—	57	—	—	30	1	10	—	1	1	—
C-1075/2	» »	—	30	—	—	60	1	7	1	1	—	—
C-108/2	» »	—	40	—	5	52	3	—	—	—	—	—
C-1105/5	Зеленый антигоритовый серпентинит	—	—	—	—	61	10	—	—	—	3	26
C-361/a	То же	—	—	—	5	91	1	3	—	—	—	—
C-362/2а	» »	—	—	—	—	74	1	—	—	—	25	—
C-1105/1	» »	10	—	19	—	40	10	—	1	—	—	20
C-362/2	» »	1	1	—	—	75	3	—	20	—	—	—
C-362/2б	» »	1	—	—	—	89	7	—	2	—	1	—
C-362/1	» »	—	20	10	—	50	5	4	5	—	1	5

ков находится обычно буроватый серпофит, а между ними лизардит, иногда антигорит. Последний из минералов образует также обособленные секущие полоски, пятна и тонкие жилки в массе серпофита, в которых уже отсутствуют пылеватые скопления магнетита. Антигорит встречается в виде многочисленных пластинок, рассеянных в массе из серпофита и лизардита. Некоторые разности бурых и черных серпентинитов имеют криптозернистую пластинчатую структуру и являются антигоритовыми.

Хромит нацело окислен. Он встречается в виде единичных изометричных зерен, которые бывают разъедены антигоритом с краев или изнутри. Местами хромитовые зерна, размерами до 1—1,5 мм, в результате замещения их серпентином оказались превращенными в агрегат мелких зерен диаметром от 0,01 до 0,2 мм. Первичные крупные зерна хромита приурочиваются иногда к трещинам и соединяются между собой прожилками из мелких, диаметром от 0,01 до 0,3 мм, зернышек того же минерала. Тремолит и тальк встречаются в бурых серпентинитах в виде более поздних вкраплений. Тремолит иногда полностью замещается в породе серпентином. Такие амфиболовые породы содержат тальк и находятся около интрузий гранитов, рвущих серпентиниты. Образование их связано с воздействием растворов гранитоидов на бурые серпентиниты.

Зеленые серпентиниты являются антигоритовыми. Они распространены шире черных и бурых разностей. Эти породы зале-

гают в зонах наибольшей трещиноватости и проницаемости ультрабазитов дахэчжэньского комплекса. Местами ясно видно, что они находятся в виде жилкообразных тел среди бурых серпентинитов и характеризуются сланцеватой и линзовидно-милонитовой текстурами. Зеленые серпентиниты имеют пластинчатую, псевдоморфную и метельчатую структуры. В общем зернистость этих пород более выражена по сравнению с бурыми и черными серпентинитами. В составе зеленых серпентинитов наблюдаются реликты оливина-хризолита, иногда энстатита, тремолита, авгита, а также антигорит, хромит, хлорит, флогопит, вермикулит, тальк и карбонат. Антигорит — главный минерал. Он образует бесцветные, иногда буроватые пластинки, которые группируются в параллельные, метельчатые или лучистые сростки.

### Особенности состава темноцветных минералов

Оливин в породах дахэчжэньского комплекса, особенно в дунитах, характеризуется наиболее низкой железистостью ( $f=7\%$ ). Железистость его ниже, чем у оливина из дунитов дунит-гарцбургитовой формации (см. табл. 6). В верлитах и оливинсодержащих пироксенитах оливин содержит больше железистого компонента ( $f=12\%$ ) и относится уже не к форстериту, а к хризолиту (табл. 15).

Диопсид в верлитах и пироксенитах, как и оливин, сформировался в раннемагматическую стадию и железистость его не превышает 11—12%. Содержание волластонитового компонента ( $\text{CaSiO}_3$ ), по данным восьми измерений 2 V (по выходам двух оптических осей) составляет 45%.

Хромит встречается в породах чаще всего в виде акцессорной примеси. Реже образует рудные залежи небольших размеров. Акцессорный хромит встречается в дунитах и верлитах. Он образует идиоморфные октаэдрические зерна, расположенные на стыках зерен оливина и образованные до кристаллизации диопсида. В проходящем свете окраска оливина в дунитах и верлитах дахэчжэньского комплекса является оранжево-бурой. В соответствии с этим, по данным Г. А. Соколова (1940), содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (в вес. %) в хромите составляет примерно 33%.

Рудные хромиты залегают в аподунитовых серпентинитах дахэчжэньского комплекса в виде овальных или удлиненных в плане линз, приуроченных к продольным зонам дробления массивов гипербазитов. Хромиты чаще всего вкрапленные (гороховые или маковые), реже сплошные. Длина линз рудных тел исчисляется метрами, а мощность составляет 30—60 см. В проходящем свете хромит этих руд просвечивает темно-красным цветом. По трещинам дробления и с краев зерен он непрозрачный и сильно замещен магнетитом, возникшим при серпентинизации пород и руд. Химический анализ концентрата рудного



Рис. 15. Амфиболовая порода из бурой роговой обманки, тремолита и клинохлора с шпинелью (черное). Ув. 60, с анализатором

хромита (в %), полученного после дробления и магнитной сепарации, приведен ниже<sup>1</sup>:

SiO <sub>2</sub> — 12,32	MnO — 0,47	H <sub>2</sub> O — 0,29
TiO <sub>2</sub> — 0,17	MgO — 15,67	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 31,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 6,68	CaO — 1,21	П.п.п. — 1,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 25,32	Na <sub>2</sub> O — 0,85	NiO — 0,23
FeO — 3,82	K <sub>2</sub> O — 0,00	Сумма 100, <u>83</u>

Хромитовая руда относится к сильно окисленной разновидности.

Шпинель встречается только в метаморфизованных пироксенитах и относится к поздней разновидности, образование которой

<sup>1</sup>. Обр. С-363. Хим. лаборатория ДВГУ, Хабаровск.

связано с разложением первичных магматических минералов (диопсида). Она наблюдается в виде мелких, величиной до 0,01 мм, изометричных зерен, приуроченных к участкам дробления пироксенитов. Шпинель ( $N=1,775$ ,  $f=65\%$ ) находится в парагенезе с бесцветным тремолитом (рис. 15). Оба эти минерала возникли за счет разложения глинозема содержащего диопсида. Местами вместе со шпинелью встречается клинохлор без тремолита. Такой парагенез отвечает, видимо, более низкотемпературной ступени метаморфизма гипербазитов в связи с влиянием интрузий гранитоидов.

Таблица 15

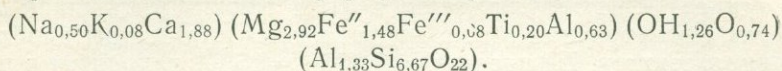
Оптические свойства и железистость темноцветных минералов ультраосновных и основных пород

Обр. №	Минерал	Ng	Np	2V	$f, \%$	Порода и ее местонахождение
C-1104/2	Оливин	1,682	—	—	7	Дунит, Дахэчженьский выступ
C-360/5	»	1,682	1,657	—	7	То же
C-359/2	»	1,682	1,654	—	7	» »
C-358/8	»	1,695	—	—	12	Верлит, там же
C-358/8	Диопсид	1,697	1,670	$55^0_+$	11	» » »
C-1095/1	»	1,698	1,670	$56^0_+$	11	Пироксенит, там же
C-1095/1	Оливин	1,695	—	—	12	» » »
C-360/4	Диопсид	1,697	1,670	$52^0_+$	12	» » »
C-358/3	»	1,697	1,670	$58^0_+$	10	» » »
C-360/3	»	1,697	1,670	$54^0_+$	11	» » »
C-360/3	Оливин	1,695	—	—	12	» » »
Г-524	Паргасит	1,676	1,654	$86^0_+$	37	Горнблендит, гора Дафыншань
Г-522	Роговая обманка	1,671	—	$84^0_-$	34	Габбро, там же

Паргасит и роговая обманка распространены неодинаково. Паргасит наблюдается только в горнблендитах, а роговая обманка — обычно в габброидах. Оптические свойства их приведены в табл. 15. Химический состав паргасита (в %):

SiO <sub>2</sub> — 45,21	Na <sub>2</sub> O — 1,72	MnO — 0,24
TiO <sub>2</sub> — 1,73	K <sub>2</sub> O — 0,22	MgO — 13,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 11,35	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 0,57	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> — 1,28
CaO — 11,98	FeO — 12,00	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> — 0,10
		Сумма 99,72

Кристаллохимическая формула паргасита:



Из анализа формулы видно, что паргасит относится к титанистой разновидности, характеризующейся также повышенной железистостью. Железистость роговой обманки в габброидах является более низкой ( $f=34\%$ ).

### Химический состав интрузивных офиолитов

Химический состав ультраосновных и основных пород приведен в табл. 16 и отражен на диаграммах (рис. 16, 17). Из табл. 16 следует, что содержание  $\text{MgO}$  в ультраосновных породах дахэчжэньского комплекса, относящихся к дунит-верлит-пироксенитовой формации, колеблется от 13,22 (в горнблендитах) до

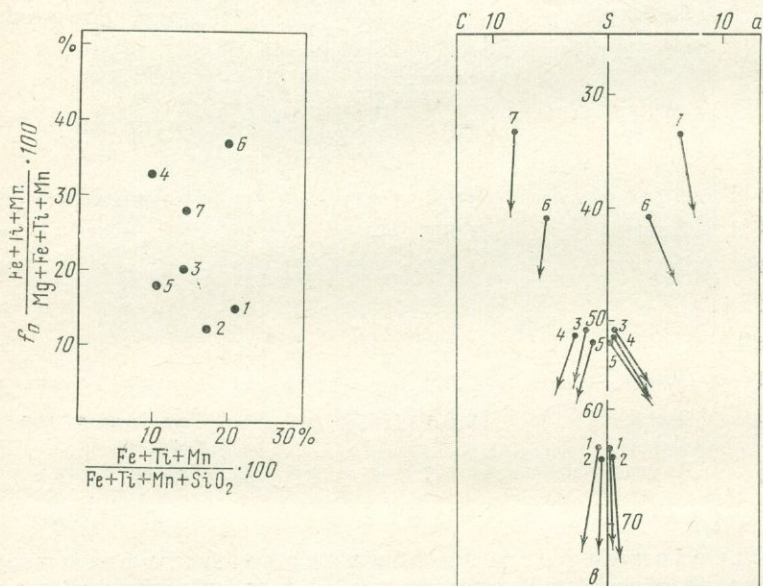


Рис. 16. Диаграмма железистости и отношение  $\frac{\text{Fe}+\text{Ti}+\text{Mn}}{\text{Fe}+\text{Ti}+\text{Mn}+\text{SiO}_2} \cdot 100$  в ультраосновных породах. Дахэчжэньский комплекс

1, 2 — серпентинизированные дуниты; 3—5 — оливиновые диаллагиты; 6 — горнблендит; 7 — габбро

Рис. 17. Диаграмма состава ультраосновных пород (по А. Н. Заварицкому) дунит-верлит-пироксенитовой формации и сопровождающих их габброидов. Номера пород на диаграмме соответствуют номерам в табл. 16

Таблица 16

## Химический состав ультраосновных и основных пород

Обр., №	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	N <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	П. п. п.	Сумма	f <sub>0</sub> , %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
																		a	c	b	S'	f	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
С-360/1*	Серпентинизированные дуниты с диопсидом	37,10	0,14	1,63	5,6	6,47	0,13	36,23	3,14	0,089	0,049	—	—	0,3	9,03	99,91	15,5	0,29	0,80	63,38	35,53	15,11	81,19	3,70	80,00	6,33	0,32	30,32	0,33
С-1104/1*	То же	35,68	0,16	1,18	4,38	4,85	0,35	36,97	3,53	0,02	0,03	—	—	0,30	11,84	99,29	11,8	0,4	0,5	64,3	34,8	17,7	83,5	4,8	100	5,1	0,3	31,7	0,8
С-358/3*	Оливиновые диаллазиты	48,50	0,28	2,92	0,52	8,62	0,18	20,59	17,94	0,26	0,11	—	—	0,10	0,02	100,04	28,7	0,41	1,69	50,79	47,14	19,91	48,56	31,53	83,33	5,75	5,32	7,23	0,24
С-358/8*	»	45,88	3,38	3,36	3,96	8,62	0,17	16,98	17,04	0,138	0,074	—	—	0,06	0,2	99,86	10,8	0,45	2,70	51,21	45,64	14,17	51,09	29,74	75	0,73	0,5	12,32	0,17
С-360/4*	»	48,20	0,22	2,66	2,6	5,03	0,15	19,24	18,78	0,11	0,049	—	—	0,15	2,59	99,78	17,6	0,23	1,33	51,74	46,70	11,59	53,40	35,00	80	3,60	0,37	8,39	0,17
Г-524**	Горнблендиты, габбро, гора Дафыньшань, левобережье р. Уссури	45,21	1,73	11,35	0,57	12,0	0,24	13,22	11,98	1,72	0,22	—	1,28	0,10	—	99,62	37	3,7	5,30	41	50	28	51	20,7	93,0	3,28	3	12,7	0,7
Г-522**	То же	45,30	0,79	16,48	1,20	7,46	0,21	13,40	9,03	2,82	0,23	0,05	2,60	0,11	—	99,68	28	6,4	8	33,6	52	24	67	9	95,7	2,7	1,3	16,8	0,8

\* Аналитик Н. М. Щурова, ДВГИ. \*\* Химическая лаборатория ДВГУ, г. Хабаровск.

36,97% (в дунитах). Количество  $Al_2O_3$  находится в пределах от 1,18% (в дунитах) до 11,35 (в горнблендитах). В пироксенитах, содержащих оливин, содержание  $Al_2O_3$  достигает 3,36%. При метаморфизме в этих породах глинозем расходовался на образование шпинели и амфиболов.

Большинство ультраосновных пород дахэчжэньского комплекса, за исключением разностей пироксенитов с ильменитом и горнблендитов, характеризуются невысоким содержанием  $TiO_2$  и  $MnO$ . Среднее содержание их по пяти анализам из ультраосновных пород составляет соответственно 0,23 и 0,19%. Среднее содержание  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  равно 6,72 и 3,41%. По этим характеристикам ультраосновные породы дахэчжэньского комплекса стоят ближе к породам дунит-гардбургитовой формации, чем к представителям оливинит-верлитовой ассоциации Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Бикинского антиклинория. Горнблендиты характеризуются несколько повышенным содержанием  $TiO_2$  (1,73%), присутствие которого связано с наличием в породах ильменита и титанистого паргасита.

Общая железистость ультраосновных пород, особенно дунитов и пироксенитов, не превышает 20%, что видно из табл. 16 и диаграммы (рис. 16). Горнблендиты, а также пироксениты с ильменитом и габбро характеризуются более высокой железистостью.

Из диаграммы (рис. 17) и табл. 16 следует, что ультраосновные и основные породы Дахэчжэньского выступа по химическому составу образуют единый ряд интрузивных офиолитов, в котором роль переходных образований играют горнблендиты.

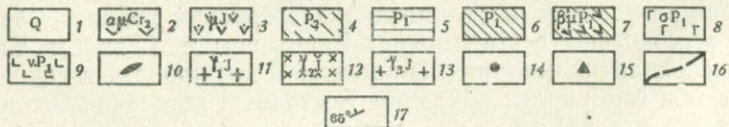
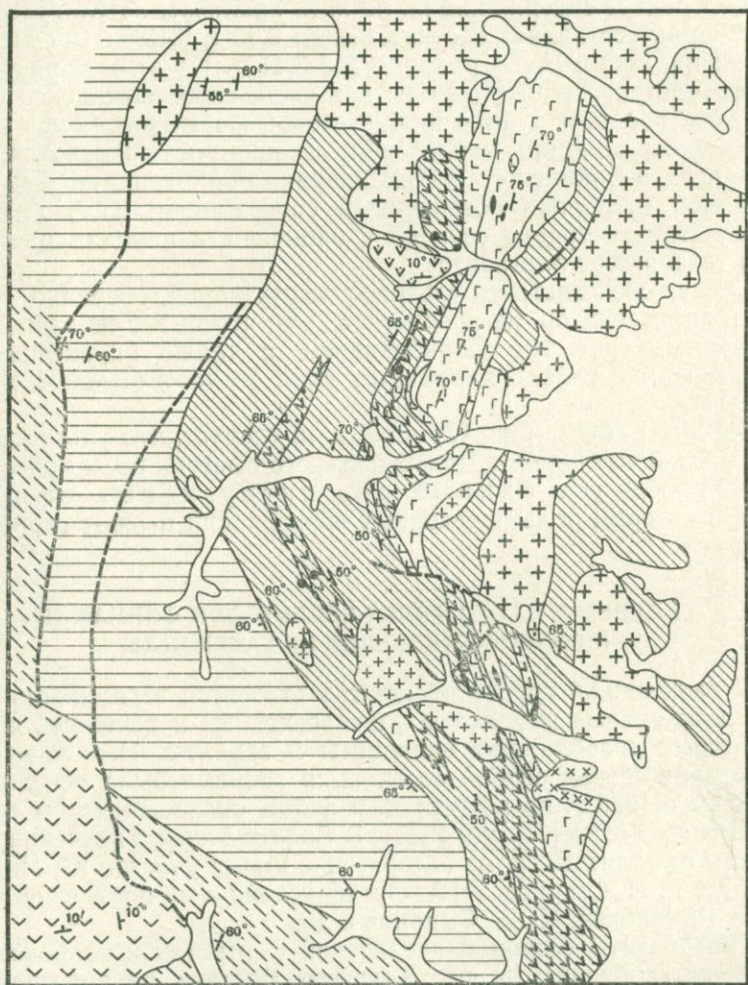
### **ГИПЕРБАЗИТЫ ОЛИВИНИТ-ВЕРЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ГАББРОИДЫ**

К выделенной группе офиолитов относятся эвгеосинклинальные интрузивные комплексы ультраосновных и основных пород, в которых преобладают оливиниты и верлиты. Необходимость выделения ее как особой ассоциации впервые была обоснована автором в 1965 г. по результатам работ, проведенных в Северо-Восточном Китае (Зимин, 1965). В Сихотэ-Алине в изучении этой группы офиолитов, кроме автора, принимали участие Ю. Н. Размахнин, Г. Н. Старков, Р. А. Октябрьский, а в последние годы И. Ф. Романович, Ю. А. Смирнов и др.

Гипербазиты оливинит-верлитовой формации и сопровождающие их габброиды на юге Дальнего Востока распространены в ряде регионов и имеют позднепалеозойский возраст. Массивы их расположены в Наданьхада-Бикинском и Главном Сихотэ-Алинском антиклинориях. В последнем эти породы, а также вулканиты и габброиды, образуют Восточный пояс офиолитов, протяженностью 500 км.

### Область Наданьхада-Бикинского антиклинория

Офиолиты этого района впервые были выделены и изучены автором в 1957 г. Они приурочены к осевой части антиклинория, которая изогнута в виде дуги, обращенной выпуклостью на запад, и сложена породами нижней свиты цзинцзян и средней саньян (рис. 18).



Нижняя свита состоит из переслаивания диабазов, диабазовых порфиритов с их туфами, туффитами, а также с темно-серыми песчаниками, алевролитами и редкими прослоями кремнистых сланцев и гематитовых туфов (рис. 18). Вулканогенные породы свиты — типичные подводные зеленокаменные образования. Они переслаиваются с морскими отложениями и иногда имеют шаровую текстуру.

Средняя свита состоит в основном из темных и серовато-зеленых песчаников и алевритов, чередующихся с кремнистыми и глинистыми сланцами, а также с редкими покровами диабазовых порфиритов. Породы средней и нижней свит образуют серии линейных складок с углами падения крыльев от 40 до 70°. По вещественному составу они имеют много общего с отложениями Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Так, нижняя свита (цинцзян) весьма сходна с себучарской (P<sub>1</sub>), а средняя (саньян) с ариаднинской (P<sub>1</sub>) свитами центральной части Сихотэ-Алинской области. Это позволяет нам относить свиты цинцзян и саньян к ранней перми. Ранее они считались мезозойскими, что не отвечает данным региональной геологии юга Дальнего Востока.

Гипербазиты прорывают отложения нижней свиты цинцзян. Породы их, в свою очередь, прорываются и метаморфизируются юрскими (Смирнов, 1963) интрузиями биотитовых гранитов. Обломки перидотитов и связанных с ними диабазов с пирротитом, пентландитом и халькопиритом находятся в гальке агломератов, лежащих в основании верхней свиты жаолихэ, которая несогласно перекрывает среднюю свиту саньян. Свита жаолихэ прорвана биотитовыми гранитами и по возрасту, видимо, относится к триасу или поздней перми.

Гипербазиты Наданьхада-Бикинского антиклинория имеют много общего с ультраосновными породами Сихотэ-Алиня, как будет показано ниже. Это, а также приведенные выше данные, позволяет считать возраст рассматриваемых интрузий ультрабазитов раннепермским. Между ними и биотитовыми гранитами

Рис. 18. Схематическая геологическая карта западной части Наданьхада-Бикинского антиклинория

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — кварцевые порфириты и другие эффузивы (цн Сг<sub>2</sub>); 3 — субщелочные и щелочные эффузивы (ц J); 4 — кремнистые сланцы свиты жаолихэ с подчиненными им прослоями известняков, туфов, алевролитов и глинистых сланцев (P<sub>2</sub>); 5 — черные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы свиты саньян, переслаивающиеся с красными и темными кремнистыми сланцами и редкими горизонтами туфов и порфиритов (P<sub>1</sub>); 6 — диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и их туфы (свита цинцзян); переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, редкими прослоями кремнистых сланцев (P<sub>1</sub>); 7 — горизонты зеленокаменных эффузивов: диабазов и спилитов (B<sub>1</sub> P<sub>1</sub>). Интрузивные породы: 8 — ультрабазиты (σ P<sub>1</sub>); 9 — габбро и габбро-диабазы (v P<sub>1</sub>); 10 — оливиниты (P<sub>1</sub>); юрские граниты; 11 — биотитовые (γ J); 12 — аляскитовые (γ<sub>2</sub> J); 13 — юрские гранодиориты (γ<sub>3</sub> J); 14 — рудопровяления меди и никеля; 15 — рудопровяления талька; 16 — дизъюнктивы; 17 — элементы залегания пород

существовал большой разрыв во времени, в течение которого формировались породы свиты жаолихэ.

Массивы гипербазитов пространственно связаны с двумя изогнутыми в плане антиклинальными складками ядерной части Наданьхада-Бикинского антиклинория и горизонтами зелено-каменных пород. Последние, а также гипербазиты, трассируют здесь глубокие разломы, которые оперяют крупный Синкайский структурный шов. Ультраосновные породы образуют в антиклинории две зоны: западную и восточную. Интрузивные тела располагаются кулисообразно и в плане имеют вид межпластовых линз и даек, мощностью от 5 до 6 км. В южной части антиклинория тела падают на северо-восток, а в северной — на юго-восток под углами от 50 до 85°.

Ультраосновные породы в обеих зонах не содержат гиперстена. К ним относятся первичные мелко- и равномернозернистые оливиниты, верлиты и пироксениты (диаллагиты), которые образуют тонкополосчатый комплекс, распространяющийся на глубину более 500 м, судя по выходам интрузивов в рельефе. Среди этих пород изредка встречаются грубозернистые пироксениты (диаллагиты) как более поздние и жильные образования. Форма тел их неправильная и размеры не выдержаны. Мощность составляет 5—20 см, длина — несколько метров. Все породы отличаются большой свежестью и слабо серпентинизированы в зонах дробления и рассланцевания.

Более поздними и меньше распространенными являются основные породы, представленные главным образом диабазами, габбро-диабазами, реже габбро, в которых наблюдаются мелкие и невыдержанные по форме и размерам тела габбро-пегматитов. Последние в оливинитах и перидотитах встречаются и без видимой связи с габбро-диабазами и габбро. В этих случаях габбро-пегматиты сопровождаются оторочками грубозернистых пироксенитов, а чаще — горнблендитов.

Наиболее крупные и сложные по составу интрузии находятся в восточной зоне гипербазитов. Здесь залегает самый большой массив рассматриваемых пород, длина которого составляет 20 км, а мощность — 6 км, площадь около 120 км<sup>2</sup>. В составе его выделяется перидотитовое «ядро», сложенное мелкозернистыми оливинитами, верлитами и пироксенитами, которое с трех сторон окружено более поздними дайками диабазов и габбро-диабазов с жилами габбро-пегматитов. Мощность даек диабазов достигает 1 км, а длина 24 км и более. Мелкие тела их секут дуниты и верлиты в центральной части массива. Около даек в этих случаях не видно каких-либо изменений вмещающих перидотитов. Изменения оливинитов и перидотитов наблюдаются только около жил габбро-пегматитов. Они выражаются в образовании узких (10—20 см) оторочек из грубозернистых горнблендитов.

В средней части массив гипербазитов разорван поперечным разломом, поэтому северная половина его несколько смещена относительно южной. Северный край интрузива прорван биотитовыми гранитами, с которыми связаны тальк и кварц, встречающиеся в перидотитах.

Южнее рассмотренного массива, кулисообразно к нему располагается другое крупное тело гипербазитов. Этот интрузив изогнут в плане и имеет склонение на юго-восток, в соответствии со структурой антиклинория. В средней части он эродирован меньше и представлен серией мелких линзовидных и пластообразных апофиз, залегающих в породах кровли и нарушенных рядом субширотных разрывов.

В сложении массива принимают участие, в основном, первичные мелкозернистые оливиниты, верлиты и пироксениты, залегающие в виде чередующихся между собой полос и линз различной мощности.

Западная зона представлена мелкими, линзовидными в плане телами, которые сложены верлитами и шрисгеймитами с небольшим количеством поздних габбро-диабазов. Около последних во вмещающих эффузивах наблюдаются узкие (5—20 см) зоны ороговикования.

С диабазами, сопровождающими ультраосновные породы, связана медно-никелевая минерализация в виде вкрапленности пирротина, пентландита и халькопирита, иногда сфалерита. Спектральным анализом в сульфидах устанавливается кобальт в количествах до 0,2%. Эта минерализация наблюдается во вмещающих эффузивах лежачего бока интрузий гипербазитов. Она прослеживается вдоль их на большом протяжении и особенно интенсивна в зонах дробления эффузивов. Мощность зон минерализации достигает 50 м, а длина—100—200 м. В ассоциации с сульфидами встречаются актинолит, хлорит, карбонат и кварц, что указывает на ее гидротермальный характер. Последовательность формирования рассмотренных выше ультраосновных и основных пород следующая:

- 1) мелкозернистые оливиниты, верлиты и пироксениты,
- 2) грубозернистые жильные пироксениты,
- 3) серпентинизация и серпентиниты,
- 4) дайки диабазов и габбро,
- 5) жилы габбро-пегматитов иногда с титаномагнетитом (рудные габбро-пегматиты) и связанные с ними грубозернистые горнблендиты и шрисгеймиты,
- 6) вкрапленные медно-никелевые руды, сопровождающиеся хлоритизацией и карбонатизацией.

#### Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня

В пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня гипербазиты оливинит-верлитовой формации распространены в средней и северной частях. Они залегают в нижнепермских отложениях и

размещаются в них в виде зон, вытянутых в северо-восточном направлении, которые приурочены к глубинным разломам, опирающим Центральный структурный шов Сихотэ-Алиня. Для офиолитовых зон этой области, в отличие от Наданьхада-Бикинского антиклинория, характерны две особенности: 1) широкое, иногда преобладающее распространение в массивах гипербазитов метасоматических пироксенитов, верлитов и перидотитов, 2) отсутствие крупных интрузий гранитоидов не только верхнего палеозоя, но и мезозоя.

Выделяются следующие зоны офиолитов: Хорская, Синанчинская и Анюйская. Они образуют Восточный пояс офиолитов Сихотэ-Алиня.

#### Синанчинская зона офиолитов

Эта зона расположена на левобережье р. Синанчи — левого притока р. Иман. Здесь Ю. Н. Размахнин закартировал 29 выходов гипербазитов. В основном это — мелкие тела типа даек и линз (в плане), мощностью 100—2000 м, длиной до 7 км, которые, по данным упомянутого исследователя, основанным на магнитометрии, представляют апофизы крупного массива ультраосновных пород, скрытого на глубине.

Гипербазиты Синанчинской зоны залегают среди верхнепалеозойских пород, представленных, по Размахнину, отложениями себучарской и ариаднинской свит нижней перми. Гипербазиты прорывают себучарскую свиту и перекрываются породами ариаднинской свиты. Это определяет раннепермский возраст интрузий ультраосновных и основных пород, как было установлено впервые Размахниным.

Себучарская свита в нижней части, мощностью около 1300 м, состоит из переслаивания алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев со спилитами, диабазовыми порфиритами и их туфами и редкими прослоями песчаников и известняков. Верхняя часть свиты, мощностью около 1400 м, представлена в основном кремнистыми породами и красными яшмами с редкими прослоями спилитов и алевролитов.

Выше себучарской свиты находятся отложения, представленные осадочными и песчано-глинистыми породами с редкими прослоями спилитов и их туфов, которые относятся, видимо, к ариаднинской свите.

Выходы ультраосновных и основных пород на левобережье р. Синанчи располагаются в виде зоны северо-восточного простирания, длина которой составляет 50 км, а ширина — 15 км. Зона приурочена к глубокому разлому, связанному с Центральным структурным швом, отделяющим Главный антиклинорий от Главного синклинория Сихотэ-Алиня. В северной части зоны расположены преимущественно ультраосновные, а в южной — основные породы.

Ультраосновные породы Синанчинской зоны офиолитов представлены в разной степени серпентинизированными верлитами, лерцолитами, реже апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, а также пироксенитами. Среди верлитов и пироксенитов различаются первичные и вторичные метасоматические разности. Первые мелко- и равнотернистые, а вторые — разнотернисты, грубозернисты и, нередко, порфировидны, благодаря обилию крупных зерен авгита, длиной до 2—3 см. Этого рода пироксениты (диаллагиты) встречаются в виде жил, секущих первичные дуниты и верлиты. Местами они имеют вид неправильных участков в мелкозернистых перидотитах. Реже эти породы слагают нацело мелкие массивы линзовидной формы, возникшие в результате полного замещения первичных оливинитов метасоматическим авгитом. Такие интрузивы находятся в бассейне р. Ситухи. Здесь размещено шесть линзовидных массивов ультраосновных пород, залегающих круто (70—80°), из которых два — относительно крупные. Самый большой массив в краевых зонах сложен апогарцбургитовыми и аполерцолитовыми серпентинитами, а в осевой части — мелкозернистыми верлитами и пироксенитами. Северный массив несколько меньших размеров, в южной части сложен апогарцбургитовыми и аповерлитовыми серпентинитами, а в северной оконечности — грубозернистыми и нередко порфировидными метасоматическими верлитами и пироксенитами. На западной его окраине встречаются первичные мелко- и равномернозернистые верлиты. Восточнее находится небольшой линзовидный (в плане) интрузив, сложенный нацело грубозернистыми метасоматическими диаллагитами, возникшими за счет замещения исходных оливинитов авгитом.

Основные породы Синанчинской зоны представлены мелкими дайкообразными телами диабазов и габбро-диабазов, в разной степени амфиболитизированных и хлоритизированных под влиянием постмагматических растворов в участках дробления и расщепления. Около выходов гранитов диабазы и габбро-диабазы местами превращены в амфиболовые роговики.

#### Хорская зона офиолитов

Офиолиты рассматриваемой зоны прослеживаются на юге от истоков р. Катэн до истоков р. Немпту — правого притока Амура на севере. Длина ее составляет 100—120 км, ширина — 20 км.

В пределах зоны установлено свыше 20 массивов ультраосновных и основных пород, из которых 12 сложены перидотитами.

Гипербазиты Хорской зоны приурочены к двум глубоким разломам — западному и восточному, — которые оперяют Центральный структурный шов Сихотэ-Алиня. В соответствии с этим ультраосновные и связанные с ними основные породы располагаются в виде двух полос северо-восточного простирания: за-

падной и восточной. Наиболее крупные и интересные по составу интрузии ультраосновных и основных пород расположены в бассейнах рек Катэн и Кафэн. В бассейне этих рек и на правобережье р. Хор гипербазиты прорывают отложения карбона и перми. Они залегают в основном среди пермских пород и не встречаются в мезозое.

Нижнепермские отложения, по В. Н. Елисейевой и Е. Б. Бельтенеу, представлены филлитовидными хлоритовыми и глинистыми сланцами. К верхней перми исследователи относят три свиты, из которых нижняя сложена кремнистыми сланцами и прослоями аркозовых песчаников, средняя — аркозовыми песчаниками и филлитовидными глинистыми сланцами с прослоями кремнистых сланцев и линзами известняков. Верхняя свита состоит из порфиритов (плагиоклазовых миндалекаменных и андезитовых) и имеет в районе ограниченное распространение. Эти «верхнепермские» свиты по составу и общей мощности сходны с себучарской свитой, развитой в бассейне рек Бикин и Иман, и являются скорее всего не пермскими. Гипербазиты прорывают их. Это дает нам основание считать возраст ультраосновных пород Хорской зоны, как и Бикинской, раннепермским, а не мезозойским, как полагал Н. А. Беляевский (1955<sub>2</sub>). Ультраосновные породы представлены в основном верлитами, пироксенитами, реже оливинитами, лерцолитами и серпентинитами, а также вебстеритами и горнблендитами. Из них первичными являются только оливиниты, а все другие — метасоматическими образованиями.

Основные породы, по сравнению с ультраосновными, относятся к более поздним образованиям раннепермского возраста и представлены габбро-норитами, оливиновыми габбро, роговообманковыми габбро, габбро-диабазами и диабазами. Последние наиболее распространены. Наиболее крупными и интересными являются два интрузива: Катэнский и Кафэнский.

Катэнский массив, длиной 12 км и шириной 1 км, имеет форму вытянутой в плане линзы, залегающей круто (70—80°) во вмещающих породах с падением на восток. Он имеет зональное и пятнистое строение, обусловленное полями метасоматических пироксенитов, залегающих среди других пород. Массив сложен оливинитами, верлитами, пироксенитами (диаллагитами) и в небольшом количестве роговообманковыми габбро, оливиновыми габбро, горнблендитами и плагиоклазовыми горнблендитами. Первичными и наиболее ранними являются оливиниты, встречающиеся лишь в виде реликтовых участков в осевой части массива (рис. 19). В краевых зонах интрузива эти породы полностью замещены метасоматическими диаллагитами, которые постепенно сменяются серпентинизированными верлитами, а последние во внутренних зонах переходят в оливиниты.

Следующие по времени образования — роговообманковые габбро. Они залегают в осевой части массива перидотитов в виде

**Рис. 19.** Схематическая геологическая карта Катэнского массива гипербазитов

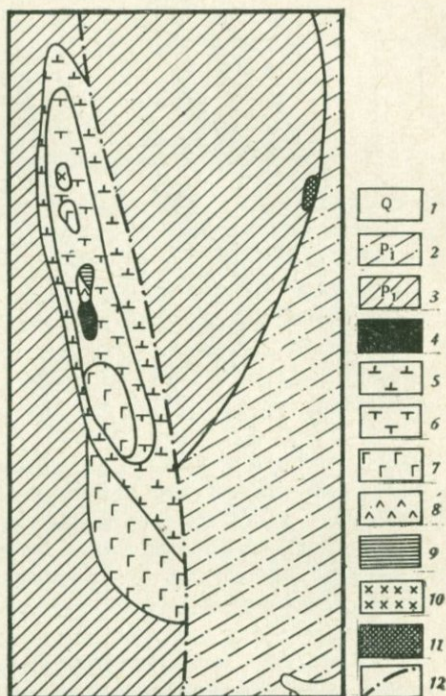
1 — четвертичные отложения (Q).  
 Нижнепермские породы:  
 2 — песчаники, филлитовидные глинистые сланцы, кремнистые сланцы, известняки,  
 3 — кремнистые сланцы с прослоями аркозовых песчаников.

Интрузии нижнепермские (офиолиты):

4 — оливиниты,  
 5 — диааллагиты,  
 6 — серпентиниты и серпентинизированные верлиты,  
 7 — порфириновые верлиты,  
 8 — габбро и оливиновые габбро,  
 9 — горнblendиты.

Послепермские интрузии:

10 — сиениты (Cr<sub>2</sub>),  
 11 — меймечиты (Pg);  
 12 — разломы

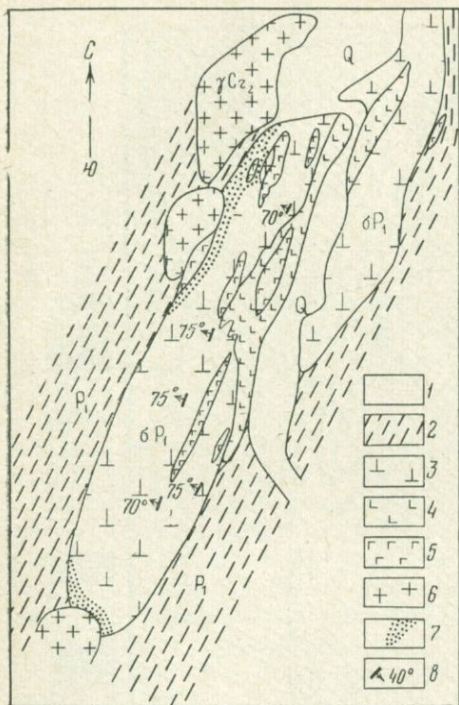


маломощной интрузии (20—30 м) субмеридионального простирания, длина которой не превышает 150—200 м. У южной окраины ее, на границе с верлитами находятся меланократовые оливиновые габбро, а у северной — горнblendиты. Последние связаны с роговообманковыми габбро постепенными переходами. К переходным породам относятся плагиоклазовые горнblendиты.

Несколько позже основные породы вновь подверглись амфиболитизации с образованием крупных порфиробластов бурой роговой обманки второй генерации. В мезозое все они были прорваны дайками роговообманковых сиенитов, а в кайнозое — базальтов.

Кафэнский массив, длиной 24 км и шириной до 2 км, имеет форму вытянутой линзы, залегающей во вмещающих породах под углом 70° с падением на северо-запад. Породы его прорваны гранитами мезозоя, под влиянием которых оказались в разной степени обогащенными флогопитом. Особенно интенсивная флогопитизация пород наблюдается в западной части северного окончания гипербазитового массива.

Строение массива изучено недостаточно из-за слабой обнаженности. В сложении его принимают участие как ультраосновные, так и основные породы (рис. 20). Ультраосновные разности



**Рис. 20.** Схема геологического строения Кафэнского массива гипербазитов

- 1 — четвертичные отложения (Q).  
 Нижнепермские породы:  
 2 — черные сланцы, алевролиты, кремнистые сланцы и зелено-каменные эффузивы (P<sub>1</sub>).  
 Интрузивные породы (раннепермские):  
 3 — серпентинизированные лерцолиты, верлиты, резе гарцбургиты и вебстериты (σ P<sub>1</sub>).  
 4 — поздние порфиroidные диаллагиты.  
 5 — дайки габбро-норитов;  
 6 — граниты позднемеловые (γ Cr<sub>2</sub>);  
 7 — контактовые ореолы с флогопитом;  
 8 — элементы залегания

представлены оливинитами, верлитами, лерцолитами, вебстеритами и диаллагитами. Из этих образований оливиниты и верлиты распространены в основном в юго-западной слабо эродированной части, а остальные породы — в северо-восточной, которая эродирована глубже. Оливиниты, мелкозернистые верлиты, лерцолиты и гарцбургиты в этом массиве — первичные. Они распространены в виде узких полос различной мощности, которые переслаиваются между собой и залегают согласно с расположением интрузива во вмещающих породах. Встречаются метасоматические диаллагиты. Они имеют грубозернистый характер и образуют жилы небольшой мощности в оливинитах, а также неправильные участки значительной площади. По периферии жилы грубозернистых диаллагитов переходят в верлиты или в лерцолиты, а последние — в оливиниты или гарцбургиты.

Основные породы в Кафэнском массиве образуют чаще всего секущие и более поздние тела. Они представлены оливиновыми габбро-норитами, габбро-норитами, меланократовыми габбро, иногда габбро-пироксенитами, габбро, рудными (с ильменитом) габбро-норитами, габбро-диабазами и диабазами. Преобладают габбро-нориты. Они образуют дайки не только в массиве перидотитов, но и во вмещающих породах.

Редко встречаются меланократовые оливиновые габбро-нориты на контакте обычных габбро-норитов с лерцолитами. В габбро-норитах изредка наблюдается непромышленная вкрапленность сульфидов меди и железа.

#### Анюйская зона офиолитов

Породы зоны прослеживаются от истоков р. Тормасу (левый приток р. Ануй) на юге до р. Маномы на севере. Протяженность этой зоны — 100—120 км, ширина 10—15 км. В пределах ее известно около 10 массивов, из которых Анюйский и Маномский — самые крупные и сложены перидотитами. Остальные интрузивы являются мелкими и габброидными по составу. Возраст их, как следует из работы М. А. Фаворской (1961), А. П. Глушковым считался послепалеогеновым, что не соответствует действительности.

Гипербазиты Анюйской зоны прорывают отложения позднего палеозоя и сами рвутся интрузиями верхнемеловых гранитов и дайками базальтов позднего кайнозоя (рис. 21). Среди отложений мезозоя ультраосновных интрузий не наблюдается.

Верхний палеозой, по данным А. П. Глушкова, представлен отложениями карбона и перми. Наиболее древними ( $C_3$ — $P_1$ ) являются филлитовидные глинистые сланцы, алевролиты и кварцитовидные песчаники. Выше их залегают три свиты, из которых нижняя, по А. П. Глушкову, относится к ранней перми, а две следующие — к поздней. Для нижнепермской свиты характерны спилиты, порфириты, их туфы и прослои кремнистых и глинистых сланцев и алевролитов. Следующая свита сложена кремнистыми сланцами с прослоями кремнистых алевролитов и кварцитовидных песчаников. А. П. Глушков относит ее к поздней перми. Обе эти свиты по объему, содержанию и возрасту, как нам кажется, полностью отвечают себучарской свите ( $P_1$ ), изученной В. Н. Силантьевым, Л. А. Неволным и Ю. Н. Размахниным в средней части Сихотэ-Алиня. К верхней перми в бассейне р. Ануй можно отнести только свиту кавернозных песчаников с прослоями филлитовидных глинистых и кремнистых сланцев с пластами порфиритов, что и сделал А. Н. Глушков. Отложения этой свиты не прорываются гипербазиитами. Это дает основание считать возраст последних в Анюйской зоне, как и во многих более южных районах Сихотэ-Алиня, раннепермским.

Ультраосновные породы в Анюйской зоне представлены оливинитами, верлитами и пироксенитами (диаллагитами), редко серпентинитами. С ними тесно связаны основные разновидности, из которых наиболее распространены диабазы и габбро-диабазы, реже амфиболовые габбро-нориты и меланократовые габбро-нориты. Появление их связано с влиянием габбро-норитовых расплавов на диаллагиты.

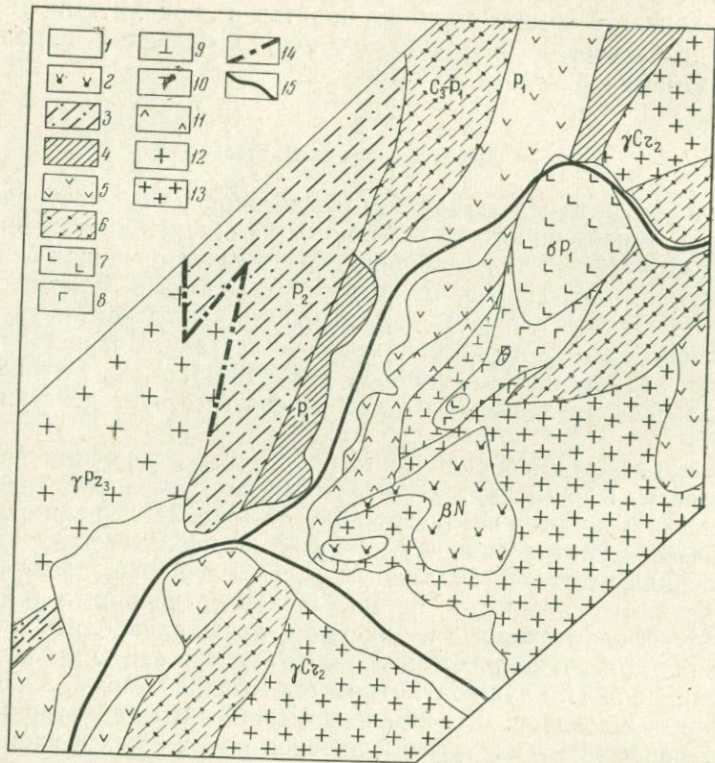


Рис. 21. Схема геологического строения участка Анюйского гипербазитового массива

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — базальты (N); 3 — кварцитовидные и кавернозные песчаники с прослоями глинистых и кремнистых сланцев, пластами порфиров (P<sub>2</sub>); 4 — кремнистые светлые сланцы (P<sub>1</sub>). Нижнепермские породы: 5 — спилиты, диабазы, порфиры и их туфы с прослоями кремнистых и глинистых сланцев, песчаники (C<sub>3</sub>—P<sub>1</sub>). Интрузивные породы (пермские): 7 — оливиниты, 8 — верлиты, 9 — диаллагиты и меланократовые габбро-нориты, 10 — верлиты с амфиболами, 11 — диабазы и нориты, 12 — биотитовые граниты, катаклазированные (γPz<sub>2</sub>), 13 — позднемеоловые порфириовидные биотитовые граниты (γCz<sub>2</sub>); 14 — разломы; 15 — геологические границы

Ультраосновные породы распространены на севере Анюйской зоны, где они слагают два самых крупных массива: Анюйский и Маномский. Основные разности развиты более всего в южных участках района, где образуют дайки различных размеров. Наиболее крупные из них, длиной до 20 км и мощностью до 1 км, находятся на правом берегу Тормасу. Из всех этих образований наиболее интересен Анюйский массив ультраосновных и основных пород.

Анюйский интрузив расположен на левом борту р. Богбасу (правый приток р. Анюй). Он имеет крутое (70—80°) падение на северо-запад и значительное склонение на юго-запад. Этот массив характеризуется зональным строением и элементами вертикальной стратификации пород. В составе интрузива преобладают ультраабазиты — мелкозернистые оливиниты и ранние верлиты и пироксениты. Среди них часто встречаются жилы и вкрапленники крупных зерен более позднего метасоматического авгита.

Оливиниты сильно катаклазированы, иногда рассланцованы и залегают в северной, наиболее поднятой и сильно эродированной части массива. Эти породы образуют оливинитовое ядро Анюйского интрузива, которое в юго-западном направлении погружается под зону ранних верлитов (Г. Н. Старков). Ранние верлиты слагают внутреннюю, а пироксениты внешнюю апикальную зону массива. Среди этих пород встречаются жилы, мощностью до 2 м, крупнозернистых метасоматических диаллагитов, которые по мере уменьшения в них авгита постепенно переходят в верлиты, а последние — в оливиниты. Позже образования этих пород произошло интенсивное дробление массива гипербазитов и широкое проявление амфиболлизации. Последняя выразилась в образовании большого количества мелких и крупных жил и участков, сложенных горнблендитами из бурой роговой обманки, измененной затем в тремолит с пылеватым магнетитом и ильменитом. Такие породы в большом количестве наблюдаются как в верлитах, так и в оливинитах, что указывает на привнос магматическими растворами большого количества  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и других компонентов в стадию образования роговой обманки, последовавшую позднее авгитизации.

Основные породы залегают по юго-западной окраине Анюйского массива на контакте с вмещающими породами. Они представлены более поздними габбро-диабазами и диабазами, реже габбро-норитами и меланократовыми габбро-норитами. Последние наблюдаются на контакте габбро-норитов и пироксенитов. В пироксенитах имеются прожилки и вкрапленность эпигенетического плагиоклаза. В связи с плагиоклазом образуется гиперстен.

С основными породами связана сульфидная минерализация в виде вкрапленности и прожилков пирротина, халькопирита в диабазах и вмещающих породах юго-западной окраины Анюйского массива.

К оливинит-верлитовой формации в Сихотэ-Алине относятся также ультраосновные породы Боголюбовского массива. Этот массив интересен тем, что располагается в средней части западного дунит-гарцбургитового пояса Сихотэ-Алиня в бассейне р. Тудо-Вакки. Гипербазиты в окрестностях села Боголюбово представлены небольшим пластообразным телом, залегающим среди эффузивно-осадочных пород себучарской свиты (рис. 22),

представленной зеленокаменными эффузивами типа диабазовых порфиритов и спилитов, которые переслаиваются с туфами, туф-фитами, песчаниками, черными и красными кремнистыми сланцами и алевролитами. Ультраосновные породы представлены в основном аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами из лизардита, среди которых встречаются верлиты и лерцолиты. В составе аподунитовых серпентинитов встречается буровато-красный хромит, а в верлитах — зеленая шпинель (плеонаст). Основные породы являются более поздними и представлены небольшими телами, секущими гипербазиты.

Приведенные факты показывают, что гипербазиты Наданьхада-Бикинского антиклинория и Восточного пояса Главного антиклинория Сихотэ-Алиня имеют много общего по составу, возрасту и последовательности формирования комплексов. Все они — раннепермские, формировались накануне инверсии эвгеосинклинальных зон. Из материалов, изложенных выше, видно также, что основные породы в рассмотренных комплексах по времени формирования тесно связаны с ультраосновными, хотя и образуются несколько позднее. Что касается крупных интрузий гранитоидов калиевого ряда, то они оказываются значительно оторванными во времени и относятся уже к мезозою. В целом ряде случаев (Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня) такие граниты в офиолитовых зонах отсутствуют.

Изучение гипербазитов оливинит-верлитовой формации, проведенное И. Ф. Романовичем, Ю. А. Смирновым и другими, показало, что вмещающие породы, в частности основные эффузивы,

на контакте с перидотитами испытывают ороговкование. Они превращены в диопсидовые и амфиболовые роговики. Ширина ореола ороговкования вокруг массивов перидотитов достигает 200—300 м (интрузии левобережья р. Кафэн). Эти наблюдения представляют большой интерес. Они, а также наши данные о порфировых структурах свидетельствуют о

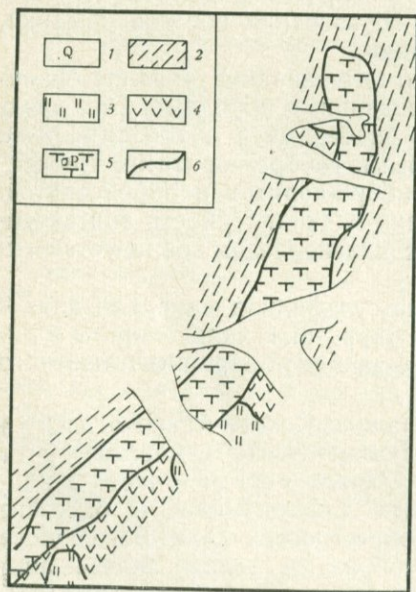


Рис. 22. Схема геологического строения участка Боголюбовского массива гипербазитов

1 — четвертичные отложения (Q). Нижнепермские породы себучарской свиты: 2 — песчаники и сланцы; 3 — кремнистые породы; 4 — порфириты; 5 — ультраосновные породы ( $\sigma P_1$ ); 6 — геологические границы

том, что массивы ультраосновных пород оливинит-верлитовой формации являются магматическими образованиями как в Сихотэ-Алине, так и в Наданьхада-Бикинском антиклинории.

### Главные типы пород, их структуры и минеральные парагенезы

Выше отмечалось, что в рассматриваемую здесь третью группу интрузивных офиолитов входят оливиниты, верлиты, пироксениты, диабазы и габбро. Реже встречаются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, вебстериты, серпентиниты и горнблендиты. Горнблендиты пространственно и генетически связаны не с дунитами и перидотитами, а с основными разновидностями типа габбро и диабазов.

Дуниты первоначально были распространены в массивах Сананчинской зоны гипербазитов, а также в интрузиве у села Боголюбово. Позднее они были превращены в серпентиниты. В Сананчинской зоне офиолитов Сихотэ-Алиня дуниты были распространены мало. Об этом свидетельствуют редкие и мелкие линзы аподунитовых серпентинитов, залегающие среди верлитов, лерцолитов и гарцбургитов. Дуниты — тонкозернистые или мелкозернистые темно-зеленые. Минеральный состав их приведен в табл. 17. Собственно дуниты состоят из оливина и примеси хромита. Они имеют петельчатую структуру и встречаются как местные образования в массивах гипербазитов. Вторичные минералы дунитов представлены тремолитом, антигоритом, лизардитом, пылеватым магнетитом, иногда карбонатом. Лизардит с пылеватым магнетитом образуется по границам или трещинкам дробления зерен оливина. Карбонат замещает все указанные выше минералы.

Оливиниты весьма характерны для гипербазитов Наданьхада-Бикинского антиклинория. Они широко представлены и в Анюйской и Хорской зонах ультраосновных пород Сихотэ-Алиня. В Наданьхада-Бикинском антиклинории оливиниты чаще всего перемежаются с верлитами и мелкозернистыми пироксенитами в виде полос и линз мощностью от 5 м до 20 м. Переходы между ними постепенные или резкие, но без признаков интрузивного контакта. Реже оливиниты слагают мелкие, мощностью до 20—50 м, послойные пластовые тела среди эффузивов, песчаников и кремнистых сланцев. В основном это свежие породы и лишь в зонах дробления они превращены в серпентиниты.

В Анюйской зоне оливиниты слагают северную, наиболее глубоко эродированную, часть самого крупного массива гипербазитов, расположенного на левом борту долины р. Богбасу. Местами эти породы здесь превращены в серпентиниты. До серпентинизации оливиниты были раздроблены и замещены метасоматическим авгитом с образованием поздних верлитов и диаллагитов. После авгитизации, но до серпентинизации, имела

Таблица 17

## Минеральный состав дунитов и оливинитов (в объемн.%)

Обр., №	Порода	Оливин	Авгит	Магнетит + титаномагнетит	Хромит	Серпентин	Шпидель	Роговая обманка	Тремолит	Хлорит	Кальцит	Район
С-140/6	Авгитовый оливинит	70	1	2	1	23	—	—	3	—	—	Левобережье низовьев р. Уссури
С-324/4	»	87	7	3	—	—	—	—	3	—	—	»
С-329/4	»	78	—	6	—	15	—	—	1	—	—	»
С-1029/6	»	88	7	2	—	3	—	—	—	—	—	»
С-1304/1	Оливинит	94	—	2	—	3	—	—	1	—	—	Левобережье р. Богбасу, притока р. Ансй
С-1304/3	»	95	—	—	1	—	—	4	—	—	—	Там же
С-1331/1	»	92	—	2	—	6	—	—	—	—	—	Левобережье р. Катэн, урочище Красный Яр
Щ-199/ж	Авгитовый оливинит	81	Ед. зн.	3	—	16	—	—	—	—	—	Там же
С-1326/2а	Оливинит	92	—	2	—	3	—	—	2	1	—	»
С-1325/12	Авгитовый оливинит	91	4	—	—	—	2	1	2	—	—	»
С-1266	Авгитовый дунит	40	5	8	Ед. зн.	47	—	—	—	—	—	Река Ситуха, левый приток р. Иман

место амфиболизация оливинитов, благодаря чему в этих породах образовались многочисленные крупные и мелкие прожилки, жилы и участки горнблендитов. Последние накануне формирования серпентинитов были превращены в тремолитовые породы.

В Хорской зоне оливиниты встречаются в массивах левобережий рек Катэн и Кафэн. Они подверглись интенсивной авгитизации с образованием разнозернистых поздних верлитов и диаллагитов и встречаются среди последних пород как реликты (рис. 23).

В Синанчинской зоне офиолитов два мелких массива оливинитов, расположенные севернее р. Ситухи, оказались превращенными под влиянием метасоматической авгитизации в верлитовые и, частично, в пироксенитовые.

Оливиниты имеют темно-серую, иногда зеленоватую окраску и мелкозернистую структуру. Они состоят из оливина (хризолит), титаномагнетита, иногда зеленой шпинели, составляющих характерный парагенез минералов (рис. 24). Это собственно оливиниты, которые имеют петельчатую структуру и встречаются сравнительно редко. Титаномагнетит в них заполняет промежутки между зернами оливина. В крупных массивах рек Катэн и Ситу-

**Рис. 23.** Линзовидный ксенолит оливинита в массе позднего пироксенита, содержащего оливин. В ксенолите видна просечка из пироксена. Левобережье р. Катэн. Нат. вел.



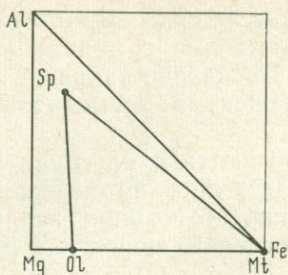
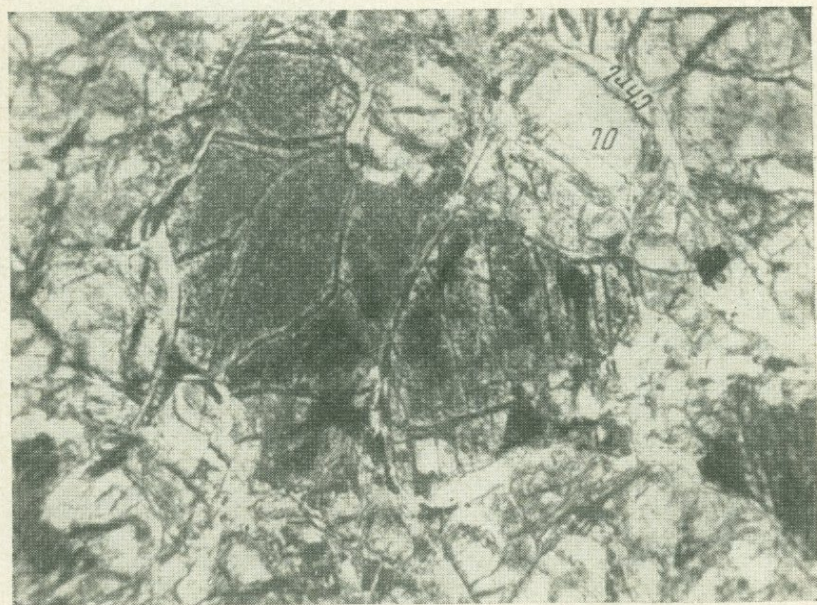


Рис. 24. Парагенезы оливинитов без паргасита

хи выделяются бронзитовые оливиниты, залегающие среди гарцбургитов и лерцолитов и содержащие до 10% бронзита, который представлен мелкими или сравнительно крупными (4—5 мм) ксеноморфными зернами, имеющими облик порфиробластов с включениями оливина, или же располагаются между его зернами.

Гораздо шире, особенно в массивах Наданьхада-Бикинской, Анюйской и Хорской зон офиолитов, распространены авгитовые оливиниты, содержащие розоватый титанистый авгит (до 10%). Последний образует в породах как мелкие неправильные зерна, располагающиеся между индивидами оливина, так и крупные

Рис. 25. Порфириформный авгитовый оливинит Наданьхада-Бикинского комплекса с ксеноморфными выделениями авгита, содержащего пылеватый ильменит. Главная масса породы оливниновая. Ув. 60, без анализатора



(5—6 мм), имеющие характер порфиробластов, тонко пропыленными пластинками ильменита (рис. 25). В оливинитах Наданьхада-Бикинского антиклинория присутствует ранний авгит, который формировался вслед за оливином, титаномагнетитом и шпинелью и нередко их замещает. Такой авгит не образует зерен крупнее 3—4 мм и распределяется в породах равномерно или в виде узких полос и линз, как и во вмещающих оливиниты верлитах. В оливинитах Сихотэ-Алиня (Аньюская, Хорская и Синанчинская зоны), кроме раннего авгита, весьма широко развит поздний метасоматический авгит. Он распространен крайне неравномерно и зачастую образует крупные порфиробласты (до 2—3 см), которые содержат реликты оливина. Парагенезы авгитовых оливинитов с учетом состава минералов показаны на

Рис. 26. Парагенезы авгитовых оливинитов, верлитов и диаллагитов без паргасита

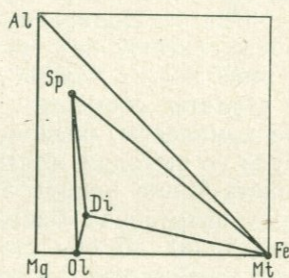


рис. 26. Из других минералов в оливинитах присутствует тремолит и лизардит с пылеватым магнетитом, а также карбонат. Лизардит и связанный с ним магнетит, а иногда и карбонат, замещают все перечисленные выше минералы.

Интересно, что в апикальной части наиболее крупного массива гипербазитов Наданьхада-Бикинского антиклинория, на горизонте с отметкой 800 м оливиниты имеют облик эффузивных пород. Они характеризуются плотной афанитовой текстурой и порфировой структурой. Порфировые выделения в них представлены не только зернами раннего авгита, но и оливина. Величина последних достигает 5 мм, в то время как размеры индивидов оливина в основной массе не превышают 0,1—0,3 мм. Крупные зерна оливина неправильны и изъедены агрегатом основной массы, индивиды которой имеют округлую форму или полигональны. С глубиной разница в размерах зерен оливина уменьшается, и на горизонте 200 м они становятся близкими по величине, не превышающей 0,4—0,5 мм.

Указанные особенности структуры оливинитов из апикальной части массива, по нашему мнению, говорят о внедрении в верхние структурные этажи магмы не гомогенной, а частично закристаллизованной, т. е. кашеобразной.

Верлиты — наиболее распространенные породы формации, присутствующие во всех зонах. К собственно верлитам отно-

сятся оливин-авгитовые, а в ряде случаев оливин-диопсидовые породы, в которых содержание оливина находится в пределах 30—70%. Разности пород с количеством этого минерала от 70 до 90% считаются авгитовыми или диопсидовыми верлитами. Породы с содержанием оливина от 10 до 30% относятся к оливиновым верлитам. Минералогический состав их приведен в табл. 18.

По особенностям генезиса верлиты разделяются на ранние и поздние. Ранние формировались на поздней стадии эволюции дунит-верлитовых расплавов в результате реакции их с ранее выделившимися оливином, титаномагнетитом и шпинелью. Поздние же верлиты образовались в результате метасоматической авгитизации, проявившейся в оливинитах после их отвердевания и дробления. Ранние верлиты широко распространены в массивах гипербазитов Наданьхада-Бикинского антиклинория. Здесь эти породы слагают как мелкие, самостоятельные послые тела во вмещающих толщах, так и крупные интрузивы. В последних верлиты, совместно с оливинитами, образуют тонкопосчатые комплексы, распространяющиеся на глубину свыше 600 м, судя по выходам массивов в рельефе.

В Сихотэ-Алине ранние верлиты развиты довольно широко в крупных интрузивах бассейнов рек Анюй, Кафэн, а также в небольших телах по обе стороны р. Ситухи. Ранние верлиты имеют вид мелкозернистых или афанитовых пород серо-зеленой окраски и полосчатого сложения. Иногда они порфириовидны.

Верлиты большинства гипербазитовых зон достаточно свежие и состоят из изометричных или полигональных, иногда неправильных зерен оливина (хризолит), величиной 0,3—0,8 мм, слегка зонального красноватого и титанистого авгита, титаномагнетита, ильменита, зеленой шпинели (плеонаста). Титаномагнетит со шпинелью заполняют промежутки между оливиновыми зернами. Авгит замещает индивиды оливина и титаномагнетита с плеонастом. Местами он образует более крупные (до 7 мм) порфиробласты, содержащие реликты оливина и титаномагнетита. Форма таких зерен авгита неправильная, а сами они оказываются тонко пропыленными мельчайшими пластинками ильменита, возникшими при распаде твердого раствора. Парагенезы указанных выше минералов приведены на рис. 26.

Более поздним образованием является буроватая роговая обманка. Она слабо зональная и в краевой части зерен переходит в зеленую (до бесцветной). Индивиды ее образуются чаще всего на границе оливина, авгита и титаномагнетита при реакции их с магматическими растворами.

Поздние верлиты в основном распространены в массивах Сихотэ-Алиня, где в ряде случаев они преобладают (интрузивы севернее р. Ситухи, на левобережье рек Катэн и Хор). Значительно развиты они и в бассейне рек Катэн и Анюй. Очень

Таблица 18

## Минеральный состав различных верлитов (в объемн. %)

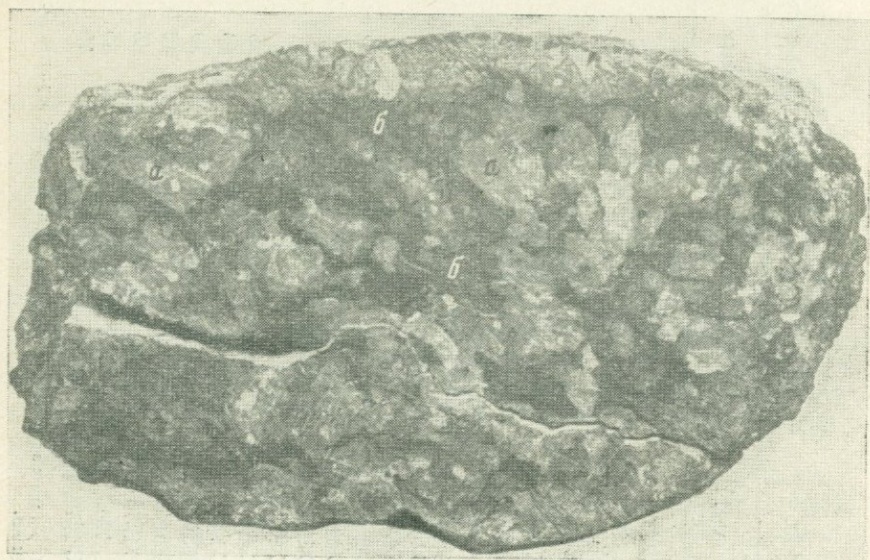
Обр. №	Порода	Оливин	Авгит	Магнетит+ титано- магнетит	Серпентин	Роговая обманка	Тремолит	Район
C-277/1	Авгитовый верлит	78	15	4	2	1	—	Левобережье низовьев р. Уссури
C-219/4	»	65	20	4	10	—	1	»
C-310/1	»	12	48	13	20	2	5	»
C-313/1	»	60	30	5	4	—	1	»
C-320/3	Оливиновый верлит	12	63	8	15	—	2	»
C-1298/2	Авгитовый верлит	59	16	8	5	—	12	Левобережье р. Богбасу
C-1303/1	Верлит	30	65	4	1	—	—	»
C-305/1	Авгитовый верлит	58	30	4	8	—	—	»
C-1325/4 (×)	Оливиновый верлит	15	60	8	9	—	5	Левобережье р. Катэн
C-1329/3 (×)	»	20	71	3	5	1	—	»
C-1332/4	Верлит	40	48	5	7	—	—	Левобережье р. Кафэн
C-1332/3	Авгитовый верлит	70	20	5	4	1	Ед. зн.	»
C-1325/3 (×)	Оливиновый верлит	20	74	3	2	1	—	Левобережье р. Катэн
C-1271/1	Верлит	9	50	6	35	—	—	Р. Ситуха, приток р. Синанчи
C-1351/2	Авгитовый верлит	70	25	2	3	—	—	»
C-1270/1	Верлит	50	40	2	5	3	—	»
4651/2	Авгитовый верлит	60	30	2	6	2	—	»
4651/4	Верлит	54	40	1	4	1	Ед. зн.	»
C-1270/3 (×)	Оливиновый верлит	30	65	1	3	1	—	»
C-1266/9 (×)	»	25	45	5	25	—	—	»
C-1270/4 (×)	»	20	75	—	3	2	—	»

Примечание. Крестиком отмечены поздние верлиты. Остальные — ранние верлиты. Клинохлор и верлит не встречены, шпинель — единичные знаки.

редко эти породы встречаются в Наданьхада-Бикинском антиклинории.

Поздние верлиты образовались за счет оливинитов после их остывания, некоторого дробления и замещения метасоматическим авгитом. Наиболее сильно последний процесс происходил в краевых зонах массивов, а также по крутым и пологим трещинам отдельности. В связи с этим интрузивы гипербазитов приобрели зональное и пятнистое (в плане) строение. Краевые зоны их оказались сложенными крупнозернистыми и среднезернистыми пироксенитами, переходящими к средней части в верлиты и авгитовые оливиниты. На площади последних часто встречаются пятна и неправильные участки поздних верлитов (см. рис. 12), в которых оливиниты нередко встречаются в виде ксенолитов. Верлиты состоят из оливина (хризолита,  $f=17-18\%$ ) с примесью ксеноморфных зерен титаномагнетита и плеонаста, замещенных зернами слегка зонального красного авгита. Последний в породах образует большей частью крупные (2—3 см) зерна, которые распределяются крайне неравномерно и содержат изъеденные реликты оливина, титаномагнетита, ильменита и шпинели (рис. 27). По трещинам спайности зерна авгита несут обильную вкрапленность тончайших пластинок ильменита, возникших в результате распада твердого раствора.

Рис. 27. Поздний и несколько дробленный верлит левобережья р. Катэн с порфиробластами авгита (а), содержащими изъеденные реликты оливина. Между зернами пироксена видны неправильные участки оливинита (б). Нат. вел.



Позже авгита образовалась бурая роговая обманка, которая замещает все ранние минералы на стыках их зерен. Более поздние — тремолит, пластинки ильменита по трещинам спайности в роговой обманке, а также лизардит в ассоциации с пылеватым магнетитом, замещающий все перечисленные выше минеральные образования. Встречаются антигорит и карбонат.

Под влиянием растворов гранитоидного происхождения в верлитах за счет разложения глиноземистого авгита, иногда диопсида образовалась вторичная зеленая шпинель (плеонаст) в парагенезе с бесцветным тремолитом, а при более низкой температуре — с клинохлором. Особенно много шпинели с амфиболом наблюдается по трещинам дробления авгита.

Пироксениты (авгитовые и диопсидовые) в чистом виде встречаются реже, чем верлиты. Минеральный состав их приведен в табл. 19. По особенностям генезиса пироксениты разделяются на ранние и поздние, точно так же, как и описанные выше верлиты.

Ранние пироксениты (диаллагиты) шире распространены в массивах Наданьхада-Бикинского антиклинория, где образуют тонкополосчатые комплексы вместе с оливинитами и верлитами. В Сихотэ-Алине они слагают краевую фацию Анюйского массива. Встречаются также в интрузиях по обе стороны р. Ситухи, а также на левобережье р. Кафэн. Диаллагиты большинства гипербазитовых зон состоят из неправильных или изометричных и полигональных зерен слегка зонального титанистого авгита, величиной 0,4—0,7 мм, на стыках которых встречаются мелкие реликты оливина (хризолит,  $f=18\%$ ) в ассоциации с титаномagnetитом и плеонастом. Это, а также отсутствие титаномagnetита в безоливиновых диаллагитах указывает на более позднее происхождение авгита по сравнению с упомянутыми минералами. В редких случаях в диаллагитах встречается только ильменит, цементирующий зерна авгита.

Позднее авгита (диопсида) в пироксенитах образовалась буроватая титанистая роговая обманка. По трещинкам спайности ее, а также в авгите и диопсиде наблюдаются выделения мельчайших пластинок ильменита.

К числу поздних минералов относятся тремолит, серпентин в ассоциации с пылеватым магнетитом, иногда карбонат. В связи с влиянием интрузий гранитоидов в пироксенитах по трещинам и участкам дробления наблюдается образование вторичного зеленого плеонаста в парагенезе с бесцветным тремолитом или с клинохлором (рис. 28). Позднее, при более низкотемпературном изменении шпинель и клинохлор по трещинам дробления замещаются парагенезом бесцветного мелкочешуйчатого хлорита и магнетита.

Поздние диаллагиты получили наибольшее распространение во многих массивах Сихотэ-Алиния (интрузивы северные

Таблица 19

## Минеральный состав различных пироксенитов (в объемн. %)

Обр., №	Порода	Оливин	Авгит	Магнетит	Роговая обманка	Тремолит	Хлорит	Серпентин	Кальцит	Район
C-321/4	Пироксенит	—	87	3	—	5	—	—	—	Левобережье низовьев р. Уссури
C-330/4*	Оливиновый пироксенит	—	80	4	—	8	—	3	4	» » »
1095/1	» »	—	76	1	—	20	—	1	1	» » »
C-1324/4*	» »	5	82	2	—	6	—	5	—	Левобережье р. Катэн
C-1330/3*	» »	2	94	1	—	1	—	2	—	» » »
C-1360/4	» »	—	94	1	—	4	—	1	—	Правобережье р. Бикин, село Олон
C-1297/6	Плагиоклазовый пироксенит	—	72	7	9	2	—	—	—	Река Богбасу, приток р. Аной
C-1297/3	Пироксенит	—	77	8	5	10	—	—	—	» » »
C-1325/12	Оливиновый пироксенит	1	95	1	—	—	2	—	1	Левобережье р. Катэн
C-1325/1*	» »	8	85	1	2	3	1	—	—	» » »
C-1325/7*	» »	—	95	Ед. зн.	—	—	Ед. зн.	5	Ед. зн.	» » »
C-1330/2*	» »	10	82	3	1	2	—	2	—	» » »
Щ-174*	» »	7	89	—	1	—	Ед. зн.	3	Ед. зн.	» » »
C-1273/1	Пироксенит	—	95	3	—	1	1	—	» »	Река Ситуха
C-325/5	Оливиновый пироксенит	5	84	5	—	—	—	6	—	Левобережье низовьев р. Уссури

Примечание. Звездочкой отмечены поздние пироксениты, остальные—ранние. Клинохлор встречается в пироксените (5), шпинель—ед. зн. в оливиновом пироксените (обр. Щ-174), плагиоклаз—в плагиоклазовом пироксените (10), эпидот—в оливиновом пироксените, обр. 1095/1 (1), анатит—в оливиновом пироксените (1).

р. Ситухи, левобережья рек Катэн и Кафэн). Эти породы слагают здесь краевые фации, апикальные части интрузий, жилы и неправильные участки. Мощность жил в Анюйском и Кафэнском массивах достигает 3 м. Жилы этих пород изредка встречаются в гипербазитах Наданьхада-Бикинского антиклинория. Они обычно грубозернисты. Величина зерен авгита достигает 10 см. В осевой части жилы мономинеральные. По мере удаления от нее количество авгита и размеры зерен его уменьшаются. Мономинеральные диаллагиты переходят в оливиновые разновидности (рис. 29) с титаномагнетитом, а затем — в поздние верлиты. Последние сменяются оливинитами с титаномагнетитом и шпинелью. Позже метасоматического авгита образовалась бурая роговая обманка. В этом минерале, а также в раннем и позднем авгите содержатся многочисленные включения мельчайших пластинок ильменита по трещинам спайности.

К самым поздним в метасоматических пироксенитах относятся жилки серпентина с пылеватым магнетитом, которые пересекают все отмеченные выше силикаты и рудные образования. Они указывают на формирование этих пород до серпентинизации гипербазитов.

**Рис. 28.** Амфиболовая порода Наданьхада-Бикинского комплекса. Видны реликты оливина, авгита (а). Черное — плеонаст в парагенезе с бесцветным клинохлором, развитым по авгиту, частично по оливиноу. Ув. 60, без анализатора



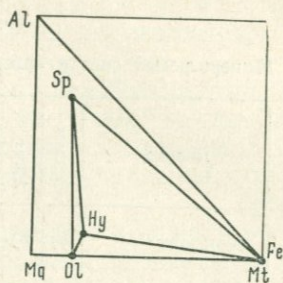
Типичные гарцбургиты (30—70% оливина) не встречаются. Мало распространены также их оливиновые разности (10—30% оливина) и еще менее бронзитовые (70—90% оливина). Эти породы известны как местные образования в крупных массивах р. Катэн и в интрузивах, расположенных по обе стороны р. Ситухи. Они залегают в виде линз и линейно-вытянутых полос (в плане), шириной 20 м, среди бронзитовых дунитов, а чаще в краевых зонах последних. В бассейне р. Кафэн гарцбургиты тонко переслаиваются с лерцолитами и оливинитами, образуя тонкополосчатые комплексы, согласные с общим залеганием интрузивов. Гарцбургиты в большинстве случаев превращены в серпентиниты. Они имеют темно-серую окраску, полосчатую текстуру и порфировидную структуру.

Гарцбургиты состоят из оливина (хризолит,  $f=18\%$ ), титаномагнетита (реже бедного хромом хромита), зеленой шпинели (плеонаста), а также более крупных неправильных зерен бронзита ( $f=23\%$ ), величиной до 5 мм, содержащих реликты перечисленных выше минералов. Парагенезы их показаны на рис. 30, где построение сделано с учетом реального состава минералов.

**Рис. 29.** Поздний оливиновый пироксенит левобережья р. Катэн. Видны порфиробласты позднего авгита, содержащего реликты оливина и раннего авгита. Ув. 72, без анализатора



Рис. 30. Парагенезы бронзитовых дунитов и гарцбургитов без паргасита



Вторичные минералы рассматриваемых пород представлены лизардитом в ассоциации с пылеватым магнетитом, иногда бацитом, реже антигоритом и карбонатом. Лизардит и магнетит образуются на стыках зерен оливина, отчего структура пород иногда становится петельчатой. Оба эти минерала замещают в породе более ранние зерна пирротина и пентландита.

Лерцолиты распространены в Катэнских массивах. Кроме того, эти породы имеются в интрузиве левобережья р. Ситухи, где они преобладают над верлитами и дунитами.

Рис. 31. Лерцолит левобережья р. Катэн. Видны реликты оливина в бронзите и замещение последнего с краев авгитом. Авгит и титаномагнетит замещаются роговой обманкой. Ув. 72, с анализатором



## Минеральный состав лерцолитов и вебстеритов (в объем. %)

Обр., №	Порода	Оливин	Авгит	Бронзит	Роговая обманка	Тремолит	Титаномагнетит	Серпентин	Район
С-1340/5	Лерцолит	36	30	15	3	—	6	10	Река Кафэн, Хабаровский край
С-1339/2	»	6	10	20	1	—	2	61	Там же
Щ-199/а	»	10	70	5	1	5	6	3	» »
С-1339/1	»	25	42	15	4	3	6	5	» »
С-1350/2	Оливиновый лерцолит	15	76	5	—	—	1	3	Река Ситуха
С-1350/1	Лерцолит	20	67	10	—	—	1	2	» »
С-1350/3	»	20	56	20	—	Ед. зн.	1	3	» »
Щ-180/а	Вебстерит	—	50	43	2	1	Ед. зн.	4	» »
Щ-184/5	»	—	40	29	1	—	Ед. зн.	30	» »

Примечание. Хромит не встречен.

Лерцолиты в названных выше массивах совместно с гарцбургитами, дунитами или оливинитами образуют тонкополосчатые комплексы. Ширина полос, которые чередуются и сложены разными породами, колеблется от нескольких сантиметров до 20 м. Они залегают согласно с расположением интрузий. Лерцолиты имеют темно-серую окраску и мелкозернистую структуру. Сложение их массивное или полосчатое. Они состоят из агрегата мелких (0,5—0,9 мм) полигональных или неправильных зерен слегка зонального и титанистого авгита и бронзита, среди которых участками встречаются оливин с титаномагнетитом, имеющие реликтовый характер. Реликты последних минералов наблюдаются также в бронзите, который замещается авгитом (рис. 31). Минеральный состав лерцолитов приведен в табл. 20.

В некоторых разновидностях лерцолитов присутствует и более поздний бронзит, характеризующийся повышенной железистостью ( $f=23\%$ , обр. С-1266/а, см. табл. 31). Он образует метасоматические вроски под углом к спайности в раннем авгите. Нередко поздний бронзит встречается в виде крупных (до 1,5 см) порфиробластов с реликтами ранних авгита и бронзита. Иногда присутствует и поздний авгит, содержащий изведенные реликты зерен раннего авгита с вросками описанного выше метасоматического бронзита. К более поздним минералам относится бурая роговая обманка. Она слегка зональна и становится зеленоватой по краям ее индивидов. Последние располагаются между зернами оливина, бронзита, авгита и титаномагнетита и замещают их.

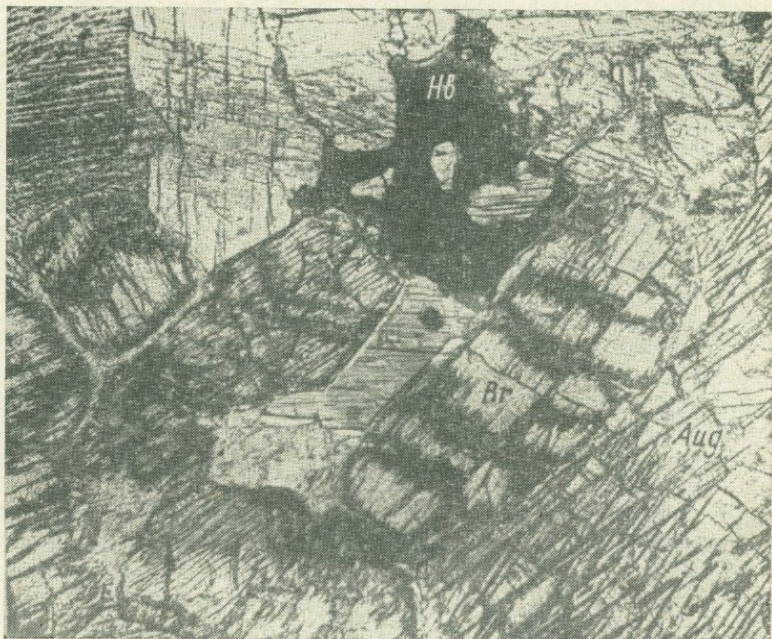
К числу наиболее поздних и вторичных минералов относятся тремолит, а также лизардит с пылеватым магнетитом, замещающие все названные выше силикаты.

Вебстериты встречаются редко и распространены в двух крупных массивах по р. Кафэн и в интрузиве на левобережье р. Ситухи. Они залегают среди лерцолитов в виде узких (в плане) полос и линз. Минеральный состав их приведен в табл. 20, а парагенезы — на рис. 32.

Вебстериты состоят из призматических или полигональных зерен бронзита и авгита ранней генерации. В разностях с оливином, присутствующим в виде изъеденных реликтов, встречается и титаномагнетит. В обычных же вебстеритах последний минерал встречается редко. Из более поздних минералов присутствует бурая роговая обманка, образующаяся на границе пироксенов или по спайности авгита. К самым поздним относятся серпентин с пылеватым магнетитом, замещающие оливиновые и бронзитовые зерна, а иногда и авгит и роговую обманку.

Серпентиниты среди ультраосновных пород распространены мало и встречаются в массивах рек Кафэн, Катэн и

Рис. 32. Вебстерит правобережья р. Кафэн. Видны авгит, бронзит и роговая обманка, реликты ильменита. Бронзит замещен по трещинкам серпентином, вторичным магнетитом и тальком. Ув. 72, без анализатора



Синанчи. В этих районах серпентиниты слагают краевые фации интрузивов или же зоны, шириной до 50 м, среди верлитов, гарцбургитов и лерцолитов, в разной степени серпентинизированных.

В массивах Наданьхада-Бикинского антиклинория, а также в Анюйской зоне серпентиниты встречаются редко и слагают краевые фации мелких тел гипербазитов и продольные или поперечные зоны дробления, мощностью до 20—30 м. Серпентинизация здесь проявляется в виде «примазок» серпентина по трещинам дробления верлитов и оливинитов.

По характеру исходных пород серпентиниты разделяются на аподунитовые, апооливинитовые, апогарцбургитовые, аполерцолитовые и аповерлитовые. Больше распространены апооливинитовые и аповерлитовые разновидности. По характеру преобладающего серпентина они делятся на лизардитовые и антигоритовые, которые распространены неодинаково в различных зонах гипербазитов.

Лизардитовые серпентиниты более всего распространены в интрузиях Сихотэ-Алиня (массивы рек Катэн и Синанчи). Очень редко они встречаются как краевые фации мелких тел гипербазитов (оливинитов) в Наданьхада-Бикинском антиклинории. Это наиболее ранние из серпентинитовых пород. Лизардитовые серпентиниты имеют темно-серую (до бурой и черной) окраску. Это плотные породы с неправильной трещиноватостью и раковистым изломом. Они имеют петельчатую, пластинчато-петельчатую или псевдоморфные структуры. Минеральный состав лизардитовых серпентинитов приведен в табл. 21. Лизардитовые серпентиниты состоят в основном из лизардита, серпофита с примесью более поздних антигорита, нередко хризотила, вкрапленности окисленного с краев хромита, пылеватого магнетита. В качестве реликтовых минералов в серпентинитах наблюдаются оливин, иногда бронзит, авгит и тремолит, рассекающиеся жилками лизардита. Около интрузий гранитоидов в этих серпентинитах появляются тальк и карбонат. Встречается хлорит. Он образует оторочки вокруг зерен хромита.

Волоски лизардита группируются в полоски, которые распределяются в породах так, что образуют полигональные или округлые ячейки, ограниченные от соседних скоплениями пылеватого магнетита. В центре таких участков находится обычно буроватый изотропный серпофит или слабо анизотропный серпентин. Этот структурный узор в породах нарушается более поздними пластинками антигорита и секущих жилок хризотила.

Антигоритовые серпентиниты встречаются в зонах дробления оливинитов и верлитов Наданьхада-Бикинского антиклинория, а также в Анюйской и Хорской зонах ультраосновных пород. Антигоритовые серпентиниты имеют большей частью зеленую, реже черную окраску. Структура этих пород —

Таблица 21

## Минеральный состав серпентинитов (в объемн. %)

Обр., №	Порода	Оли- вин	Ав- гит	Серпо- фит	Лизар- дит	Тре- мо- лит	Анти- горит	Хро- мит	Маг- не- тит	Хризо- лит, асбест	Ли- монит	Район
ИН-22	Бурый апооливинитовый серпентинит	—	—	50	43	—	—	—	5	—	2	Левый берег р. Уссури
ИН-30	» » »	—	5	40	29	20	—	—	5	—	1	» » »
С-322/1	Зеленый аповерлитовый серпентинит	1	5	—	—	5	69	—	5	—	—	» » »
С-339/1	Зеленый аподунитовый серпентинит	4	—	—	1	—	88	7	—	—	—	» » »
ИН-35	Зеленый аповерлитовый серпентинит	—	5	—	—	15	—	58	20	—	2	» » »
С-1349/1 (*)	Бурый апооливинитовый серпентинит	1	—	10	60	—	20	2	6	1	—	Река Синанча
6034/7 (*)	Бурый аполерцолитовый серпентинит	—	5	53	30	—	5	1	6	—	—	» »
С-1310	Бурый аповерлитовый серпентинит	—	20	50	12	—	10	1	7	—	—	Река Богбасу
Щ-185/а	Бурый аполерцолитовый серпентинит	10	3	50	20	—	10	1	6	—	—	Река Кафэн
С-1337/1	Бурый апооливинитовый серпентинит	—	—	63	30	—	—	—	7	—	—	Река Катэн
С-1325/8	» » »	1	—	—	86	—	—	—	12	1	—	» »
Щ-180/в	Бурый апогарцбургитовый серпентинит	—	—	—	—	—	87	—	12	1	—	Река Кафэн

Примечание. Звездочкой отмечены серпентиниты с баститом. Карбонат содержится в зеленом аповерлитовом серпентините (15).

пластинчатая, петельчатая, реже псевдоморфная. Минеральный состав их приведен в табл. 24.

Антигоритовые серпентиниты состоят из антигорита и пылевато-магнетита, реликтов оливина, диопсида (авгита), хромита, примеси тремолита и более поздних минералов: хризотила, хлорита, карбоната, талька. Антигорит образует пластинки, группирующиеся в параллельные, лучистые и петельчатые агрегаты.

Горнблендиты распространены мало. Они встречаются в ассоциации с габбро, секущими верлиты на левобережье р. Катэн, а также в 5 км ниже устья этой реки на левом берегу р. Хор. Горнблендиты через разности, содержащие плагиоклаз, постепенно переходят в габбро. Минеральный состав горнблендитов показан в табл. 22. Структура их мелкозернистая, текстура массивная или полосчатая, образованная тонкими полосками плагиоклаза.

Горнблендиты состоят из буровой, слегка зональной роговой обманки с примесью реликтовых зерен ильменита. В разностях с плагиоклазом встречается апатит.

Основные породы, сопровождающие гипербазиты, представлены чаще всего диабазами, габбро-диабазами, а также габбро-норитами, габбро, реже оливиновыми габбро и оливиновыми габбро-норитами. Все они формировались позднее гипербазитов. Размещаются те и другие следующим образом. Безгиперстеновые породы типа габбро-диабазов, габбро и диабазов сопровождают массивы оливинитов, верлитов и пироксенитов (Наданьхада-Бикинская и Анюйская зоны). Габбро-нориты в основном сопутствуют таким интрузиям ультраосновных пород, в которых имеются бронзитовые разности (лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты р. Кафэн).

Оливиновые габбро-нориты встречаются в двух крупных массивах гипербазитов на левобережье р. Кафэн. Они залегают в краевых зонах мелких интрузий габбро-норитов, секущих лерцолиты и верлиты. Текстура оливиновых габбро-норитов полосчатая или такситовая. Иногда видно, как мелкие полоски, линзы и неправильные пятна меланократовых оливиновых габбро-норитов располагаются в лерцолитах и содержат реликты последних. Местами в оливиновых габбро-норитах имеются жилки пегматондных разностей габбро-норитов, содержащих более крупнозернистые плагиоклаз, гиперстен и большее количество ильменита. От жилки плагиоклаза во вмещающую породу отходят апофизы, а гиперстен в последних образует порфиробласты, содержащие реликтовый оливин. По составу этот гиперстен более железистый ( $f=30\%$ ), чем аналогичный ему минерал из основной массы породы ( $f=18\%$ ). Минеральный состав оливиновых габбро-норитов показан в табл. 22.

Главные минералы оливиновых габбро-норитов — оливин,



бронзит, авгит и плагиоклаз (80% An). В качестве примеси встречаются титаномагнетит и замещающая его буроватая розговая обманка. Вторичные минералы представлены лизардитом в ассоциации с пылеватым магнетитом. Они замещают оливин, гиперстен и тремолит по краям зерен и трещинкам дробления. Реже встречается флогопит, связанный с влиянием гранитоидов на оливиновые габбро-нориты, а также пренит, возникший при изменении плагиоклаза. Структура оливиновых габбро-норитов гранобластовая и пойкилобластовая, обусловленная крупными, неправильной формы зернами плагиоклаза (80—55% An), переполненного изъеденными зернами серпентинизированного оливина, бронзита, а также авгита и титаномагнетита. Эти минералы составляют характерную ассоциацию, отвечающую стадии взаимодействия ультраосновных пород (чаще всего лерцолитов) с кремнекислотными расплавами габбро-норитового состава, обогащенными летучими компонентами, обладавшими большой реакционной способностью.

В шлифах с реликтами ультраосновных пород видно, что в парагенезе с плагиоклазом (в данном случае) образуется новый авгит, который содержит в своем составе меньше  $\text{CaSiO}_3$ , чем

**Рис. 33.** Контакт вебстерита с габбро-норитом. Вокруг авгита в вебстерите на границе с плагиоклазом видна оторочка из более позднего авгита, характерного для габбро-норита. Видны титаномагнетит и бронзит, замещенные вторичными продуктами (талък и др.), и жилки хлорита в плагиоклазе. Ув. 72, без анализатора



авгит реликтовых лерцолитов ( $2V = 50-52^\circ$ ), хотя показатели преломления их остаются близкими. Первый авгит образует оторочку вокруг второго (рис. 33) или же мелкие полигональные зерна внутри зерен плагиоклаза и в промежутках между ними. На удалении от ксенолитов лерцолитов бронзит образует уже не изометричные, как в последних, а отчетливо вытянутые по длинной оси зерна, хотя показатели преломления его остаются такими же, как в лерцолитах.

Приведенные выше данные показывают, что оливиновые габбро-нориты образовались в результате десиликации более кремнекислотных габбро-норитовых расплавов на контакте с верлитами и лерцолитами. Богатый кальцием авгит ультраосновных пород при этом подвергся разложению. В результате в оливиновых габбро формировался авгит, более бедный кальциевой составляющей, и основной плагиоклаз.

Габбро-нориты более всего распространены в бассейне р. Кафэн. Здесь они встречаются в виде интрузивных тел в верхнепалеозойских отложениях. Нередко эти породы образуют как мелкие, так и крупные дайкообразные интрузии, располагающиеся по продольным зонам дробления самого крупного массива гипербазитов. Иногда это — жилы, мощностью 3—4 м, сложенные крупнозернистыми пегматоидными габбро-норитами, которые залегают местами в гипербазитах, чаще всего в мелкозернистых габбро-норитах. Мощность тел последних достигает 20 м и более. Залегание их крутое или вертикальное. В краевых зонах секущие тела габбро-норитов сложены оливиновыми разностями, описанными выше. Минеральный состав их приведен в табл. 22.

Габбро-нориты состоят из призматических зерен зонального плагиоклаза (40—65% An), гиперстена (слегка красноватый), бесцветного авгита и ильменита. Более поздним минералом является буроватая роговая обманка, образующая оторочки вокруг ильменита, авгита или самостоятельные зерна призматической формы.

Вторичные минералы — серпентин (бастит) и магнетит, возникший за счет гиперстена, а также альбит, карбонат и пренит, образовавшиеся по плагиоклазу. Присутствует хлорит, который, наряду с серпентином, образует оторочки вокруг гиперстена в плагиоклазе, а также отдельные в нем прожилки, отходящие от оторочек. Из рудных встречаются сульфиды в парагенезисе с альбитом. Иногда наблюдаются апатит и флогопит, замещающиеся карбонатом и магнетитом.

Первичные минералы — гиперстен, авгит, плагиоклаз, ильменит — составляют устойчивый парагенез. Гиперстен иногда образует более крупные зерна, в которых видны изъеденные реликты авгита, образованного несколько раньше. В лейкократовых разностях гиперстен преобладает над авгитом, а зерна последнего уменьшаются в размерах, по сравнению с величиной их

в обычных габбро-норитах. Ильменит содержится до 10%, цементируя зерна авгита, плагиоклаза и гиперстена.

Структура габбро-норитов мелкозернистая, иногда трахитовидная. Таковы типичные габбро-нориты.

В Анойской зоне гипербазитов, на левобережье р. Богбасу также были встречены габбро-нориты. Они располагаются между диабазами и пироксенитами вдоль западной окраины массива перидотитов. На контакте габбро-норитов, имеющих облик диабазов, с пироксенитами перидотитового массива наблюдаются прожилки плагиоклаза и образуются меланократовые габбро-нориты. Они состоят из призматических зерен бесцветного авгита, промежутки которых заполнены ильменитом. Эти минералы цементируются плагиоклазом, а местами и пересекаются жилками последнего. В ассоциации с плагиоклазом наблюдаются единичные зерна гиперстена, который в ультраосновных породах интрузии гипербазитов, как правило, не встречается. Более поздний минерал — буроватая роговая обманка, образующая оторочки вокруг ильменита на границах с плагиоклазом и авгитом. Аналогичные меланократовые габбро-нориты наблюдаются и в краевых зонах лейкократовых габбро-норитов, секущих гипербазиты на левобережье р. Кафэн.

Габбро встречаются реже, чем габбро-нориты и диабазы. Эти породы распространены как небольшие по площади фации среди крупных тел диабазов. Изредка (массивы р. Катэн) они образуют небольшие линейные тела, которые располагаются вдоль продольных зон дробления массивов гипербазитов. Одно из таких секущих тел габброидов находится в северной части интрузива верлитов (р. Катэн, см. рис. 19), длина его составляет 250—300 м, мощность — 20—30 м. Залегание крутое и близкое к вертикальному. Интрузия габброидов вытянута по простиранию массива верлитов. Она сложена мелкозернистыми габбро, которые местами разгнейсованы и содержат крупные, величиной до 3 см, порфиробласты роговой обманки. В южной части этого тела габброидов, у границы их с верлитами залегают меланократовые оливиновые габбро. От верлитов они отличаются присутствием плагиоклаза и более железистого оливина ( $f = 22\%$ , обр. С-1328/1). В средней части среди габбро, как фация, находятся мелкозернистые, иногда гнейсовидные, горнблендиты, содержащиеся в краевых зонах плагиоклаза и имеющие с габбро постепенные переходы.

Габбро состоят из свежего и сильно измененного плагиоклаза, буро-зеленой роговой обманки, бесцветного и слабо зеленоватого авгита, ильменита, апатита. Вторичные минералы — актинолит и магнетит, возникшие за счет изменения роговой обманки, а также альбит, кальцит и эпидот, образовавшиеся по плагиоклазу. Встречаются также хлорит и лейкоксен. Минеральный со-

став габбро показан в табл. 23. Авгит, плагиоклаз и ильменит в разностях габбро без роговой обманки образуют габбровую структуру. В роговообманковых же габбро авгит, как и ильменит, встречаются как реликтовые минералы в ядрах зерен роговой обманки.

Таблица 23  
Минеральный состав габбро (в объемн. %)

Обр., №	Авгит	Плагиоклаз	Роговая обманка	Ильменит+магнетит	Актинолит	Хлорит	Эпидот	Сфен	Апатит	Район
С-1062/1	5	40	38	8	6	2	—	—	1	Гора Дафыншань
С-1061/3	15	60	15	2	7	—	—	—	1	»
ИН-4	15	35	30	10	—	10	—	—	—	Левобережье р. Уссури
ИН-44	20	42	35	—	—	3	—	—	—	Там же
С-306/1	20	70	6	4	—	—	—	—	—	» »
С-1356/1	—	59	30	—	—	2	5	3	1	Река Синанча
С-1331/2	40	33	20	1	—	—	3	2	1	Левобережье р. Катэн

Примечание. Кальцит встречается в единичных знаках.

Структура габбро обычно мелкозернистая и равнозернистая. Иногда они порфириовидны благодаря крупным (3—4 см) порфиробластам роговой обманки второй генерации, связанной по времени, очевидно, с габбро-пегматитами и характеризующейся более высокой железистостью ( $f=67\%$ , обр. С-1331/3, см. табл. 35).

Оливиновые габбро встречаются редко. Они залегают как местные фации в телах габброидов, секущих гипербазиты на левобережье р. Катэн. Оливиновые габбро — меланократовые породы, состоящие из оливина, буроватого авгита, ильменита, плагиоклаза и примеси более поздней буроватой роговой обманки. Вторичные минералы представлены лизардитом в ассоциации с пылеватым магнетитом, образовавшимся по оливину, а также гидрослюдой, возникшей за счет изменения плагиоклаза. Минеральный состав оливиновых габбро дан в табл. 22.

Оливин образует в породах более железистые ( $f = 22\%$ , обр. С-1328/1, см. табл. 35) и более крупные, чем в соседних верлитах, зерна, величиной до 0,5 см. Реже наблюдается в виде изъеденных реликтов в порфиробластах авгита, величиной до 0,8 см. Все эти минералы, а также ильменит цементируются зернами основного плагиоклаза. В последнем наблюдаются дробленые обломки авгита и оливина, что также свидетельствует о несколько более поздней его кристаллизации. Несмотря на это, плагиоклаз

устойчив со всеми отмеченными выше минералами. Роговая обманка образует оторочки вокруг ильменита и авгита на границе их с плагиоклазом. Иногда она замещает авгит по трещинкам спайности.

Диабазы — самая распространенная из основных порода, связанная с гипербазитами. Они образуют как отдельные линейные тела, так и дайки, секущие ультраосновные породы или следующие по контактам последних с вмещающими эффузивами и туфами. Диабазы состоят из зонального плагиоклаза, авгита, буровато-зеленой роговой обманки и ильменита, в различной степени измененных и замещенных вторичными минералами. Среди последних отмечаются актинолит, иногда хлорит, замещающие роговую обманку и авгит, а также альбит, кальцит и эпидот, образующиеся по плагиоклазу и нередко полностью вытесняющие его. Ильменит местами нацело замещается сфеном или лейкоксеном.

Минеральный состав диабазов показан в табл. 24. Авгит диабазов буроватый и наблюдается большей частью в виде реликтов в роговой обманке. Нередко он полностью замещен последним минералом. Плагиоклаз — зональный и состав его изменяется от лабрадора до андезина (40% An). Во многих породах нацело замещен вторичными минералами, в числе которых встречается пренит. Структура описанных пород диабазовая, иногда офитовая.

Габбро-диабазы по составу аналогичны диабазам и отличаются лишь структурой, которая является переходной от габброй к диабазовой и офитовой. Эти породы наблюдаются как фации тел диабазов.

Габбро-пегматиты встречаются редко. Они залегают чаще всего в габбро или габбро-диабазе в виде жил и неправильных тел, мощностью до 2—3 м и длиной до 8—10 м. Иногда это — трубчатые образования. Структура пород обычно крупнозернистая или гигантозернистая, при которой величина зерен роговой обманки достигает 4—5 см. Местами габбро-пегматиты имеют облик шлиров. Контакты их с вмещающими породами резкие или постепенные. Около жил габбро-пегматитов, залегающих в верлитах, наблюдаются оторочки из горнблендитов или же группы зерен роговой обманки, замещающие боковые породы. В самих габбро-пегматитах крупные кристаллы роговой обманки часто ориентированы перпендикулярно их контакту с боковыми породами и как бы нарастают на него. Габбро-пегматиты бывают безрудные и рудные. Последние характеризуются присутствием ильменита до 20—30%.

Габбро-пегматиты состоят из зонального и в разной степени измененного плагиоклаза (от лабрадора до альбита) и буроватой роговой обманки, ильменита или титаномагнетита. Иногда встречается бесцветный авгит, который с краев зерен и по спайности их замещается роговой обманкой. Последняя образует оторочки

Таблица 24

## Минеральный состав диабазов и габбро-диабазов (в объемн. %)

Обр., №	Порода	Плагио- клас	Авгит	Рого- вая об- манка	Актино- лит	Ильме- нит	Хлорит	Эпидот	Сфен	Апатит	Каль- цит	Альбит	Флого- пит	Район
C-219/1	Габбро-диабаз	75	—	10	10	1	1	1	1	1	Ед. зн.	—	—	Левобережье ни- зовьев р. Уссури
C-219/2	Диабаз	50	5	1	34	7	1	1	0,5	—	0,5	—	—	Там же
C-256/2	»	55	10	3	20	5	4	2	0,5	—	0,5	—	—	» »
C-255	Габбро-диабаз	56	20	20	1	1	—	1	—	1	—	—	—	» »
5149	Ороговикован- ный диабаз	47	—	20	10	2	—	—	—	1	—	—	20	Река Сиянча, приток р. Иман
C-1261/2	Диабаз	30	—	40	10	6	—	10	1	Ед. зн.	1	2	—	Там же
Щ-188в	»	40	—	50	—	1	1	5	2	1	—	—	—	Река Кафэн
C-1311/3	»	30	Ед. зн.	58	—	—	2	3	2	Ед. зн.	1	3	1	Река Богбасу, приток р. Анюй
C-1311/2	»	30	43	10	—	5	5	3	1	1	Ед. зн.	2	—	Там же
C-1308/1	»	50	40	1	2	1	2	2	—	1	1	—	—	» »
C-1336/1	Габбро-диабаз	40	12	20	20	4	1	1	—	1	—	1	—	Река Кафэн

вокруг ильменита. Вторичные минералы — эпидот, альбит, серицит, — образующиеся за счет плагиоклаза, а также сфен и лейкоксен, замещающие ильменит и актинолит.

### Особенности состава главных породообразующих минералов

Оливин является одним из наиболее распространенных минералов и состав его в различных комплексах примерно одинаков. Из табл. 25, 26 видно, что оливин является сравнительно железистым и близким по составу. Так, в оливинитах, верлитах и оливиновых пироксенитах Наданьхада-Бикинского комплекса железистость оливина составляет 18%. В аналогичных породах Анюйской зоны она равна 17%. В оливинитах, дунитах, верлитах и лерцолитах Хорской и Синанчинской зон гипербазитов железистость оливина составляет 17—18%, как видно из приведенных ниже характеристик оптических свойств (табл. 26, 27 и др.).

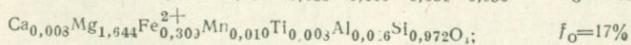
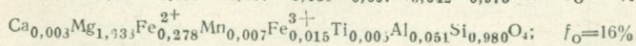
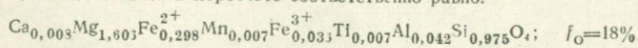
В табл. 25 показан химический состав оливина из оливинитов Наданьхада-Бикинской и Хорской зон гипербазитов (приведены

Таблица 25

Химический состав оливина (в %)

Компонент	Наданьхада-Бикинский антиклинорий		Река Катэн
	Обр. С-1029/1 из оливинита	Обр. С-227/2 из верлита	Обр. С-1331/1 из оливинита
SiO <sub>2</sub>	39,08	39,20	39,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	0,80	0,12
FeO	14,33	13,40	14,74
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,20	0,40
CaO	0,27	0,27	0,27
MgO	34,20	44,00	44,16
MnO	0,30	0,30	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	1,70	1,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,075	0,10	0,06
Сумма	99,94	99,97	100,69

Количество ионов в пересчете соответственно равно:



Примечание. Общая железистость ( $f_{\text{O}}$ ) оливина вычислена с учетом Mn, Fe<sup>3+</sup> и Ti.

## Оптические свойства и железистость главных минералов из оливинитов

Обр., №	Минерал	Ng	Np	f, %	Район
C-329/2	Оливин	1,707	1,670	18	Левобережье р. Уссури
C-381	»	1,706	1,669	18	» »
C-1029/1	»	1,707	1,669	18	» »
C-1029/1	Авгит	1,714	—	32	» »
C-312/3	Оливин	1,707	1,670	18	» »
C-312/3	Авгит	1,714	1,686	32	» »
C-1303/2	Оливин	1,705	1,668	17	Река Богбасу
C-1326/4	»	1,705	1,669	17	Река Катэн
C-1326/4	Авгит	1,714	1,686	32	» »
C-1330/8	Оливин	1,707	1,670	18	» »
C-1331/1	»	1,705	1,669	17	» »
C-329	»	1,707	1,670	18	Левобережье р. Уссури

кристаллохимические формулы этого минерала). Из данных анализа и формул также очевидна сравнительно повышенная железистость оливина из пород Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Бикинского антиклинория.

В меланократовых оливиновых габбро-норитах, образовавшихся на контакте габбро-норитов с лерцолитами, железистость оливина составляет 19%, а в оливиновых габбро содержится наиболее железистый оливин ( $f=20\%$ ; табл. 35; обр. C-1328/1).

Моноклинный пироксен (авгит, местами салит и диопсид) является так же, как оливин, широко распространенным минералом в изученных породах. Состав его неодинаков в различных комплексах гипербазитов. Генезис этого минерала также разный. Во многих комплексах — наданьхада-бикинском, анюйском, хорском и синанчинском — наблюдаются как ранний, магматический, так и поздний, метасоматический, авгит и салит.

Ранний авгит образует, как правило, мелкие зерна величиной 2—5 мм, распространенные равномерно и полосчато в массивах ультраосновных пород (наданьхада-бикинский, анюйский, синанчинский комплексы). Этот минерал характеризуется повышенной железистостью. В оливинитах, верлитах и пироксенитах Наданьхада-Бикинского антиклинория железистость авгита составляет 30—32%, а в верлитах Анюйской зоны — 32%. В аналогичных породах и лерцолитах Синанчинской зоны железистость авгита является меньшей и не превышает 20—25% (см. табл. 27). К менее железистой разности относится здесь и оливин ( $f=17\%$ ).

Таблица 27

## Оптические свойства и состав минералов из верлитов

Обр., №	Минерал	+2V	Ng	Np	$f_c$ %	$W_o$ %	Район
C-235/1	Оливин	—	1,707	1,669	17		Левобережье р. Усури
	Авгит	52	1,717	1,685	30	43	
C-227/1	»	—	1,707	1,669	18		»
	»	53	1,717	1,690	30	45	»
C-250/1	»	—	1,697	—	13		»
	»	48	1,717	1,690	30	40	»
C-313/1	»	—	1,707	1,670	18		»
	»	50	1,714	1,683	32	41	»
C-324/5	»	—	1,707	1,670	18		»
	»	52	1,714	1,683	32	43	»
C-324/3	»	—	1,707	1,640	18		»
	»	50	1,714	1,686	32	41	»
C-1304/2	»	—	1,705	1,670	17		Река Богбасу
	»	50	1,714	1,686	32	41	
C-1303/1	»	—	1,705	1,670	17		»
	»	52	1,714	1,685	32	43	»
C-1298/2	Роговая обманка	—	1,672	—	35		»
	Авгит*	53	1,703	1,678	22	45	»
C-1330/2	Оливин	—	1,693	1,662	12	—	»
	»	—	1,707	—	17	—	Река Катэн
C-1328/2	Авгит*	50	1,714	1,684	32	41	
	»	—	1,703	1,639	18	—	»
	»	47	1,714	1,683	33	40	»
C-1330/3	Роговая обманка	—	1,687	1,669	53	—	»
	Оливин	—	1,707	1,668	18	—	»
C-1329/5	Авгит*	48	1,717	1,630	35	40	»
	»	—	1,708	1,669	19	—	»
	»	48	1,718	1,693	35	40	»
C-1329/1	Авгит*	48	1,724	1,697	47	39	»
	Роговая обманка	—	1,689	—	55	—	»
C-1270/1	Авгит*	51	1,709	1,680	23	42	Река Ситуха
	Оливин	—	1,705	1,672	17	—	
C-1270/4	»	—	1,705	1,672	17	—	»
	Авгит*	43	1,712	1,683	33	40	»
C-1271/1	Оливин	—	1,705	1,672	17	—	»
	Авгит	54	1,705	1,677	22	45	»

Примечание. Звездочкой отмечен поздний авгит, остальные—ранний авгит.

Поздний — метасоматический — авгит в породах Наданьхада-Бикинского антиклинория встречается редко (обр. С-330/3, табл. 28), но в ряде интрузивов Синанчинской и Хорской зон этот минерал преобладает над ранним авгитом. Состав метасоматического авгита также неодинаков в различных зонах гипербазитов и даже в пределах одного и того же массива. Так, по оптическим данным, железистость авгита из пироксенитов в дунитах Наданьхада-Бикинского антиклинория составляет 30—32%, являясь несколько завышенной. По результатам же химического анализа она не превышает 23%. С учетом титана она будет равной 26% (табл. 28).

Железистость авгита из жилы пироксенита в оливинитах Аноуйского массива не превышает 22% (см. табл. 27). Здесь он более магнезиальный, чем ранний авгит ( $f=32\%$ ). В интрузии оливинитов с фациями верлитов левобережья р. Ситухи (Синанчинская зона) метасоматический авгит является, наоборот, более железистым ( $f=23-33\%$ ; обр. С-1270/1,4; табл. 27), чем ранний авгит ( $f=22\%$ ; обр. С-1271/1; С-1352/2, табл. 27,31). Последний здесь близок по составу к диопсиду.

В Хорской зоне метасоматический авгит из жил пироксенитов в оливинитах самого крупного массива гипербазитов имеет наиболее высокую железистость, которая с учетом  $TiO_2$  колеблется от 32 до 36%, по данным химических анализов (см. табл. 28, обр.

Таблица 28

Химический состав моноклинного пироксена из перидотитов

Компонент	Жильный грубозернистый пироксенит				Среднезернистый метасоматический пироксенит			
	Обр. Ш-179. (верлит, р. Кафэн)		Обр. С-1299/2 (верлит р. Аноуй)		Обр. С-330/3 (метасоматический, Наданьхада-Бикинский антиклинорий)		Обр. Ш-174/6 (р. Кафэн)	
	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %
SiO <sub>2</sub>	45,51	758	47,97	799	50,70	844	40,96	682
MnO	0,32	4	0,24	3	0,10	1	0,15	2
TiO <sub>2</sub>	1,05	13	1,08	0,44	0,45	6	2,40	30
FeO	6,29	88	3,41	47	5,85	82	3,05	43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,99	31	4,99	31	2,29	14	6,60	41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	31	4,00	39	4,17	41	7,87	77
CaO	22,80	407	22,63	403	22,85	408	23,68	423
MgO	12,17	303	14,13	350	12,76	316	12,92	320
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,40	4	—	—	0,02	—	0,15	2
Na <sub>2</sub> O	0,30	5	0,38	6	0,40	6	0,22	3
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,50	139	0,57	33	1,00	—	1,00	—
Сумма	99,53		99,37		100,59		99,00	

Примечание. Аналитик М. Г. Погорелова.

## Оптические свойства и состав минералов из пироксенитов

Обр., №	Минерал	Ng	Np	+2V	f, %	W <sup>0</sup> , %	Район
С-330/3	Авгит	1,714	1,686	50	32	41	Левобережье р. Уссури
С-330/3	Оливин	1,707	1,670	—	18		Там же
С-320/3	Авгит	1,714	1,686	52	32	43	» »
С-320/3	Оливин	1,707		—	18		» »
С-332/3	Авгит	1,714	1,686	50	32	41	» »
С-347/3	»	1,714	1,686	52	32	43	» »
С-347/3	Роговая обманка	1,690	1,662	—	57		» »
С-321/4	Авгит	1,714	1,690	52	32	43	» »
С-1332/2	Авгит*	1,714	1,686	48	40	40	Река Кафэн
Щ-174/в	»	1,724	1,697	48	57	39	» »
С-1299/2	»	1,697	1,670	47	18	39	Река Богбасу

Примечание. Звездочкой отмечен поздний авгит, остальные—ранний авгит.

Кристаллохимические формулы пироксенов:

Обр. Щ-179—  $(K_{0,019}Na_{0,023}Ca_{0,961})(Mg_{0,714}Fe_{0,207}Mn_{0,090}Fe_{0,120}^{3+})$

$[Al_{0,146}Fe_{0,026}Ti_{0,037}Si_{1,791}O_6]$

Обр. С-1229/2—  $(Na_{0,027}Ca_{0,912})(Mg_{0,794}Fe_{0,107}Mn_{0,007}Fe_{0,141}Ti_{0,022}^{3+})$

$[Al_{0,177}Ti_{0,010}Si_{1,813}O_6]$

Обр. С-330/3—  $(Na_{0,026}Ca_{0,913})(Mg_{0,780}Fe_{0,183}Mn_{0,002}Al_{0,074}Fe_{0,062}Ti_{0,013}^{3+})$

$[Al_{0,109}Si_{1,891}O_6]$

Обр. Щ-174/в—  $(K_{0,010}Na_{0,015}Ca_{0,987})(Mg_{0,746}Fe_{0,100}Mn_{0,005}Fe_{0,191}Ti_{0,021}^{3+})$

$[Al_{0,359}Ti_{0,049}Si_{1,592}O_6]$

Щ-179, Щ-177/в). Эти пироксены отличаются и более высоким показателем преломления, определения состава по которому, с учетом 2V, дают завышенные значения железистости, по сравнению с химическим анализом (табл. 29).

Все авгиты ультраосновных пород, описанные выше, в том числе и метасоматические, формировались до серпентинизации, о чем свидетельствуют жилки серпентина, пересекающие эти минералы. И ранние и поздние пироксениты образовались до взеднения габбро и норитов, которые по отношению к поздним верлитам и пироксенитам являются секущими. И ранний и поздний авгиты содержат в ультраосновных породах многочисленные включения мелких и тонких пластинок ильменита, образование которых, видимо, связано с распадом твердого раствора. Пластины ильменита распределяются в пироксене чаще всего вдоль

спайности. Иногда они настолько обильны, что придают пироксену темную окраску в проходящем свете.

Авгит основных пород, в отличие от своего аналога в гипербазитах той или иной зоны, является бесцветным и несколько менее железистым ( $f=25-32\%$ , см. табл. 32). Исключение составляют авгит ( $f=46\%$ ) из габбро-норитов Наданьхада-Бикинской антиклинария. В ассоциации с ним находится и сильно железистый ромбический пироксен ( $f=38\%$ , обр. 255, см. табл. 33). В габбро-норитах Хорской зоны железистость авгита изменяется от 25 до 27. Примерно такой же состав имеет он в габбро-норитах Анойского массива (обр. С-1308/2, см. табл. 33). В оливиновых габбро-норитах, образующихся на контакте гипербазитов с габбро-норитами и имеющих более основной плагиоклаз (78—80% An), устойчив более железистый авгит из лерцолитов, а иногда и из этих пород. Железистость авгита, гиперстена и оливина в оливиновых габбро-норитах краевой фации не отличается от этого в гипербазитах (табл. 32). В ряде случаев, однако, в оливиновых габбро-норитах имеется новый авгит, который образует оторочку вокруг авгита, типичного для гипербазитов. Новый авгит содержит в своем составе меньше  $\text{CaSiO}_3$ , как видно из табл. 30. Появление его связано с разложением раннего авгита, более богатого CaO, под влиянием кремнекислотных габбро-норитовых расплавов. Избыток CaO, оставшийся при разложении раннего авгита, оказался связанным в плагиоклазе, основность которого возросла от 40—50% An (в нормальных габбро-норитах) до 75% (в оливиновых разностях) на фронте замещения основной магмой гипербазитов. В оливиновых и нормальных габбро железистость авгита находится в пределах 31—32, как видно из табл. 35. Исключение составляет один из образцов габбро (С-335/5), в котором моноклинный пироксен содержит 16% железистого компонента.

Таблица 30

Содержание  $\text{CaSiO}_3$  в моноклинных пироксенах разного генезиса в ультраосновных и основных породах

Минерал	Порода	Зона	Количество измерений 2V	Мол.% $\text{CaSiO}_3$
Авгит ранний	Ультраосновная	Синанчинская	12	44
»	»	Анойская, Наданьхада-Бикинская	24	42
Авгит поздний	»	Хорская, Синанчинская	30	40,5
Авгит	Габбро-нориты	Хорская, Анойская	12	39
»	Габбро	Хорская	6	39

Из табл. 30 видно, что моноклинные пироксены изученных ультраосновных и основных пород различных комплексов офиолитов неодинаковы также по содержанию в них  $\text{CaSiO}_3$ . Наиболее богаты  $\text{CaSiO}_3$  ранний авгит из гипербазитов Синанчинской зоны. Более беден ранний авгит ультраосновных пород Наданьхада-Бикинского антиклинория, а также Анюйской зоны Северного Сихотэ-Алиня. Этот авгит характеризуется и большей железистостью. Наиболее бедными  $\text{W}_0$  являются авгиты габбро-норитов, габбро и диабазов. Что касается позднего авгита в ультраосновных породах, то по содержанию  $\text{W}_0$  он занимает промежуточное положение между ранними авгитами из этих пород и авгитами из основных разностей. Промежуточным этот метасоматический авгит является и по времени образования, что неоднократно отмечалось выше.

Таким образом, в ходе последовательного формирования офиолитов третьей группы (от ультраосновных разностей к основным) имело место систематическое снижение  $\text{W}_0$  в авгитах. Это во многом напоминает картину эволюции составов клинопироксенов в дифференцированных массивах типа Скаэргардской интрузии, изученной И. Д. Муром (Muir, 1951), что свидетельствует, очевидно, о генетической близости как ультраосновных, так и основных интрузивных офиолитов.

Ромбический пироксен в ультраосновных породах представлен бронзитом и распространен в гипербазитах Хорской и Синанчинской зон. Железистость его в интрузивах р. Кафен составляет 23—25% (в лерцолитах и гарцбургитах). В вебстеритах она несколько ниже и не превышает 20% (табл. 31).

В гарцбургитах и лерцолитах р. Синанчи железистость бронзита несколько ниже и находится в пределах 22—23%, причем более железистым является бронзит второй генерации, образующий порфиробласты величиной до 1,5 см.

В основных породах ромбический пироксен относится чаще всего к более железистому бронзиту ( $f = 23—26\%$ ) или к гиперстену. Так, в оливиновых габбро-норитах, возникших на контакте габбро-норитов с лерцолитами, состав бронзита почти такой же ( $f = 23\%$ ), как и в последних. В самих же габбро-норитах ромбический пироксен более железистый ( $f = 26—27\%$ ) и местами относится к гиперстену (см. табл. 33). Наиболее богатым железистым компонентом является гиперстен из габбро-норитов Наданьхада-Бикинского антиклинория ( $f = 38\%$ ).

В меланократовых пегматоидных разностях габбро-норитов, прорывающих лерцолиты и не имеющих в составе оливина, железистость бронзита составляет 26%. В одном из образцов оливинового габбро-норита, с железистостью бронзита равной 23%, наблюдается гиперстен II генерации, который является более железистым ( $f = 30\%$ ) и образует в породе вместе с плагиоклазом обособленную жилку (табл. 32, обр. С-1339/4).

Таблица 31

## Оптические свойства и состав минералов из лерцолитов и вебстеритов

Обр., №	Минерал	Ng	Np	+2V	f, %	W <sub>0</sub> , %	Район
С-1334/26	Бронзит	1,697	1,684		23		Река Кафэн
	Авгит*	1,714	1,686	49	33	40	» »
	Оливин	1,707	—	—	18		» »
С-1339/2	Бронзит	1,697	1,686		25		» »
	Авгит*	1,714	1,686	50	33	40	» »
	Оливин	1,707	—	—	18		» »
С-1266/а	Бронзит	1,697	1,690		23		Река Ситуха
	Авгит	1,707	1,677	54	20	45	» »
	Оливин	1,705	—	—	17		» »
С-1350/3	Бронзит	1,694	—		22		» »
	Авгит	1,707	1,677	54	20	45	» »
	Оливин	1,705	1,670	—	17		» »
С-1351/3	Бронзит	1,694	1,677		22		» »
	Авгит	1,705	1,677	52	21	43	» »
	Оливин	1,705	—	—	17		» »
	Роговая обманка	1,686	—	—	—		» »
Щ-180а	Бронзит	1,691	1,684		20		Река Кафэн
	Авгит	1,707	1,677	48	22	40	» »
Щ-184/6	Бронзит	1,694	1,682		22		» »
	Авгит	1,707	1,680	48	22	40	» »
С-1352/2	Оливин	1,705	1,670	=	17		Река Ситуха
	Бронзит	1,694	1,682		15		» »
	Авгит	1,705	1,677	50°+	20	41	» »

Примечание. Первые пять образцов взяты из лерцолитов, остальные три — из вебстеритов. Звездочкой отмечен ранний авгит, остальные — поздний авгит.

Титаномагнетит встречается только в оливинитах, лерцолитах и пироксенитах Анюйской, Хорской и Синанчинской зон офиолитов, а также в ультраосновных породах Наданьхада-Бикинского антиклинория. В интрузиях остальных районов (Бикинском, Шэтухинском) вместо этого минерала и зеленой шпинели распространен хромит.

Титаномагнетит в оливинитах образует неправильные мелкие зерна с включениями зеленой шпинели, которые приурочены к

Таблица 32

## Оптические свойства и состав минералов из оливиновых габбро-норитов и включений в них ультраосновных пород

Обр., №	Минерал	Порода	$N_g$	$N_p$	+2V	$f, \text{ Ал. } \%$	$W_o, \%$	Район
С-1339/4	Оливин	Оливиновый габбро-норит	1,709	—	—	19		Хабаровский край
	Бронзит	» » »	1,694	1,684		23		» »
	Гиперстен*	» » »	1,705	1,694		30		» »
	Авгит	» » »	1,709	1,680	47	25	40	» »
	Плаггиоклаз	» » »	—	—	—	72—65		» »
	Роговая обманка	» » »	1,697	1,680	—	65		» »
С-1333/1	Оливин	» » »	1,707	—	—	18		р. Кафэн, Хабаровский край
	Бронзит	» » »	1,697	1,686	—	23		Там же
	Плаггиоклаз	» » »	—	—	—	65—55		» »
	Авгит	» » »	—	—	45	—	—	» »
	Оливин	Ксенолит из лерцолита в оливиновом габбро-норите	1,707	—	—	18		» »
	Авгит <sup>I</sup>	То же	1,714	1,686	52	35	—	» »
Авгит <sup>II</sup> (оторочка)	»	1,711	1,684	45	34	38	» »	
С-1337/3	Оливин	Оливиновый габбро-норит	1,707	—	—	18		р. Кафэн, Хабаровский край
	Бронзит	» » »	1,697	—	—	23		Там же
	Авгит	» » »	1,711	1,686	46	33	38	» »
	Плаггиоклаз	» » »	1,568	1,556	—	75—58		» »
	Оливин	Ксенолит из лерцолита в оливиновом габбро-норите	1,707	—	—	18		» »
	Авгит	То же	1,711	1,686	50	31	41	» »
Бронзит	»	1,697	1,684		23		» »	

\* Гиперстен из жилки плаггиоклаза в оливиновом габбро-норите.

границам оливковых зерен и как бы цементируют их. В мелкозернистых, а также в поздних верлитах он встречается, в основном, с оливином, а в пироксенитах чаще всего отсутствует. В титаномагнетите наблюдаются пластинки ильменита. По трещинам дробления титаномагнетит пересекается жилками нерудного минерала, в зальбандах которых замещается гематитом.

Магнетит ранний встречается большей частью в габбро-норитах, габбро и диабазах. Он образует изометричные и неправильные зерна, изъеденные роговой обманкой и рассекающиеся жилками нерудного минерала, по периферии которых и магнетит и ильменит замещаются гематитом. Поздний магнетит встречается в ультраосновных породах в ассоциации с серпентином в виде мелкой сыпи. В основных разностях он ассоциирует с актинолитом и хлоритом.

Ильменит распространен в основном в габбро и габбро-норитах и в диабазах. Реже и в меньшем количестве он наблюдается в оливинитах, верлитах, лерцолитах и пироксенитах (совместно с титаномагнетитом). В ультраосновных породах ильменит образует три генерации. Ранний ильменит наблюдается в виде неправильных пластинок в ассоциации с титаномагнетитом. Более поздний ильменит образует очень мелкие пластинки, величиной 0,05 мм, по спайности авгита. Самая поздняя генерация этого минерала также представлена мельчайшими пластинками, рассеянными по спайности роговой обманки. Образование такого ильменита связано, видимо, с распадом твердых растворов. В основных породах ильменит образует две генерации: раннюю и позднюю. Ранний ильменит образует крупные, величиной до 3 см, неправильные зерна в количестве до 10—15%, которые встречаются в ассоциации с магнетитом или без него. Поздний ильменит представляет собой мелкую сыпь тончайших пластинок, рассеянных по спайности роговой обманки и связанных, видимо, с распадом твердого раствора. Как в ультраосновных, так и в основных породах ильменит замещается гематитом в зальбандах жилок нерудного минерала.

Хромит как аксессуарный минерал в ультраосновных породах оливинит-верлитовой формации встречается редко. В большинстве гипербазитов вместо хромита присутствует зеленая шпинель. Аксессуарный хромит в породах р. Синанчи находится в дунитах и гарцбургитах и образует неправильные зерна на стыках индивидов оливина. Размеры зерен его не превышают 1 мм. В проходящем свете окраска его оливково-зеленая. В соответствии с этим, по Г. А. Соколову (1940), содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в хромитах будет примерно равно 18% (в вес. %). Это наиболее бедный хромом аксессуарный хромит.

Образование аксессуарного хромита в породах имело место раньше авгита, как раннего, так и позднего, о чем свидетельствуют реликты его в авгитах. По периферии зерна хромита, час-

тично или полностью, замещаются антигоритом и агрегатом мелких зерен вторичного магнетита.

Шпинель присутствует в виде двух генераций: ранней и поздней. Ранняя шпинель имеет зеленую окраску и образует мелкие, величиной до 0,1 мм, октаэдрические или неправильные зерна, приуроченные к скоплениям титаномагнетита, цементирующим индивиды оливина. Местами ясно видны контакты шпинели с оливином и более поздним авгитом. В крупных порфириобластах метасоматического авгита встречаются реликты оливина с титаномагнетитом и шпинелью. По составу ранняя шпинель относится к плеонасту.

Поздняя шпинель также имеет зеленую окраску и наблюдается в богатых авгитом верлитах Наданьхада-Бикинского антиклинария. Шпинель образует обычно мелкие изометричные зерна, величиной до 0,01 мм, которые приурочены к участкам и трещинкам дробления авгита и встречаются в парагенезе с бесцветным тремолитом (см. рис. 29). Оба эти минерала возникают за счет разложения глиноземсодержащего авгита. Иногда вместе с шпинелью встречается клинохлор без тремолита. Такой парагенез отвечает, видимо, более низкотемпературной ступени метаморфизма гипербазитов в связи с гранитами. Местами видно, что зерна шпинели с клинохлором, образуя в авгите полоски вдоль трещин спайности и дробления, наблюдаются также в роговой обманке и в оливинах. Появление в трещинах последнего значительных количеств шпинели с клинохлором, свидетельствует о миграции глинозема в стадию образования этих минералов при разложении авгита и роговой обманки.

По составу поздняя шпинель ( $N = 1,775$ ) относится к плеонасту с содержанием 65% железистого компонента.

Плагиоклаз хорошо сохранился только в габбро-норитах и оливиновых габбро-норитах Хорской зоны гипербазитов. В других породах, особенно в диабазах, он сильно изменен, сосюритизирован и в разной степени замещен такими вторичными минералами, как серицит, гидрослюда, карбонат, альбит и эпидот, иногда хлорит и актинолит.

Наиболее основной по составу плагиоклаз находится в оливиновых габбро-норитах, образовавшихся на контакте лерцолитов с габбро-норитами. Плагиоклаз в них образует неправильные гранобластовые зерна, местами пойкилобласты, величиной до 3—5 мм, с многочисленными включениями вновь образованных авгита и гиперстена. Плагиоклаз слабо зональный и более основной в ядрах зерен, чем по краям. Из табл. 32 видно, что в составе его содержится (75—65% An). В парагенезе с наиболее основным плагиоклазом (75—72% An) находятся не только авгит и бронзит, но и оливин с железистостью, равной 18% (табл. 32). С более кислым плагиоклазом последний не встречается и устойчивы только авгит и гиперстен.

Таблица 33

## Оптические свойства и состав минералов из габбро-норитов

Обр., №	Минерал	Ng	Np	+2V	f. Ал, %	W <sub>o</sub> %	Район
Щ-185/в	Бронзит	1,700	1,688	—	—		Река Кафэн
	Авгит	1,709	1,681	46	27	38	» »
	Плагиоклаз	1,568	1,540	—	65—25		» »
С-1340/3	Гиперстен I генерации	1,705	1,692		30		» » (габбро-норит с ильменитом)
	Авгит	1,707	1,682	45	26	39	» »
	Плагиоклаз	1,565	—	—	56		» »
Щ-184/а	Бронзит	1,700	1,688		27		» »
	Авгит	1,709	—	46	26	39	» »
	Плагиоклаз	1,566	—	—	59		» »
С-1308/2	Авгит	1,709	1,681	52	26	42	Река Богбасу (габбро-норит меланократовый)
	Бронзит	1,701	1,689		27		» » » » »
	Роговая обманка	1,683	1,66	—	47		» » » » »
	Плагиоклаз	1,540	—	—	8		» » » » »
С-1340/4	Бронзит	1,700	—		26		» » (габбро-норит пегматитовый)
	Авгит	1,706	—	47	25	39	» » » » »
	Плагиоклаз	1,560	—	—	45		» » » » »
С-225	Гиперстен	1,715			38		Низовье р. Уссури
	Авгит	1,726	1,696	48	46	39	» »
	Роговая обманка	1,690	1,663	—	57		» »
	Плагиоклаз	1,560	1,550	—	45—42		» »

В обычных габбро-норитах плагиоклаз образует зональные идиоморфные зерна, состав которых изменяется от 63 до 40% An. Этот минерал здесь является более кислым и находится в парагенезисе с более железистым гиперстеном ( $f=26-38\%$ ) и авгитом (табл. 33). Наиболее кислый плагиоклаз в габбро-норитах — альбит и олигоклаз (8—25% An) — метасоматический и в ассоциации с зернами рудного минерала замещает по спайности основной плагиоклаз.

В меланократовых оливиновых габбро плагиоклаз образует неправильные зерна по границам оливина, авгита, а иногда и жилки, секущие эти минералы. Плагиоклаз сильно разложен и замещен пренитом. В свежих зернах состав его отвечает битовниту (75—80% An).

В обычных габбро, которые встречаются редко, плагиоклаз по составу относится к лабрадору и андезину (60—40% An). Чаще всего он сильно разложен и замещен пренитом, кальцитом, альбитом и эпидотом, а иногда хлоритом и актинолитом. Наиболее сильно изменен, а иногда и нацело разложен плагиоклаз в габбро-диабазе и диабазе. Этот минерал образует в таких породах идиоморфные призматические зерна, расположенные под углом друг к другу, в промежутках между которыми находятся зерна авгита и роговой обманки. По составу плагиоклаз относится к лабрадору и андезину (60—35% An). Он находится в разной стадии изменения, вплоть до полного разложения на альбит, кальцит и эпидот.

Паргасит и роговая обманка распространены неодинаково. Первый характерен только для ультраосновных пород, а роговая обманка встречается чаще всего в основных разностях, как видно из табл. 34.

Паргасит плеохроирует в бурых тонах (Ng—темно-бурый, Nm—бурый, Nr—светло-бурый), а роговой обманке, особенно в основных породах, свойственны буровато-зеленые тона (Ng—бу-

Таблица 34

Оптические свойства паргасита и роговой обманки из различных пород

Обр., №	Минерал	Порода	2V	c g
C-1333	Паргасит (ядро)	Горнблендит	+78	—
C-1333	Роговая обманка (края)	»	-78	—
C-1331/3	Роговая обманка II генерации	Габбро	-72	18
C-1331/6	Роговая обманка	»	-70	19
C-1336/2	»	Диабаз	-88	17
C-1340/4	»	Пегматоидный габбро-норит	-82	24
Щ-184/а	»	Габбро-норит	-84	21
Щ-188/5	»	Лерцолит	-83	24

Таблица 35

## Оптические свойства и состав минералов оливиновых габбро и габбро

Обр., №	Минерал	Ng	Np	+2V	f или Ap, %	W <sub>o</sub> , %	Район
С-1328/1	Оливин	1,712	1,681	—	20		Левобережье р. Катэн
»	Авгит	1,711	1,686	44	32	38	» »
С-1328/1	Плагиоклаз	—	—	—	77		» »
»	Роговая обманка	1,689	1,662	—	55		» »
С-306/1	Авгит	1,711	1,686	47	31	39	Левобережье р. Уссури
С-306/1	Роговая обманка	1,680	1,654	—	45		» »
»	Плагиоклаз	1,545	—	—	18		» »
С-1331/3	Авгит	1,711	1,686	46	32	38	Левобережье р. Катэн
С-1331/3	Роговая обманка I ген.	1,690	—	56	56		» »
»	Роговая обманка II ген.	1,699	1,672	—	67		» »
»	Плагиоклаз	1,556	—	—	40		» »
С-335/5	Роговая обманка	1,686	1,660	—	47		Левобережье р. Уссури
С-335/5	Авгит	1,697	1,672	46	16	38	» »

Таблица 36

Оптические свойства и состав минералов из диабазов, габбро-диабазов, габбро-пегматитов и горнблендитов

Обр., №	Минерал	Ng	Np	Ап или i, %	Район
С-245/1	Роговая обманка	1,672	—	35	Левобережье низовьев р. Уссури
	Плагиоклаз	1,545	1,540	20—33	
С-249/1	То же	1,671	—	35	Там же
		1,539	—	3	» »
С-1311/2	Авгит	1,711	1,682	28	Левобережье р. Ашой
	Роговая обманка	1,682	—	47	» »
	Плагиоклаз	1,550	—	28	» »
С-1311/3	Роговая обманка	1,683	1,666	48	» »
	Плагиоклаз	1,547	—	22	
С-1308/1	Авгит	1,707	1,680	25	» »
	Роговая обманка	1,683	1,666	48	
С-1336/2	Авгит	1,711	—	28	Левобережье р. Катэн
	Роговая обманка	1,690	—	57	» »
	Плагиоклаз	1,541	—	8	» »
С-1261/2	Роговая обманка	1,686	—	51	Река Ситуха
С-309	Роговая обманка	1,682	1,660	47	Левобережье р. Уссури
	Плагиоклаз	1,541	—	8	
	Авгит	1,705	—	—	
С-306/2	Роговая обманка	1,680	1,654	45	» »
С-1046/2	» »	1,689	1,660	55	» »

рый, Nm—светло-бурый, Np—буровато-зеленый). Оба эти минерала встречаются нередко совместно в верлитах, лерцолитах и горнблендитах, образуя смешанные зональные зерна.

В перидотитах паргасит и роговая обманка развиты на стыках оливина, авгита, шпинели и титаномагнетита. В ядрах зерен присутствуют паргасит, а по периферии их, в виде каемок—буровато-зеленая роговая обманка. Железистость (общая) этих минералов, как видно из табл. 35, находится в пределах 50—67%. В измененных роговых обманках, характеризующихся преобладанием зеленых тонов в окраске, железистость снижается до 35%.

В горнблендитах паргасит образует уже призматические и зональные зерна, которые в узких краевых зонах постепенно переходят в буровато-зеленую роговую обманку без существенного изменения показателей преломления. Железистость таких, в ос-

новном, паргаситовых образований в ранних мелкозернистых и равносторонних горнблендитах составляет 44—65% (табл. 36). Повышенной железистостью характеризуются роговые обманки ( $f=55\%$ , обр. С-1046/2, табл. 36) из более поздних грубозернистых реакционных горнблендитов на контакте жил габбро-пегматитов с оливинитами и верлитами. Вместе с роговой обманкой в них содержится и ильменит в количестве до 10%, чего никогда не наблюдается в ранних мелкозернистых горнблендитах.

В основных породах паргасит отсутствует и развита роговая обманка двух генераций: ранней и поздней. Роговая обманка ранней генерации образует самостоятельные мелкие призматические кристаллы или же неправильные зерна на стыках авгита (иногда оливина), ильменита и плагиоклаза, гиперстена. Железистость

Таблица 37

Химический состав (в %) роговой обманки из пород сливинит-верлитовой формации

Компонент	Роговая обманка из мелко- и равнозернистого (ранне-го) горнблендита краевой зоны интрузии габбро, рущей верлиты	Крупные порфиры-области роговой обманки (поздней) в габбро, рущем верлиты	Измененная роговая обманка из габбро-пегматита в пироксенитах
	Обр. С-1331/5 (левобережье р. Катэн)	Обр. С-1331/3 (левобережье р. Катэн)	Обр. С-309 (р. Дабелакан, Наданьхада-Бижинский антиклинорий)
SiO <sub>2</sub>	42,10	40,15	40,81
TiO <sub>2</sub>	2,32	4,23	3,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,18	12,27	9,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06	3,58	4,20
FeO	9,92	9,49	10,98
MnO	0,11	0,08	0,29
MgO	12,82	11,79	11,53
CaO	12,65	12,97	13,28
Na <sub>2</sub> O	1,87	1,87	2,02
K <sub>2</sub> O	0,86	0,65	0,40
П. п. п.	1,83	2,15	2,78
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,29	0,28
Сумма	99,86	99,52	99,74
$f_0$	39	45	47

Кристаллхимические формулы роговой обманки (№№ сбр. см. табл. 37):

Обр. С-1331/5 (Na<sub>0,058</sub> K<sub>0,02</sub> Ca<sub>2,01</sub>) (Mg<sub>2,23</sub> Fe<sub>1,23</sub><sup>2+</sup> Fe<sub>0,35</sub><sup>3+</sup> Ti<sub>0,20</sub> Al<sub>0,38</sub>) (OH<sub>1,75</sub> O<sub>0,22</sub>) (Al<sub>1,76</sub> Si<sub>6,24</sub> O<sub>22</sub>); Ng = 1,686; Np = 1,662; 2V = -80; cNg = 14°.

Обр. С-1331/3 (Na<sub>0,054</sub> K<sub>0,10</sub> Ca<sub>2,03</sub>) (Mg<sub>2,56</sub> Fe<sub>1,15</sub><sup>2+</sup> Mn<sub>0,03</sub> Fe<sub>0,45</sub><sup>3+</sup> Ti<sub>0,40</sub>) (OH<sub>2,06</sub> O<sub>0,04</sub>) (Ti<sub>0,06</sub> Al<sub>2,11</sub> Si<sub>5,13</sub> O<sub>22</sub>); Ng = 1,669; Np = 1,672; 2V = -70; cNg = 19°.

Обр. С-309. (Na<sub>0,060</sub> K<sub>0,07</sub> Ca<sub>2,14</sub>) (Mg<sub>2,57</sub> Fe<sub>1,38</sub><sup>2+</sup> Fe<sub>0,45</sub><sup>3+</sup> Mn<sub>0,03</sub> Ti<sub>0,30</sub>) (OH<sub>2,32</sub> O<sub>0,02</sub>) (Ti<sub>0,03</sub> Al<sub>1,74</sub> Si<sub>6,17</sub> O<sub>22</sub>) Ng = 1,686; Np = 1,54; (2V = -80; cNg = 20°.

ее, как видно из табл. 36, колеблется от 45 до 57% в габбро, габбро-норитах и диабазах. В измененных разностях, утративших бурую и приобретших зеленую окраску, железистость роговых обманок снижается до 34% в диабазах (обр. С-245/1, С-219/1).

Роговая обманка поздней генерации во времени, пространственно и генетически связана с габбро-пегматитами. Она образует крупные (до 5 см) призматические зерна и порфиробласты и характеризуется более высокой железистостью, по сравнению с ранней роговой обманкой. Железистость поздней разности достигает 65% в оливиновых габбро-норитах и 67% в роговообманковых габбро, судя по оптическим данным (см. табл. 32, 35).

В изученных образцах габбро-пегматитов роговая обманка (обр. С=306/2, С-309) оказалась в значительной мере превращенной в зеленую разность под влиянием автометаморфизма. В соответствии с этим в них, как и в некоторых сильно измененных диабазах, роговая обманка характеризуется невысокой железистостью ( $f = 45-47\%$ ).

В табл. 37 приведен химический состав роговых обманок и даны их кристаллохимические формулы. Из табл. 37 и формул видно, что наименее железистой из анализированных является роговая обманка в мелко- и равномернозернистых горнблендитах. Общая железистость ее с учетом  $TiO_2$  находится в пределах 37—39%. Более железистой является роговая обманка из порфиробластов, величиной до 5 см, в габбро ( $f=45\%$ ), которая генетически связана с габбро-пегматитами<sup>1</sup>. К наиболее железистой разности ( $f = 47\%$ ) из анализированных минералов относится слегка измененная роговая обманка из габбро-пегматитов. Она находится в парагенезе с сильно альбитизированным плагиоклазом. Из рудных минералов с ней встречается ильменит.

### Химический состав и петрохимические особенности интрузивных офиолитов

Химический состав и петрохимические особенности приведены в табл. 38 для ультраосновных и в табл. 39 для основных пород третьей группы офиолитов. В табл. 38 и 39 приводятся 12 анализов ранее опубликованных (Изох, 1964; Попкова и др., 1961), а остальные — новые. Помимо содержания окислов и петрохимических характеристик, рассчитанных по методу А. Н. Заварицкого, показана общая железистость анализированных пород.

В ультраосновных породах содержание  $MgO$  колеблется от 13,20% (в горнблендитах) до 41,53% (в дунитах и оливинитах).

<sup>1</sup> Железистость этой роговой обманки по оптическим данным ( $f=67\%$ ) завышена (см. табл. 36).

Таблица 38

## Химический состав ультраосновных пород

Обр., №	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	П. п. п.	Сумма	f <sub>0</sub> ,%	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													Район
																		a	c	b	s	f <sup>1</sup>	m <sup>1</sup>	c <sup>1</sup>	n	φ	t	Q	a/c		
С-330/4	Крупнозернистый верлит с метасоматическим авгитом	46,69	1,13	2,68	3,73	7,00	0,15	20,32	15,44	0,26	0,01	0,04	1,28	0,50	1,18	101,41	22,2	0,46	1,28	52,3	46,0	16,0	55,8	28,00	100,00	8,2	1,8	10,24	0,7	Наданыхада-Бикийский	
И-46	Оливинит	37,12	—	0,83	8,79	8,44	0,3	34,37	0,31	0,13	0,03	0,09	8,89	0,31	—	99,61	21,0	0,30	0,34	60,96	38,39	12,08	87,46	1,77	86,74	8,0	—	23,47	0,09	»	
С-140/6	»	37,72	0,17	4,27	6,55	7,12	0,26	33,63	1,68	0,17	—	0,01	8,14	0,48	—	100,20	17,8	0,30	2,2	60,0	37,0	18,2	82,3	0,3	100,00	8,4	0,3	27,8	0,1	»	
И-65	»	37,48	1,02	0,66	3,24	13,86	0,20	39,68	0,94	0,30	0,08	0,10	1,87	0,26	—	99,69	19,1	0,07	0,63	65,03	34,26	16,18	83,33	0,43	70,14	3,4	0,4	32,26	0,1	»	
С-219/4	Оливиновый верлит	39,70	0,26	1,81	4,75	10,17	0,28	36,78	3,15	0,34	—	0,01	2,40	0,36	—	99,91	17,7	0,05	0,7	62,8	36,0	17,7	78,6	3,7	100,00	0,7	4,0	29,7	0,7	»	
С-227/1	»	41,48	0,38	0,85	1,65	14,13	0,24	34,62	4,60	0,14	—	0,02	1,34	0,08	—	99,53	20,2	0,3	0,3	61,6	37,8	19,6	73,7	6,7	100,00	1,7	0,7	25,3	1,0	»	
С-241	»	34,78	0,25	0,80	2,72	12,09	0,23	38,60	1,91	0,12	—	0,04	3,25	0,10	—	99,62	17,4	0,2	0,3	63,8	35,7	17,4	80,2	2,4	100,00	3,7	0,5	29,3	0,7	»	
С-1304/3*	Оливинит	38,83	0,10	1,45	3,50	12,75	0,16	38,91	1,15	0,15	0,04	—	—	—	2,50	99,54	18,7	0,32	0,61	64,21	34,74	18,54	80,7	0,75	83,3	3,68	0,15	31,65	0,52	Анюйская зона Сихотэ-Алиня	
С-1302/1*	Метаморфизованный роговообманковый верлит	40,98	1,52	10,12	6,19	6,64	0,12	21,36	9,84	0,83	0,29	—	—	—	1,83	99,72	24,2	1,13	5,6	49,21	44,0	21,68	67,6	10,8	72,2	9,82	2,71	19,8	0,20	»	
С-1297/5*	Апооливинитовый серпентинит	37,48	0,58	2,88	5,92	1,61	0,36	36,77	0,31	0,08	0,06	—	—	1,50	12,96	100,51	9,5	0,3	0,3	61,9	37,5	9,5	86,7	3,8	80,0	7,0	1,3	25,9	1,0	»	
С-1298/2*	Верлит	41,80	0,47	1,38	5,44	8,39	0,33	32,33	6,34	0,22	0,08	—	—	0,33	2,41	99,52	18,0	0,5	0,5	60,3	38,7	17,3	73,3	9,4	75,0	6,2	0,9	24,0	1,0	»	
С-1331/1*	Оливинит	38,00	0,04	0,66	5,56	8,90	0,16	41,53	0,28	0,18	0,10	—	—	—	4,33	99,74	17,0	0,31	0,14	60,1	44,25	7,09	92,24	0,22	83,3	6,18	0,05	17,06	2,2	Хорская зона Сихотэ-Алиня	
С-1328/3*	Серпентинизированный верлит	42,76	0,36	3,83	6,59	5,93	0,20	25,81	9,81	0,20	0,04	—	—	—	3,97	99,50	20,0	0,4	2,0	55,6	42,0	17,6	67,4	15,0	85,7	8,6	0,7	18,8	0,2	»	
С-1332/3*	То же	38,40	2,87	0,32	2,63	14,16	0,16	31,54	5,04	0,34	0,05	—	—	—	3,99	99,50	22,0	0,7	1,3	61,4	36,6	21,4	72,6	6,0	91,7	3,0	0,6	29,5	0,5	»	
С-1325/3*	Авгитовый оливинит	38,54	0,10	1,90	8,68	5,93	0,16	41,22	0,86	0,17	0,05	—	—	—	2,10	99,71	15,0	0,3	1,0	62,8	35,9	15,7	83,6	—	83,3	8,8	0,2	29,8	0,3	»	
С-1340/5**	Лерцолит	43,98	0,92	2,22	3,33	11,94	0,35	27,81	7,06	0,21	0,02	—	—	0,28	1,71	99,83	23,2	0,3	1,1	56,8	41,8	21,1	68,3	10,6	100,00	4,1	1,5	18,0	0,3	»	
Щ-180/а**	Вебстерит	50,46	0,90	3,80	0,57	9,33	0,14	19,25	14,55	0,41	0,08	—	—	0,08	0,63	100,20	22,3	0,8	1,73	43,59	48,88	16,26	56,38	28,36	85,7	0,94	1,29	5,57	0,46	»	
С-1331/5**	Горнблендит с плагиоклазом	41,80	2,77	11,30	3,33	9,97	0,24	12,67	12,25	2,51	0,81	—	—	0,19	2,28	100,12	36,5	6,3	4,5	42,0	47,3	28,2	48,5	23,3	81,6	6,5	3,0	22,6	—	»	
1284***	Пироксенит (очевидно, горнблендит)	46,28	1,25	9,42	2,49	11,06	0,14	13,20	10,88	2,60	1,02	0,07	—	0,07	0,12	99,60	36,2	6,5	2,4	41,8	49,1	28,1	47,8	23,1	79,3	—	—	17,1	2,7	»	
С-1339/2*	Серпентинизированный верлит	36,94	0,05	1,60	12,97	8,80	0,25	29,23	4,32	0,34	0,04	—	—	—	5,47	100,71	28,1	0,7	0,8	62,7	35,8	26,8	67,2	6,0	91,7	15,0	0,2	30,6	0,9	(истоки р. Коломи)	
С-1349/1**	Апогарцбургитовый серпентинит	35,86	0,30	0,82	16,90	2,51	0,34	30,03	0,39	0,02	0,03	—	—	2,42	10,30	99,92	24,9	0,1	0,4	62,0	37,5	25,4	74,6	0,0	100,00	21,2	0,7	25,6	0,2	Синанчинская зона Сихотэ-Алиня	
С-1270/1**	Грубозернистый верлит из оливина и метасоматического авгита	41,10	0,97	3,56	4,98	10,21	0,11	23,24	11,57	0,24	0,06	—	—	0,51	2,96	99,51	26,1	0,53	1,77	56,58	41,12	20,39	61,16	18,45	88,8	6,45	0,77	19,59	0,3	»	
С-220/3****	Грубозернистый оливиновый пироксенит (поздний)	39,79	1,83	4,58	4,81	8,10	0,22	26,45	7,16	0,50	0,00	0,10	6,00	0,50	—	100,04	22,1	1,0	2,2	55,6	41,2	10,2	70,9	9,9	100,00	6,5	3,51	21,8	0,5	» (левобережье Уссури)	
С-1271/1*	Верлит	43,98	0,87	2,62	4,46	6,51	0,24	24,51	11,98	0,24	—	—	—	0,62	3,84	99,87	19,4	0,4	1,4	55,0	43,2	17,8	62,1	20,1	100,00	6,0	1,5	15,8	0,3	Там же (р. Ситуха)	
1314*****	Перидотит	40,25	0,24	7,75	3,61	6,29	0,08	27,88	4,99	0,08	0,46	—	0,54	—	7,88	100,05	13,9	0,9	4,4	52,8	41,9	15,9	81,7	2,4	82,6	—	—	22,4	0,2	» (р. Татибе)	

\* Аналитик М. Г. Погорелова. ДВГИ.

\*\* Аналитик Ж. А. Макарова. ДВГИ.

\*\*\* По данным П. А. Сушкова (1958).

\*\*\*\* Данные лаборатории ДВГУ.

\*\*\*\*\* По данным О. К. Чедия (1951)

Таблица 39  
Химический состав основных пород

Обр., №	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма	f <sub>0</sub> , %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												Район
																		a	c	b	S	f'	m'	c'	n	a	t	Q	a/c	
C-210/1*	Диабаз	48,95	4,10	14,70	3,62	7,75	0,14	4,40	8,83	4,38	0,70	0,92	0,91	0,15	—	99,60	58,5	10,70	4,63	24,80	59,90	43,60	30,40	26,00	91,00	1,30	6,20	6,00	2,30	Надьяна-Бикинский антиклинорий
C-300/4*	Габбро-пегматит	47,39	5,23	13,15	3,61	10,70	0,19	5,75	9,06	3,76	0,36	0,36	—	0,46	0,78	100,80	57,7	15,70	7,80	25,10	51,40	58,40	33,90	22,20	47,30	10,50	8,20	36,40	2,08	« « «
C-320/1*	« «	47,29	4,40	13,08	3,52	8,48	0,13	7,08	11,91	3,62	0,17	0,04	—	0,36	0,81	100,94	50,0	14,40	8,1	27,3	50,2	46,3	33,2	16,5	48,3	9,0	7,0	36,3	1,8	« « «
C-1308/1**	Габбро-норит	49,36	1,26	11,87	0,4	6,34	0,13	9,96	14,60	2,92	0,33	—	1,03	—	1,38	99,58	27,5	6,5	4,4	34,3	54,8	18,2	47,1	34,7	94,0	1,1	2,0	7,8	1,2	Анюйская зона
172/п***	Габбро-пироксенит	46,89	0,74	9,23	3,65	8,15	0,08	19,34	3,94	0,92	0,82	—	0,33	—	4,54	99,63	25,0	3,1	4,3	41,6	51,0	25,0	74,4	0,6	63,0	—	—	8,5	1,4	« « (р. Богбасу)
C-1311/3**	Диабаз	52,50	2,06	9,58	2,09	7,90	0,11	10,10	10,76	2,91	0,73	—	—	0,66	0,60	99,40	35,3	6,36	4,67	34,0	56,94	25,57	46,64	27,79	0,87	4,85	4,66	5,48	1,37	« « (левобережье р. Анюй у острова Агуста)
158/б***	Габбро сильно амфиболизированное	46,28	3,20	17,44	1,96	12,34	0,10	6,20	8,48	2,28	0,80	—	—	0,09	0,71	99,88	51,3	6,5	9,0	26,8	57,7	52,3	40,8	6,9	80,0	—	—	6,6	0,61	Анюйская зона (р. Богбасу)
C-1308/2****	Меланократовый габбро-норит из контакта габбро-норитов с пироксенитами	46,70	3,67	6,60	1,26	8,45	0,22	13,25	18,05	0,74	0,21	0,04	—	—	0,80	99,99	28,6	1,73	3,1	44,84	50,33	17,6	44,70	33,14	85,7	2,0	5,6	3,93	0,56	« (левобережье р. Богбасу)
C-1328/1**	Оливинное меланократовое габбро	37,79	0,59	7,65	4,72	10,49	0,30	29,36	5,61	0,15	0,21	0,30	—	—	3,37	100,54	21,8	0,7	4,2	57,3	37,8	21,5	75,5	3,0	45,7	6,0	1,3	30,0	0,2	Хорская зона гипербазитов
C-1339/4****	То же габбро-норит	39,28	0,64	9,72	4,1	9,58	0,23	23,18	6,53	0,70	0,15	0,06	—	—	5,74	99,91	24,5	1,54	5,30	50,86	42,30	23,8	72,1	4,1	91,6	6,5	1,2	13,73	2,0	« « «
C-1340/1**	Габбро-норит с ильменитом	46,91	3,40	10,60	0,77	9,75	0,15	11,26	11,72	2,51	0,38	—	—	0,19	2,23	99,92	34,1	5,7	3,9	37,2	53,2	25,5	43,6	25,9	90,9	1,7	5,5	1,1	1,5	« « « (р. Кафэн)
1272/*****	Габбро	48,32	0,88	13,09	2,10	10,87	0,12	10,81	10,63	2,06	0,45	0,06	0,16	—	—	99,52	40,0	4,9	5,6	36,1	53,4	32,3	48,6	19,1	86,8	—	—	8,5	0,9	« « «
C-1331/2**	«	46,47	2,03	10,83	2,39	6,87	0,13	10,34	16,22	2,07	0,64	—	—	0,32	1,94	100,25	23,0	4,8	4,36	38,76	52,02	11,01	42,46	36,53	84,21	4,96	4,68	10,04	1,1	« « « (левобережье р. Катэн)
35—а*****	Амфиболит	49,06	0,67	20,58	8,69	5,38	0,14	7,02	6,91	0,81	3,48	—	—	—	0,23	100,07	51,0	4,9	5,2	27,3	62,6	36,4	43,3	15,3	86,0	—	—	10,2	0,9	Синанчинская зона гипербазитов (ключ Старый)
C-1261/2**	Диабаз	43,60	0,30	15,21	2,33	13,65	0,23	2,99	17,24	2,43	0,52	—	—	0,20	0,49	99,49	74,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Там же

\* Данные лаборатории ДВГУ.

\*\*Аналитик Н. М. Шурова, ДВГИ.

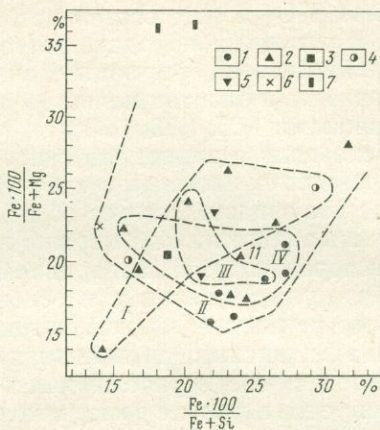
\*\*\*По данным Э. П. Изюха (1965).

\*\*\*\*Аналитик Н. М. Никитина, ДВГИ.

\*\*\*\*\*По данным П. А. Сушкова и др. (1950). \*\*\*\*\*По данным Ю. Н. Размахина (1965).

Рис. 34. Диаграмма железистости и отношения  $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Si}} \times 100$  пород оливинит-верлитовой формации

- 1 — оливиниты;  
 2 — верлиты;  
 3 — пироксениты;  
 4 — серпентиниты;  
 5 — лерцолиты;  
 6 — горнблендиты;  
 7 — серпентинизированные верлиты;  
 I—IV — породы синанчинского, хорского, анойского и наданьхада-бикинского комплексов гипербазитов



Они более железисты, чем породы дунит-гарцбургитовой формации. Содержание  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  в изученных магнезиальных агрегатах повышенное и находится в пределах 7,53—21,47%. Значение общей железистости ультраосновных пород оливинит-верлитовой формации приведены в табл. 38 и отражены на диаграмме (рис. 34). Из диаграммы видно, что гипербазиты большинства изученных зон (Наданьхада-Бикинской, Анойской, Хорской и Синанчинской) характеризуются наиболее высокой железистостью (общей), которая колеблется от 15 до 28%. По этому признаку ультраосновные породы оливинит-верлитовой формации Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Бикинского антиклинария очень отличаются от сходных с ними разновидностей, характерных для дунит-гарцбургитовой ассоциации. Повышенная железистость их обусловлена в первую очередь более высокой железистостью слагающих их минералов, а также присутствием в разных количествах таких рудных минералов, как титаномagnetит и ильменит.

Ультраосновные породы оливинит-верлитовой формации характеризуются также более высокой титанистостью, чем аналоги их в дунит-гарцбургитовой формации. Количество  $\text{TiO}_2$  в них колеблется от 0,02% (в оливинитах) до 3,38% (в обогащенных ильменитом диаллагитах). Среднее содержание  $\text{TiO}_2$ , по данным 25 проб, составляет 0,8%. Они более богаты марганцем. Среднее содержание  $\text{MnO}$  в них (из 25 проб) составляет 0,21%. Количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в рассматриваемых минеральных агрегатах находится в пределах 0,32—11,35%, причем наиболее богаты этим компонентом горнблендиты. Содержание  $\text{CaO}$  в ультраосновных породах изменяется от 0,28% (в оливинитах) до 19,24% (в оливинных диаллагитах).

Основные породы оливинит-верлитовой формации, сопровождающие гипербазиты, также характеризуются повышенными значениями титанистости и железистости. Среднее (из 16 проб) со-

держание  $TiO_2$  в них составляет 2,12%,  $Fe_2O_3$ —2,82%,  $FeO$  — 9,10%. В основных породах, сопровождающих гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, среднее количество (из восьми проб) этих компонентов меньше и характеризуется соответственно величинами 1,05; 1,79; 7,13%.

Из сказанного видно, что основные породы, образуясь после ультраосновных, наследуют ряд особенностей состава последних. Это еще раз свидетельствует об их генетической близости. Справедливость такого вывода хорошо иллюстрируется и диаграммой состава пород по А. Н. Заварицкому (рис. 35). На диаграмме видно, что ультраосновные и основные породы в пределах того или иного региона (Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Бикинский антиклинорий) не являются петрохимически обособленными группами минеральных образований, а представляют единую серию, в которой роль промежуточных по составу пород играют диаллазиты и горнблендиты.

В итоге анализа фактического материала по эвгеосинклинальному магматизму Дальнего Востока необходимо отметить следующее:

1. В складчатых регионах докембрия, палеозоя и мезозоя очень четко выделяются три группы интрузивных офиолитов, отличающиеся по составу пород и металлогеническим особенностям.

2. В каждой группе офиолитов ультраосновные и основные интрузивные породы весьма тесно связаны пространственно, во времени и по составу.

3. Интрузивные офиолиты каждой группы тесно связаны с предшествующими им основными вулканитами типа спилитов и диабазов, они формировались накануне инверсии эвгеосинклинальных зон. Этого нельзя не замечать в геологии Дальнего Востока и других областей.

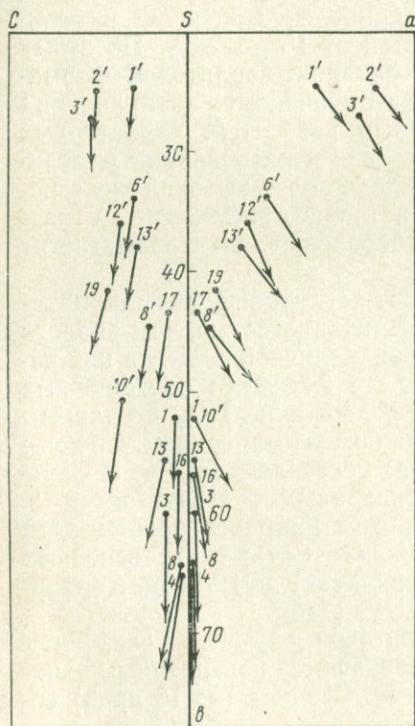


Рис. 35. Диаграмма состава ультраосновных пород (по А. Н. Заварицкому) аюйского, хорского и синанчинского комплексов гипербазитов и сопровождающих их габброидов. Номера пород на диаграмме соответствуют номерам в табл. 42—45

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ ГИПЕРБАЗИТОВ, РАССЛОЕННЫХ БАЗИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РУД

В главе на основе минералого-петрографических, экспериментальных и литературных данных нами сделана попытка охарактеризовать, насколько это возможно, условия и закономерности формирования парагенезов силикатных рудных минералов, которые со всей очевидностью свидетельствуют о магматической природе различных ассоциаций ультраосновных и основных пород, но не получили должного внимания в литературе или обсуждались с разных точек зрения (Пинус и др., 1958; Морковкина, 1962; Москалева, 1963; Пинус и др., 1966; Хесс, 1959; Боуэн и др., 1950; Миширо, 1968). Особенно это касается ультрабазитов. Не вдаваясь в детали полемики, отметим, что геологическая природа гипербазитов должным образом может быть выяснена в плане учения о магматических формациях, изложенного в трудах Ю. А. Кузнецова (1964) и Н. С. Шатского (1954), с применением метода парагенетического анализа минеральных ассоциаций, разработанного академиком Д. С. Коржинским (1936, 1957) и развитого затем А. А. Маракушевым (1965), В. С. Соболевым (1948) и Л. Л. Перчуком (1966, 1967).

С этих позиций гипербазиты юга Дальнего Востока и большинства других регионов представляются автору магматическими образованиями, в разной степени измененными метасоматическими процессами. Ниже в основных чертах будут рассмотрены условия и закономерности формирования минералов пород и руд изученных комплексов базитов и гипербазитов, начиная с наиболее высокотемпературных.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ БЕДНЫХ ХРОМОМ И БОГАТЫХ КАЛЬЦИЕМ ГИПЕРБАЗИТОВ

В магматических комплексах, в частности в гипербазитах, большинство минералов обнаруживают признаки замещения и образуются в результате реакции между ранее выделившимися силикатами и жидкой фазой, которой может быть силикатный расплав (при высокой температуре) или раствор. В этом отношении

изверженные породы принципиально не отличаются от метаморфических. Отсюда появляется и возможность применения метода парагенетического анализа к изучению гипербазитов. В целом ряде массивов ультраосновных пород описаны случаи замещения оливина гиперстеном, который содержит больше  $\text{SiO}_2$ , чем первый минерал. Оба они часто замещаются моноклинным пироксеном. При снижении температуры все эти минералы вытесняются роговой обманкой и т. д. Замещение оливина гиперстеном и обоих этих минералов диопсидом наблюдается на разных этапах становления интрузий гипербазитов.

В магматическую стадию формирования интрузий ультраосновных пород первичный расплав их благодаря гравитационной и кристаллизационной дифференциации во многих случаях превращается в ряд частных расплавов, отличающихся по составу, температуре кристаллизации и положению в магматической камере. В верхней части последней имеет место возрастание концентрации и химической активности  $\text{SiO}_2$ , и  $\text{CaO}$  что, по мере затвердевания интрузии приводит к возникновению в массивах вертикальной зональности. Снизу вверх в бедных кальцием гипербазитах эта зональность проявляется в таком виде: дунит ( $\text{Ol} + \text{Cr}$ ), гарцбургит ( $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Cr}$ ). В богатых кальцием массивах ультраосновных пород выше гарцбургитов находится зона лерцолитов ( $\text{Ol} + \text{Di} + \text{Hy} + \text{Cr}$ ), а в ряде случаев и более верхняя, состоящая из пироксенитов. Примеры такой зональности гипербазитов известны в массивах Северного и Южного Крака, Кемпирсайском и др. (Соколов, 1938; Павлов, Чупрынина, 1967).

В бедных хромом интрузивах ультраосновных пород вместо хромита наблюдается шпинель и магнетит. В этих случаях трехминеральный парагенез оливинита ( $\text{Ol} + \text{Sp} + \text{Mt}$ ) выше по разрезу массива сменяется четырехминеральным ( $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Sp} + \text{Mt}$ ), а последний — пятиминеральными парагенезами ( $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Di} + \text{Sp} + \text{Mt}$ ), характерными для некоторых гарцбургитов и лерцолитов.

После образования гистеромагматических хромитов во многих массивах гипербазитов также возникают гарцбургиты, бронзититы, а еще позже лерцолиты, верлиты и диаллагиты, которые в отличие от первичных (магматических) одноименных пород имеют уже метасоматический характер. Они залегают в виде жил среди дунитов, отчасти гарцбургитов и образуются благодаря привносу горячими растворами  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . Примеры их описаны в ряде работ (Ефимов и Иванова, 1963; Штейнберг, 1963), они известны в интрузиях Дальнего Востока (Зимин, 1965). Здесь во многих массивах, бедных хромом гипербазитов оливинит-верлитовой формации Тихоокеанского складчатого пояса, широко проявлен процесс метасоматической пироксенизации оливинитов в связи с привносом  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  высокотемпературными растворами. В результате на месте исходных оливинитов ( $\text{Ol} +$

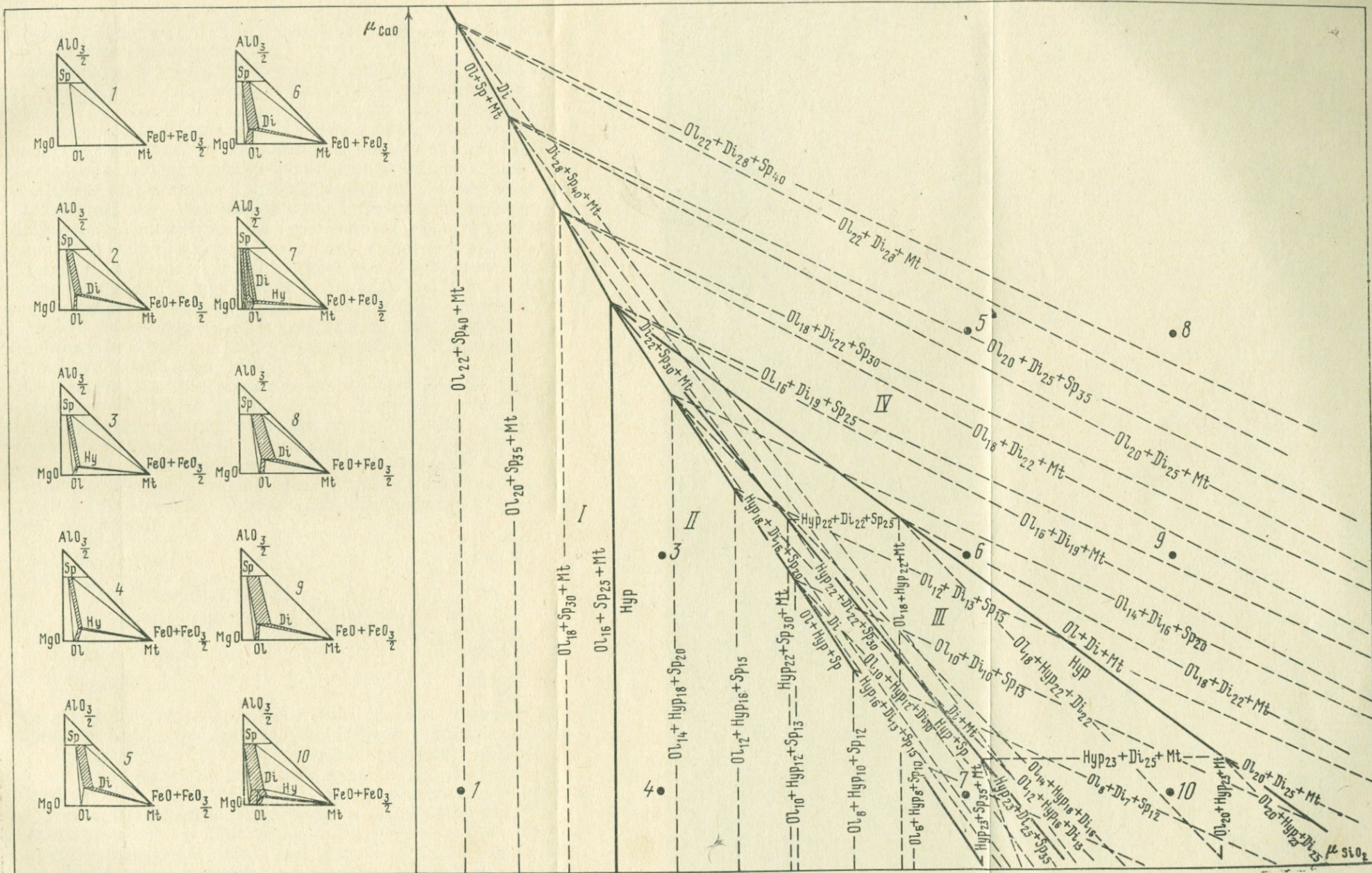


Рис. 36. Диаграмма парагенезов минералов бедных хромом гипербазитов в зависимости от химической активности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  (при  $P, T, \mu_{\text{O}_2}, \mu_{\text{CrO}} = \text{const}$ )

Поле: I — оливинитов, II — гарцбургитов и сливинитов, III — лерцолитов, вебстеритов и пироксенитов, IV — диаллагитов и верлитов

+Sp+Mt) формировались другие породы. К последним относятся верлиты (Ol + Di + Sp + Mt) и в случае полного замещения авгитом исходных пород — диаллагиты (Di + Sp + Mt). На месте бедных хромом гарцбургитов (Ol + Hy + Sp + Mt) образовались лерцолиты (Ol+Hy+Di+Sp+Mt), а в конечном итоге — также диаллагиты.

Своеобразен и химический состав поздних метасоматических гарцбургитов, верлитов, лерцолитов и пироксенитов. Эти породы и слагающие их пироксены (Hy, Di) являются, как правило, более крупнозернистыми и железистыми, по сравнению с раннемагматическими их аналогами. Авгиты метасоматических пород характеризуются также повышенным содержанием  $TiO_2$ . Эти особенности, а также характер залегания рассматриваемых метасоматитов свидетельствуют о том, что они образуются при более низкой температуре, чем первичные их аналоги (магматические гарцбургиты, верлиты, лерцолиты и диаллагиты).

Приведенные факты показывают, что парагенезы бедных хромом гипербазитов при высокой температуре как в магматическую стадию, так и в стадию метасоматоза определяются не только температурой, но и химической активностью таких компонентов, как  $SiO_2$  и CaO. Это отражено на диаграмме и треугольных схемах (рис. 36).

Для построения диаграмм в качестве инертных приняты такие три компонента:  $MgO$ ,  $AlO_{3/2}$ , Fe. Эта система из трех компонентов, согласно правилу фаз Гиббса  $n=K+2-F$  при вполне подвижных  $SiO_2$  и CaO и постоянстве других факторов ( $T$ ,  $P$ ,  $\mu_{Cr_2O_3}$ ,  $\mu_{O_2}$ ), является неинвариантной. На диаграмме ей отвечает точка, в которой одновременно устойчивы пять минералов (Ol+Hy+Di+Sp+Mt), отвечающих лерцолитам. Состав их принят следующий:

$Mg_{1,68} Fe_{0,32} SiO_4$	(Ol)
$(Mg_{0,8} Fe_{0,2}) Al_{0,1} Si_{0,925}$	(Hy)
$Ca_{0,84} (Mg_{0,81} Fe_{0,11}^{2+}) Fe_{0,08} Al_{0,2} Si_{1,915} O_6$	(Di)
$Mg_{0,75} Fe_{0,25} Al_2O_4$	(Sp)
$Fe Fe_{2,0} O_4$	(Mt)

Соотношение железистости сосуществующих оливина и моноклинного пироксена взято в соответствии с диаграммой состава этих минералов (рис. 37), которая отражает особенности их химизма в бесполовошпатовых парагенезах. Из табл. 29 и диаграммы (рис. 37) видно, что общая железистость пироксена в парагенезах без плаггиоклаза является более высокой, чем железистость оливина. В парагенезах с плаггиоклазом, например, в породах Бушвельдского комплекса пироксен, по данным анализов И. Д. Мура (Muir, 1951), представляется менее железистым,

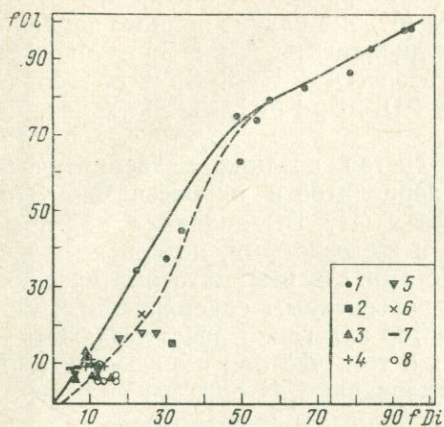


Рис. 37. Диаграмма соотношения общей железистости оливины и моноклинового пироксена в породах. Построена по данным Г. М. Галеевой (1954), Ш. Коха (1956), М. А. Мишкина (1965), И. Д. Мура (1951), С. И. Набоко (1954) и Г. И. Смирнова (1959, 1961)

- 1 — в породах скаергардского комплекса;
- 2 — в оливиновых бомбах;
- 3 — во включениях ультраосновных пород в кимберлитах;
- 4, 7 — в базальтах Камчатки, Приморья;
- 5 — в гипербазитах;
- 6 — в ультраосновных породах базитовых комплексов;
- 8 — в ксенолитах мрамора

чем оливин. Это видно на другой кривой, показанной на той же диаграмме. Железистость гиперстена принята промежуточной между значениями ее в оливине и моноклинном пироксене. Что касается шпинели, то она, вероятно, является более железистым минералом по сравнению с рассматриваемыми здесь силикатами.

Из невариантной точки на диаграмме проведены пять линий, отвечающих моновариантным равновесиям силикатов со шпинелью и магнетитом. Линии эти следующие:  $Di = Ol + Sp + Mt$ ;  $Di = Ol + Hy + Sp$ ;  $Hy = Ol + Sp + Mt$ ;  $Hy = Ol + Di + Mt$ ;  $Di + Mt = Hy + Sp$ . Наклон их благодаря изменчивости состава минералов должен изменяться. На нашей диаграмме наклон этих линий принят постоянным ввиду незначительного изменения состава минералов (диаграмма построена в основном для наиболее распространенных магнезиальных пород). Проведены также линии постоянного состава минералов в тех или иных парагенезах. Методика расчета их предложена А. А. Маракушевым (1965). Эти линии показывают особенности изменения состава минералов в разных парагенезах.

На диаграмме отчетливо выделяются две линии разложения гиперстена:  $Hy = Ol + Sp + Mt$ ;  $Hy = Ol + Di + Mt$ , которые образуют поле устойчивости этого минерала. Оно выклинивается в направлении оси  $M_{CaO}$ . Из диаграммы и треугольных схем (3, 4, 7, 10) следует, что парагенезы с гиперстеном (от четырехминеральных до двуминеральных) устойчивы только в области средних значений  $\mu_{SiO_2}$  и  $\mu_{CaO}$ . Видно также, что при высокой активности  $SiO_2$  гиперстен становится неустойчивым и разлагается на  $Ol + Di + Mt$  даже при низких значениях  $\mu_{CaO}$ .

Имеются также две линии разложения диопсида:  $Di = Ol + Sp + Mt$ ;  $Di = Ol + Hy + Sp$ . Они образуют поле устойчивости

этого минерала, которое размещается в области высоких значений химической активности  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ . Оно несколько перекрывает поле гиперстена в низу диаграммы. Здесь устойчивы парагенезы как с диопсидом, так и с гиперстеном, характерные для лерцолитов.

Пять моновариантных линий равновесия разделяют диаграмму на четыре поля (I, II, III, IV). Поле I характерно для оливинитов без гиперстена и моноклинного пироксена. Здесь устойчив трехминеральный парагенез  $\text{Ol} + \text{Sp} + \text{Mt}$ , который обычен, например, в оливинитах Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Алиня. Из диаграммы (рис. 36) видно, что этот парагенез образуется в условиях низкой активности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  в магматических расплавах или растворах. При повышении  $\mu_{\text{SiO}_2}$  парагенез  $\text{Ol} + \text{Sp} + \text{Mt}$  становится неустойчивым в связи с образованием гиперстена, парагенезы которого характерны для поля II.

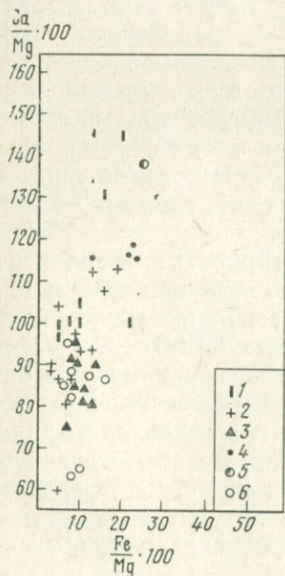
В поле II, как видно из диаграммы и треугольных схем 3, 4, устойчивы трех- и двуминеральные парагенезы. К ним относятся  $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Sp}$ ;  $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Mt}$ ;  $\text{Hy} + \text{Sp} + \text{Mt}$ ;  $\text{Ol} + \text{Hy}$ ;  $\text{Hy} + \text{Mt}$ ;  $\text{Hy} + \text{Sp}$ . Эти парагенезы встречаются в некоторых гарцбургитах и гиперстенитах.

Дальнейшее усиление химической активности  $\text{SiO}_2$ , как следует из диаграммы и треугольных схем 7, 10, приводит к образованию моноклинного пироксена (поле III). В условиях поля III устойчивы парагенезы с диопсидом и гиперстеном, характерные для некоторых гарцбургитов ( $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Mt}$ ), лерцолитов ( $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Di}$ ), вебстеритов ( $\text{Hy} + \text{Di} + \text{Mt}$ ) и верлитов ( $\text{Ol} + \text{Di} + \text{Sp}$ ), распространенных, например, в бассейне р. Кафэн. Кроме трехминеральных, устойчивы и двуминеральные парагенезы:  $\text{Ol} + \text{Hy}$ ;  $\text{Ol} + \text{Di}$ ;  $\text{Di} + \text{Sp}$ ;  $\text{Di} + \text{Hy}$  и другие, наблюдающиеся в диаллитах и гиперстенитах метасоматического генезиса, выполняющих зоны наиболее интенсивного замещения поздними пироксенами более ранних минералов, таких, как магнетит, шпинель, отчасти оливин. Такого же рода парагенезы известны во многих массивах Сихотэ-Алиня и Урала (Хабаринский, Кемпирсайский и другие массивы).

При высоких значениях  $\mu_{\text{SiO}_2}$  и  $\mu_{\text{CaO}}$  гиперстен становится неустойчивым и разлагается (поле IV). В условиях поля IV, как следует из диаграммы и треугольных схем 5, 6, 8, 9, устойчивы следующие трехминеральные парагенезы:  $\text{Ol} + \text{Di} + \text{Sp}$ ;  $\text{Ol} + \text{Di} + \text{Mt}$ ;  $\text{Di} + \text{Sp} + \text{Mt}$ , а также двуминеральные, к которым относятся  $\text{Di} + \text{Sp}$ ;  $\text{Di} + \text{Mt}$ ;  $\text{Ol} + \text{Di}$ . Такие парагенезы широко распространены в гипербазитах Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Алиня в местах замещения первичных оливинитов метасоматическим пироксеном (бассейны рек Хор, Анюй, Иман; остров Карагинский). Двуминеральные парагенезы при этом наблюдаются во внутренних зонах метасоматической пироксенизации, а трехминеральные — по их периферии.

Кроме общих особенностей изменения парагенезов в зависимости от химической активности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , отмеченных выше, диаграмма позволяет вскрыть также закономерности изменения состава их минералов. Из диаграммы и треугольных схем видно, что в пределах полей наиболее магнезиальными являются минералы в трехминеральных парагенезах  $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Sp}$ ;  $\text{Ol} + \text{Di} + \text{Sp}$ , а более железистыми в парагенезах  $\text{Di} + \text{Sp} + \text{Mt}$ ;  $\text{Hy} + \text{Sp} + \text{Mt}$ ;  $\text{Hy} + \text{Di} + \text{Mt}$ , характерных для пироксенитов верхних зон стратифицированных массивов гипербазитов. Железистость минералов в парагенезах  $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Di}$ ,  $\text{Ol} + \text{Di} + \text{Sp}$ , а также в парагенезе  $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Mt}$ , как видно из треугольных схем, является промежуточной. В последнем парагенезе, как и в других парагенезах с магнетитом, указанных выше, железистость силикатов всегда более высока, чем в парагенезах без магнетита. В парных парагенезах, как видно из треугольных схем, железистость силикатов может изменяться в значительных пределах и быть более низкой, чем это наблюдается в тройном парагенезе  $\text{Di} + \text{Sp} + \text{Mt}$ , но более высокой, чем в парагенезе  $\text{Ol} + \text{Sp} + \text{Di}$ .

Диаграммы и треугольные схемы показывают также, что железистость силикатных минералов в рассмотренных выше трех- и двухминеральных парагенезах не остается постоянной, а изменяется в зависимости от химической активности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . В большинстве парагенезов с диопсидом и гиперстеном она повышается с увеличением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . Это следует из диаграммы (рис. 38), на которой отражены особенности состава моноклинных пироксенов из различных ультраосновных пород. На диаграмме видно, что в пироксенах с увеличением отношения



$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}} \cdot 100$  растет и отношение  $\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \cdot 100$ .

Такого рода изменения состава пироксенов по мере кристаллизации расплавов наблюдаются при экспериментальных исследованиях, а также при изучении стратифицированных массивов основных и ультраосновных пород и пегматоидных образований, что и будет рассмотрено ниже.

Рис. 38. Диаграмма изменения отношений  $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} \cdot 100$  и  $\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \cdot 100$  в моноклинных пироксенах.

Пироксены: 1 — пироксенитов Урала; 2 — кимберлитов; 3 — включений в базальтах; 4 — ранних и поздних верлитов и пироксенитов Сихотэ-Алиня; 5 — оливиновых вулканических бомб; 6 — перидотитов дунит-гарцбургитовой формации

Таблица 40

## Показатели преломления и состав оливинов и геденбергитов ватержакетных шлаков

Горизонтальная часть блока (обр., №)	Оливин			Геденбергит		
	Ng	Np	Fa, %	Ng	Np	Fs, %
<i>Центральная часть блока</i>						
Верх (102)	1,786	1,754	56	1,756+0,004	1,734+0,002	60
	до 1,833	до 1,793	79			
Середина (100)	1,785	1,757	55	1,750+0,004	1,728+0,004	56
	до 1,830	1,790	77			
Низ (104)	1,781	1,747	53	1,753+0,004	1,730+0,004	58
	до 1,812	до 1,783	69			
<i>Боковая часть блока</i>						
Верх (103)	1,780	1,749	53	1,750+0,003	1,734+0,003	56
	до 1,844	1,806	84			
Середина (101)	1,784	1,754	55	1,752+0,002	1,726+0,003	57
	1,833	1,780	79			
Низ (99)	1,773	1,750	50	1,752+0,005	1,731+0,004	57
	1,810	1,782	68			

Примечание. Состав оливина определяется по диаграмме Кеннеди, а геденбергита—по диаграмме Трегера.

В табл. 40 приведены данные В. В. Лапина и Н. Н. Курцевой (1958) по изучению оливина и геденбергита ватержакетных шлаков, закристаллизованных в ковше. Из данных табл. 40 следует, что состав оливина, например, сильно варьирует не только в пределах всего блока шлака, но и в отдельном образце, что связано, видимо, со смещением равновесия в каждой точке блока при быстром остывании. Табл. 40 тем не менее показывает и закономерность в изменении минералов. Оливин, как и геденбергит, снизу вверх, в осевой части шлакового блока становится все более железистым. Аналогичная картина наблюдается и в изменении железистости этих минералов в боковой части блока, прилегающей к стенке ковша. Количественно-минеральный подсчет, проведенный Лапиным и Курцевой, показал более высокое содержание геденбергита и магнетита в нижней части блока, по сравнению с верхней, что видно из табл. 41. В то же время результаты химического анализа, приведенного в табл. 42, показали увеличение содержания FeO и общей железистости шлака, а также CaO в верхней части шлакового блока. Это, при меньшей

Таблица 41

## Минеральный состав шлакового блока

Минерал	Верхняя часть блока (обр. 102)		Нижняя часть блока (обр. 104)	
	объемн. %	вес. %	объемн. %	вес. %
Оливин	69,0	69,5	61,1	61,9
Геденбергит	17,1	15,5	18,7	17,1
Сульфиды	3,7	4,5	3,1	4,1
Магнетит	7,2	8,8	10,2	13,5
Стекло	3,0	1,7	6,9	3,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

Таблица 42

Химический состав (в вес. %) верхних и нижних частей  
шлакового блока

Компонент	Часть блока, обр., №		Компонент	Часть блока, обр., №	
	верхняя, 102	нижняя, 104		верхняя, 102	нижняя, 104
SiO <sub>2</sub>	32,56	30,25	Na <sub>2</sub> O	1,23	0,63
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,23	K <sub>2</sub> O	0,70	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	4,14	CuO	0,20	0,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,44	5,60	NiO	0,07	0,72
FeO	44,01	42,52	CoO	0,13	0,15
MnO	0,09	0,08	S	1,29	1,29
MgO	2,42	8,52			
CaO	8,52	5,08			
			Сумма	100,69	100,31

доле здесь геденбергита и магнетита, можно объяснять только повышением содержания CaO и FeO в составе геденбергита. Количество SiO<sub>2</sub> в верхней части заметно больше, чем в нижней. Таким образом, параллельно с увеличением в верхнем шлаке активности SiO<sub>2</sub> и CaO возрастает и железистость оливина и геденбергита. Последний становится не только более железистым, но и более богатым кальциевой составляющей. Возрастанию железистости силикатов способствует, по-видимому, и уменьшение в расплаве количества Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, который выпадает раньше (внизу блока) из расплава в виде магнетита, а также снижение температуры.

В магматических процессах имеет место более совершенное разделение вещества, наблюдается также изменение химического состава минералов. Так, Б. И. Пийп (1956) отмечает понижение содержания CaO и увеличение MgO в пироксене ниж-

него кратера, по сравнению с пироксеном из верхнего кратера одного и того же вулкана. Эти пироксены образовались из разных по составу лав. Лава, изливавшаяся из нижнего кратера, была более основной, чем из верхнего — центрального.

Известные расслоенные массивы основных и ультраосновных пород также показывают примеры относительно совершенного разделения вещества по составу (Бушвельдский, Монче-Тундра и другие массивы). Стратификация пород и изменение в связи с этим состава силикатных минералов имеются, видимо, и в интрузивах гипербазитов (Кемпирсайский, Крака и др.). Данные об их минералах весьма скудны. Минералы нижних горизонтов стратифицированных интрузий, вероятно, более магнезиальны, по сравнению с их аналогами из верхних зон. К сожалению, в литературе нет анализов пироксенов из верхних зон гипербазитов. Состав их должен изменяться в отношении  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO}$ . Это характерно для авгитов из метасоматических жил в массивах ультраосновных пород Урала (Качканар и др.) и Сихотэ-Алиня, что видно также из диаграммы (рис. 38).

Итак, экспериментальные и фактические данные показывают что по мере снижения температуры в ультраосновных породах образуются все более железистые и относительно богатые кальцием моноклинные пироксены ряда диопсид — геденбергит. Отсюда следует, что диаграмма парагенезов гипербазитов, рассмотренная выше, отображает в какой-то мере и температуру образования их минеральных парагенезов. Можно считать, что ось температуры на ней имеет направление справа, сверху вниз, налево. В этом направлении низкотемпературные парагенезы железистых и богатых кальцием гипербазитов типа оливинит-верлитовой формации Сихотэ-Алиня будут сменяться магнезиальными и высокотемпературными ассоциациями минералов, характерными для пород другой — дунит-гардбургитовой формации (поля IV, III, II, I).

### **СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ ХРОМИТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ГИПЕРБАЗИТОВ И БАЗИТОВ**

#### **Состав хромшпинелей в гипербазитах, базитах и во включениях ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах**

В литературе имеются некоторые сведения о составе акцессорных хромшпинелидов из гипербазитов, базитов, кимберлитов, из включений оливиновых пород в базальтах океанических островов и континентов, а также из метеоритов. Химические анализы

Таблица 43

## Химические составы (в вес. %) и формулы аксессуарных хромшпинелей из гипербазитовых комплексов Урала

Оксид	Состав аксессуарных хромшпинелей и						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	0,85	1,30	10,22	0,21	3,42	—	0,64
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,24	0,23	0,20	0,20	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,53	35,76	31,82	8,46	11,37	13,82	34,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,31	29,99	19,24	58,37	54,08	54,32	32,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15	1,60	4,23	2,12	1,14	2,00	1,99
FeO	13,78	11,80	12,63	16,21	15,70	18,92	13,94
MgO	15,23	17,71	21,32	12,05	12,71	11,01	16,33
MnO	—	—	—	—	0,34	0,05	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,05	0,07	—	—
NiO	—	—	—	0,05	0,01	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,0	—	—	—	0,22	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,25	0,40	0,38	1,06	0,41	—	—
Сумма	99,16	98,60*	100,08	98,81*	99*67	100,32	99,86
Примесь других минералов	Spn	Spn	Spn,Ol	Enst	Ol,Spn	Ol,Spn	Ol
$\frac{R_2O_3}{OR}$	1,0	0,99	1,1	0,97	1,06	0,94	0,97

\* Сумма показана без учета нерастворимого остатка

- (Mg<sub>0,65</sub> Fe<sub>0,35</sub>) (Al<sub>1,162</sub> Cr<sub>0,775</sub> Fe<sub>0,063</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,712</sub> Fe<sub>0,288</sub>) (Al<sub>1,287</sub> Cr<sub>0,600</sub> Fe<sub>0,113</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,656</sub> Fe<sub>0,344</sub>) (Al<sub>1,350</sub> Cr<sub>0,537</sub> Fe<sub>0,113</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,55</sub> Fe<sub>0,45</sub>) (Al<sub>0,350</sub> Cr<sub>1,586</sub> Fe<sub>0,064</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,50</sub> Fe<sub>0,50</sub>) (Al<sub>0,487</sub> Cr<sub>1,500</sub> Fe<sub>0,013</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,512</sub> Fe<sub>0,488</sub>) (Al<sub>0,537</sub> Cr<sub>1,400</sub> Fe<sub>0,063</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,662</sub> Fe<sub>0,338</sub>) (Al<sub>1,175</sub> Cr<sub>0,762</sub> Fe<sub>0,063</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,80</sub> Fe<sub>0,20</sub>) (Al<sub>1,552</sub> Cr<sub>0,383</sub> Fe<sub>0,065</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,637</sub> Fe<sub>0,363</sub>) (Al<sub>0,975</sub> Cr<sub>0,975</sub> Fe<sub>0,050</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,556</sub> Fe<sub>0,444</sub>) (Al<sub>0,910</sub> Cr<sub>1,034</sub> Fe<sub>0,056</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,687</sub> Fe<sub>0,313</sub>) (Al<sub>1,250</sub> Cr<sub>0,625</sub> Fe<sub>0,125</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,575</sub> Fe<sub>0,425</sub>) (Al<sub>0,550</sub> Cr<sub>1,425</sub> Fe<sub>0,025</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,575</sub> Fe<sub>0,425</sub>) (Al<sub>0,687</sub> Cr<sub>1,300</sub> Fe<sub>0,013</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,625</sub> Fe<sub>0,375</sub>) (Al<sub>0,887</sub> Cr<sub>1,037</sub> Fe<sub>0,076</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,425</sub> Fe<sub>0,575</sub>) (Al<sub>0,375</sub> Cr<sub>1,600</sub> Fe<sub>0,025</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,325</sub> Fe<sub>0,675</sub>) (Al<sub>0,350</sub> Cr<sub>1,625</sub> Fe<sub>0,025</sub>) O<sub>4</sub>

## порядковые номера, соответствующие формулам

8	9	10	11	12	13	14	15	16
—	Нет	2,35	—	0,58	1,16	3,09	2,75	5,25
0,01	0,08	0,20	0,25	0,27	0,22	0,34	0,10	0,12
49,66	27,50	23,57	34,26	13,99	17,36	22,83	10,29	7,58
18,30	40,89	40,40	25,60	52,98	48,18	39,47	55,41	51,90
3,91	1,99	4,83	6,36	3,76	5,41	2,86	1,48	1,11
8,35	14,55	14,90	13,12	13,43	13,22	14,08	18,54	20,36
20,16	13,93	13,78	15,73	13,52	13,02	16,27	10,41	10,51
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,11	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,10	—	0,67	—	—	—	—
—	—	0,36	—	—	1,29	0,95	—	1,17
100,39	98,94*	100,6	95,32*	99,20	99,86	99,89	99,88	98,0*
—	—	Spn,Ol	—	Spn	Ol,Spn	Ol,Spn	Spn,Chl	Spn
1,02	1,0	1,08	0,94	1,1	1,1	1,0	1,0	1,04

Северный Крака, гарцбургит

» » лерцолит

» » плагиоклазовый лерцолит

Южный Крака, дунит

» » »

» » »

» » гарцбургит

» » лерцолит

Кемпирсайский массив, вмещающие дуниты

» » гарцбургит

Южно-Кемпирсайский дунит

Халиловский массив, дунит

» » гарцбургит

Алапаевский массив, верлит

Кутарстайский массив, метасоматический диаллагит

Успенский массив, диаллагит

Таблица 44

Химические составы (в вес. %) и формулы аксессуарных хромшпинелей из пород базитовых интрузивных комплексов

Оксид	Состав аксессуарных хромшпинелей и						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	10,04
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,4	20,9	13,5	18,9	18,5	19,2	36,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43,0	42,4	41,8	44,3	46,4	44,7	18,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	7,21
FeO	30,9	29,8	42,4	29,7	28,7	31,9	9,51
MgO	6,7	6,9	2,3	7,1	6,4	4,2	16,61
CaO	—	—	—	—	—	—	0,49
MnO	—	—	—	—	—	—	0,15
NiO	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	98,82*
$\frac{R_2O_3}{RO}$	—	—	—	—	—	—	—

\* Сумма показана без учета нерастворимого остатка

1. (Mg<sub>0,323</sub> Fe<sub>0,677</sub>) (Al<sub>0,740</sub> Cr<sub>1,100</sub> Fe<sub>0,160</sub>) O<sub>4</sub>
2. (Mg<sub>0,330</sub> Fe<sub>0,670</sub>) (Al<sub>0,791</sub> Cr<sub>1,078</sub> Fe<sub>0,131</sub>) O<sub>4</sub>
3. (Mg<sub>0,118</sub> Fe<sub>0,882</sub>) (Al<sub>0,508</sub> Cr<sub>1,146</sub> Fe<sub>0,349</sub>) O<sub>4</sub>
4. (Mg<sub>0,342</sub> Fe<sub>0,658</sub>) (Al<sub>0,700</sub> Cr<sub>1,154</sub> Fe<sub>0,146</sub>) O<sub>4</sub>
5. (Mg<sub>0,310</sub> Fe<sub>0,690</sub>) (Al<sub>0,710</sub> Cr<sub>1,196</sub> Fe<sub>0,094</sub>) O<sub>4</sub>
6. (Mg<sub>0,200</sub> Fe<sub>0,800</sub>) (Al<sub>0,736</sub> Cr<sub>1,176</sub> Fe<sub>0,088</sub>) O<sub>4</sub>
7. (Mg<sub>0,710</sub> Fe<sub>0,290</sub>) (Al<sub>1,420</sub> Cr<sub>0,46</sub> Fe<sub>0,120</sub>) O<sub>4</sub>
8. (Mg<sub>0,550</sub> Fe<sub>0,450</sub>) (Al<sub>0,482</sub> Cr<sub>1,312</sub> Fe<sub>0,206</sub>) O<sub>4</sub>
9. (Mg<sub>0,350</sub> Fe<sub>0,650</sub>) (Al<sub>0,250</sub> Cr<sub>0,900</sub> Fe<sub>0,805</sub>) O<sub>4</sub>
10. (Mg<sub>0,258</sub> Fe<sub>0,742</sub>) (Al<sub>0,274</sub> Cr<sub>1,108</sub> Fe<sub>0,618</sub>) O<sub>4</sub>
11. (Mg<sub>0,287</sub> Fe<sub>0,713</sub>) (Al<sub>0,306</sub> Cr<sub>1,394</sub> Fe<sub>0,300</sub>) O<sub>4</sub>
12. (Mg<sub>0,376</sub> Fe<sub>0,624</sub>) (Al<sub>0,292</sub> Cr<sub>1,232</sub> Fe<sub>0,476</sub>) O<sub>4</sub>
13. (Mg<sub>0,575</sub> Fe<sub>0,425</sub>) (Al<sub>0,492</sub> Cr<sub>1,350</sub> Fe<sub>0,188</sub>) O<sub>4</sub>
14. (Mg<sub>0,525</sub> Fe<sub>0,475</sub>) (Al<sub>0,850</sub> Cr<sub>1,000</sub> Fe<sub>0,150</sub>) O<sub>4</sub>
15. (Mg<sub>0,485</sub> Fe<sub>0,525</sub>) (Al<sub>0,438</sub> Cr<sub>1,312</sub> Fe<sub>0,250</sub>) O<sub>4</sub>
16. (Mg<sub>0,575</sub> Fe<sub>0,425</sub>) (Al<sub>0,462</sub> Cr<sub>1,412</sub> Fe<sub>0,126</sub>) O<sub>4</sub>

порядковые номера, соответствующие формулам

8	9	10	11	12	13	14	15	16
0,58	4,48	1,20	1,32	0,5	2,75	6,06	5,59	5,88
—	1,23	0,55	0,51	0,45	1,91	0,14	0,14	2,08
11,69	3,75	6,75	7,97	7,15	11,08	19,08	12,16	10,20
49,58	28,01	40,31	43,73	44,87	47,70	34,68	44,11	46,08
25,93	30,57	18,25	17,40	18,18	10,94	4,97	3,89	5,31
—	18,06	26,31	21,76	20,63	10,32	15,69	16,28	12,22
11,50	10,80	6,23	7,24	7,84	13,82	17,86	14,46	15,47
—	—	—	—	0,06	—	—	—	—
0,77	0,67	0,47	0,22	0,39	0,77	0,67	—	—
—	—	—	—	0,24	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,07	0,23	0,22
—	0,37	—	—	—	0,52	0,60	2,09	1,98
100,05	97,94*	100,07	99,85	100,31	99,81	99,83	98,95*	99,44
1,1	1,04	0,98	0,96	1,0	1,1	0,99	0,98	1,1

Бушельдский массив, пироксениты

- » » »  
 » » анортзитовое габбро  
 » » пироксенит  
 » » »  
 » » »

Дунит-троктолитовая формация Станового хребта, дунит

Нижне-Тагильский массив, дунит

- » » » верлит  
 » » » дунит с глубины 600 м  
 » » » с глубины 400 м  
 » » » северо-западный склон горы Соловьевой

Тагило-Невьяновский массив, дунит

- » » » »  
 » » » »  
 » » » »

Таблица 45

Химические составы (в вес. %) и формулы аксессуарных хромшпинелидов из кимберлитов и оливиновых включений в базальтах, кимберлитах и анкаратритах

Окисел	Состав аксессуарных хромшпинелидов				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	0,46	0,18	0,22	0,44	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47,63	24,06	19,29	41,68	54,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	18,22	15,62	7,96	—
FeO	9,86	15,65	16,68	8,64	13,15
TiO <sub>2</sub>	0,44	1,40	1,60	2,71	1,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,24	27,30	34,87	18,34	12,23
CaO	0,20	0,12	0,08	—	0,60
MgO	19,22	12,92	12,24	19,71	18,29
MnO	0,15	0,15	0,18	0,13	0,11
Сумма	99,87	100,0	100,78	99,61	100,2
$\frac{R_2O_3}{RO}$	0,97	1,0	0,97	0,96	0,95

- (Mg<sub>0,789</sub> Fe<sub>0,211</sub>) (Al<sub>1,528</sub> Cr<sub>0,420</sub> Fe<sub>0,052</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,570</sub> Fe<sub>0,430</sub>) (Al<sub>0,726</sub> Cr<sub>0,900</sub> Fe<sub>0,374</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,598</sub> Fe<sub>0,402</sub>) (Al<sub>0,892</sub> Cr<sub>0,676</sub> Fe<sub>0,312</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,816</sub> Fe<sub>0,184</sub>) (Al<sub>1,400</sub> Cr<sub>0,412</sub> Fe<sub>0,188</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,734</sub> Fe<sub>0,266</sub>) (Al<sub>1,688</sub> Cr<sub>0,280</sub> Fe<sub>0,052</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,948</sub> Fe<sub>0,052</sub>) (Al<sub>0,733</sub> Cr<sub>1,160</sub> Fe<sub>0,104</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,756</sub> Fe<sub>0,244</sub>) (Al<sub>1,198</sub> Cr<sub>0,488</sub> Fe<sub>0,334</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,790</sub> Fe<sub>0,210</sub>) (Al<sub>1,750</sub> Cr<sub>0,153</sub> Fe<sub>0,094</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,836</sub> Fe<sub>0,164</sub>) (Al<sub>1,762</sub> Cr<sub>0,172</sub> Fe<sub>0,066</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,590</sub> Fe<sub>0,410</sub>) (Al<sub>0,940</sub> Cr<sub>0,940</sub> Fe<sub>0,120</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,670</sub> Fe<sub>0,230</sub>) (Al<sub>1,280</sub> Cr<sub>0,640</sub> Fe<sub>0,080</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,780</sub> Fe<sub>0,220</sub>) (Al<sub>1,530</sub> Cr<sub>0,420</sub> Fe<sub>0,050</sub>) O<sub>4</sub>
- (Mg<sub>0,700</sub> Fe<sub>0,300</sub>) (Al<sub>0,300</sub> Cr<sub>1,400</sub> Fe<sub>0,300</sub>) O<sub>4</sub>

Примечание. Для формулы 13 химический анализ не приводится.

Этих минералов были автором взяты из работ А. Г. Бетехтина (1937, 1940), А. А. Иванова (1944), С. А. Кашина и В. Л. Федорова (1940), К. С. Росса и др. (Ross et al., 1954), Ван-дер Вальта и др. (Van der Walt et al., 1941), Н. В. Павлова (1949), В. А. Милашева и др. (1964), С. С. Зиминой (1965), Н. В. Павлова, Г. Г. Кравченко, И. И. Чуприниной (1968), Г. М. Гапеевой (1954), Н. Н. Сарсадких и др. (1960), Г. И. Смирнова (1959, 1961) и сведены в табл. 43, 44, 45. В табл. 43

и порядковые номера, соответствующие формулам						
6	7	8	9	10	11	12
—	—	1,25	—	—	—	—
20,06	34,92	52,47	56,1	26,30	37,58	48,30
—	15,38	24,42	14,33	5,08	3,38	2,33
12,98	10,27	—	—	16,25	11,45	9,81
—	—	—	—	0,38	2,90	0,35
46,87	21,67	7,01	8,22	39,25	28,59	19,61
—	—	Не опр.	—	—	—	—
20,55	17,76	18,23	21,32	12,50	15,91	19,45
—	—	—	—	0,24	0,19	0,15
100,46	100,0	100,38	99,98	100,0	100,0	100,0
0,73	1,0	1,5	—	—	—	—

Мексика, Камарго, базальт

Гавайские острова, юго-западнее Либру, базальт

» » южный склон горы Мауна Кей, базальт

Калифорния, Лудлоу, базальт

Япония, базальт

ФРГ, гора Кайзерштуль, базальт

Восточная Сардиния, базальт

Чехословакия, гора Казаков, базальт

Приморье, г. Лесозаводск, анкаратрит

Восточная Сибирь, дунит из кимберлита

» » лерцолит »

» » гарцбургит »

Сибирская платформа, пироповый перидотит

показан также состав аксессуарных хромитов из дунитов горы Лукинды, изученных нами в 1963 г. Химические анализы всех минералов были пересчитаны на формулы по методике, предложенной А. Г. Бетехтиным (1937).

Метод расчета формул хромшпинелей (см. табл. 43) позволяет использовать химические анализы хромшпинелей, в которых все железо определялось иногда в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> или FeO. Если же учесть, что Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO при химических анализах определяются

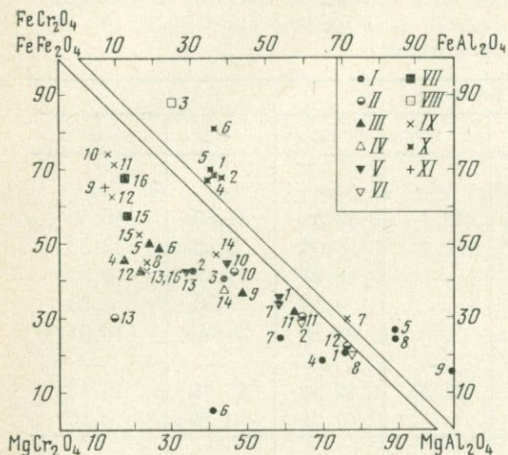


Рис. 39. Диаграмма составов (в %) акцессорных хромшпинелидов

I — из включений в базальтах; II — из кимберлитов; III — дунитов; IV — верлитов; V — гарцбургитов; VI — лерцолитов; VII — пироксенитов; VIII — анортозитов и габбро; IX—XI — из дунитов, пироксенитов и верлитов базитовых комплексов. Номера на диаграмме соответствуют номерам в табл. 43—45

не очень точно, то следует признать выбранную методику расчета формул хромшпинелей наиболее подходящей. Она позволяет, во всяком случае, выявить главные особенности акцессорных хромшпинелей из различных пород, что и составляет цель этой работы.

В соответствии с рассчитанными формулами, составы акцессорных хромшпинелидов сведены на треугольные диаграммы (рис. 39, 40). На диаграмме (рис. 39) учтены все четыре компонента, входящие в состав рассматриваемых минералов, причем  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  объединены для сравнения различных хромшпинели-

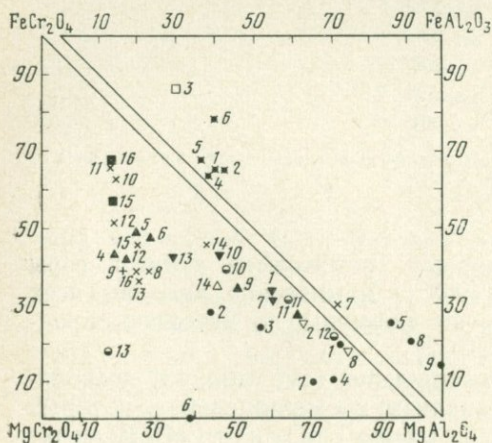


Рис. 40. Диаграмма составов акцессорных хромшпинелидов (см. рис. 39) за вычетом магнетитового компонента

дов по общей железистости<sup>1</sup>. Диаграмма (рис. 40) отражает состав хромшпинелидов за вычетом магнетитового компонента ( $\text{Fe} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_4$ ).

Из диаграмм видно, что акцессорные хромшпинели из гипербазитов образуют удлиненное поле II, примыкающее к линии  $\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{FeCr}_2\text{O}_4$ . Общая железистость их не превышает 45%. Они содержат мало (5—10%) магнетитового компонента. Общая железистость хромшпинелидов из включений оливиновых пород в базальтах и кимберлитах также невысока и не превышает железистости акцессориев из гипербазитов. Однако здесь резко выделяются хромшпинели (№ 7, 8), которые в своем составе содержат  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ , как это характерно для хромшпинелей из дунитов горы Лукинды и пород Бушвельдского комплекса, являющихся производными основной магмы. Указанные хромшпинели взяты из оливиновых включений в базальтах Чехословакии (№ 7) и г. Лесозаводска (№ 8). Присутствие в их составе  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  свидетельствует, как нам кажется, о том, что оливиновые включения, содержащие эти хромшпинели, не могут считаться отторженцами перидотитового слоя, как считает К. С. Росс, а являются более ранними продуктами кристаллизации той же магмы, которая привела к образованию самих базальтов. Ранее на это указывал А. Н. Заварицкий (1950, 1965), а позже С. А. Щека и др. (1969).

Из диаграмм видно, что акцессорные хромшпинели из включений оливиновых пород в некоторых базальтах океанических островов (№ 2, 3) содержат в своем составе много (18—22%) магнетитового компонента. Этим они сильно отличаются от известных акцессориев из гипербазитов. Диаграммы показывают также, что наиболее железистыми из всех хромшпинелидов являются акцессории бушвельдского комплекса Нижне-Тагильских дунитов. Последние, по новым данным Д. С. Штейнберга и его соавторов (1966) и А. А. Ефимова (1966), относятся к дунит-верлит-пироксенитовой формации гипербазитов. Общая железистость акцессорных хромшпинелей Бушвельдского массива достигает 80%, а Нижне-Тагильского — 70%. В хромитах Нижне-Тагильских дунитов содержится много (до 25%) магнетитового компонента, что указывает на высокую химическую активность кислорода, которая имела место при их образовании. Акцессории бушвельдского комплекса, в отличие от хромшпинелей Нижне-Тагильских дунитов, содержат  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  до 10%. По этому признаку с ними сходны акцессорные хромшпинели из дунитов горы Лукинды, залегающие в донной части стратифицированного дунит-троктолитового лополита.

Приведенные выше данные показывают, что акцессорные хромшпинели из базитовых комплексов характеризуются более

<sup>1</sup> Под общей железистостью в данном случае имеются в виду процентные содержания  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  или  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  в хромшпинели.

высокой железистостью и  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ , по сравнению с аксессуориями из гипербазитов. В этом сказывается влияние составов исходной магмы на характер кристаллизующихся хромшпинелидов. Отсюда следует, что при определении генезиса той или иной ультраосновной породы необходимо учитывать особенности состава находящихся в ней аксессуарных хромшпинелидов. Последнее нужно рассматривать как весьма важный индикатор генетической принадлежности содержащих их пород (Павлов, 1949).

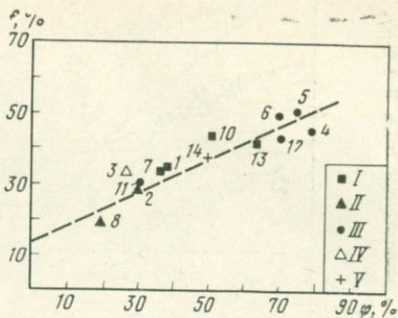
На состав кристаллизующихся хромшпинелидов большое влияние оказывает такой фактор, как химическая активность хрома, что и будет рассмотрено ниже.

### Влияние химической активности $\text{Cr}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2$ на состав и парагенезы аксессуарных хромшпинелидов

Детальные исследования, проведенные А. Г. Бетехтиным (1937, 1941), Г. А. Соколовым (1938, 1940), В. П. Логиновым, Н. В. Павловым и Г. А. Соколовым (1940), показали, что в строении крупных хромитоносных массивов гипербазитов наблюдается следующая зональность (снизу вверх: дунит ( $\text{Ol} + \text{Cr}$ ), гарцбургит ( $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Cr}$ ), лерцолит ( $\text{Ol} + \text{Hy} + \text{Di} + \text{Cl}$ )). Из этой последовательности видно, что в ходе формирования стратифицированных массивов гипербазитов имеет место увеличение химической активности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  в апикальной части интрузий, в результате чего двуминеральные парагенезы сменяются трехминеральными с гиперстеном, а последние — четырехминеральными с гиперстеном и диопсидом. В соответствии с этим изменяется также и состав аксессуарных хромшпинелей. Из химических формул (табл. 43) и диаграммы (рис. 41) видно, что в пределах одного и того же интрузива эти минералы по мере перехода снизу вверх от фаций дунитов к фациям гарцбургитов и лерцолитов становятся беднее хромом и богаче глиноземом. Ранее к этому выводу, но другим путем, пришел Н. В. Павлов (1949). Таким образом, по мере увеличения в интрузивах активности  $\text{SiO}_2$  снижается активность хрома. Это особенно хорошо видно в стратифицированных и сильно дифференцированных массивах базитов типа горы Лукинды в Амурской области, изученных С. А. Щекой (1969). Здесь, при движении снизу вверх от дунитов через троктолиты до габбро-норитов парагенезы с хромшпинелью сменяются в верхней части парагенезами глиноземистой шпинели (цейлонит) с магнетитом. Из этого видно, что состав хромшпинелидов в отношении их глиноземистости зависит не только от характера исходной магмы, но и от состава частных расплавов, возникающих при ее дифференциации. Для железистости аксессуарных хромшпинелей гипербазитов такой зависимости не наблюдается. Если бы она имела место, то в лерцолитах и гарцбургитах следовало ожидать хромшпинелиды более железистые, чем в

Рис. 41. Диаграмма зависимости железистости аксессуарных хромшпинелидов от хромистости в различных фациях массивов гипербазитов Урала

I — гарцбургиты; II — лерцолиты; III — дуниты; IV — плагиоклазовые лерцолиты; V — верлиты. Цифры на диаграмме соответствуют порядковым номерам хромшпинелидов в табл. 43



магнезиальных дунитах одного и того же массива. В действительности же, как видно из табл. 46 и диаграммы (рис. 41), наблюдается обратное. Исследование показало, что железистость аксессуарных хромитов ( $f = \frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg} \%$ ) является функцией их хромистости ( $\phi = \frac{Cr_2O_3 \cdot 100 \%}{Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3}$ ). Сувеличением хромистости, как видно на той же диаграмме, увеличивается и их железистость. Отсюда следует, что на состав аксессуарных хромитов в различных парагенезах влияет активность хрома в магматических расплавах и растворах. Активность хрома, как можно судить по характеру хромшпинелидов (см. рис. 39), может быть очень низкой (Кемпирсайский дунит) или весьма высокой (Ниже-Тагильские дуниты) даже в близких по составу дунитовых расплавах. Можно предполагать, что образование гипербазитов происходит при вполне подвижном (условно) поведении  $SiO_2$ ,  $CaO$  и  $Cr_2O_3$ . Инертными в данном случае следует считать три компонента:  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe$ . Парагенезы минералов этой системы и их зависимость от химических потенциалов  $SiO_2$  и  $CrO_{3/2}$  показаны на диаграмме (рис. 42). Диаграмма построена

Таблица 46

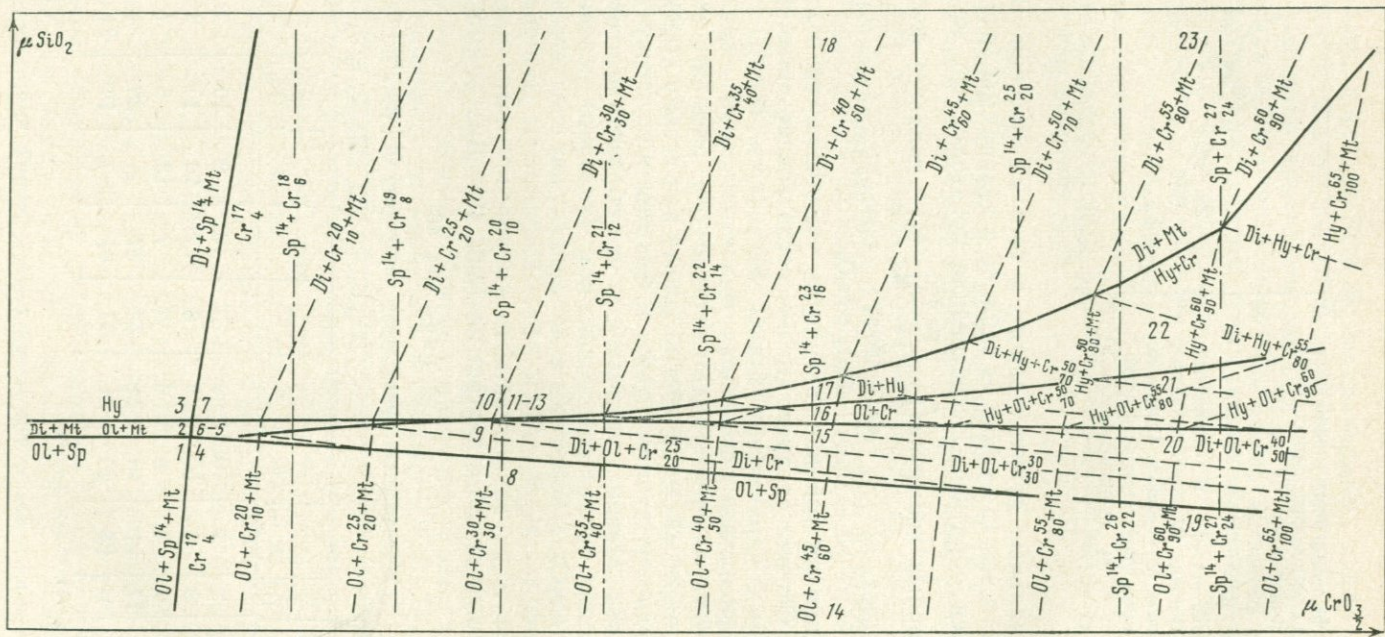
Железистость минералов в парагенезе  $OI + Hy + Di + Cr$

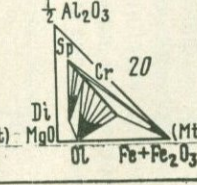
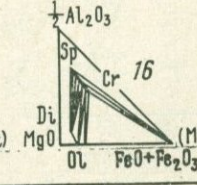
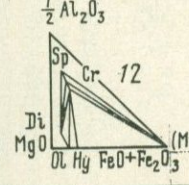
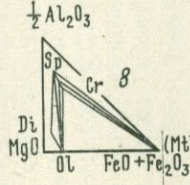
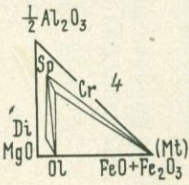
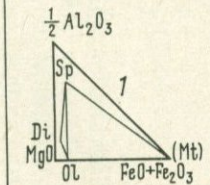
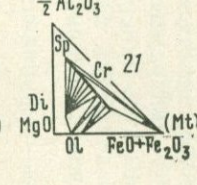
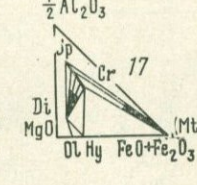
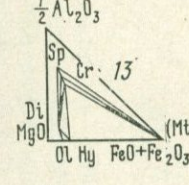
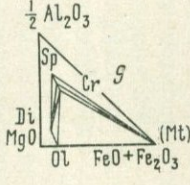
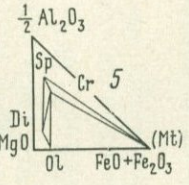
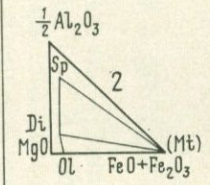
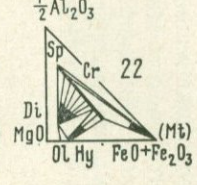
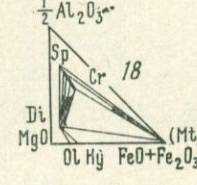
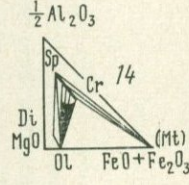
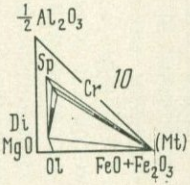
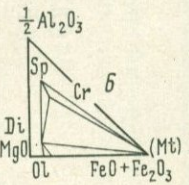
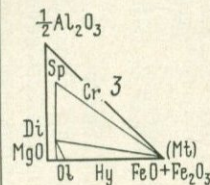
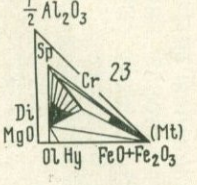
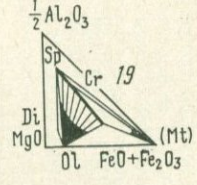
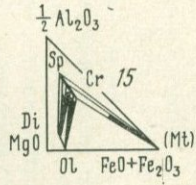
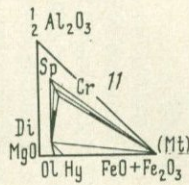
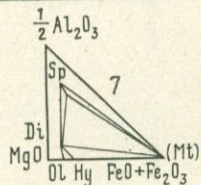
Минерал	Номер пробы и состав минерала (в %)										
	1	2	3	4	5*	6	7	8	9	10	11
OI	8	5	9	9	5	10	9	10	9	9	8
Hy	8	6	10	9	8	He обн.	10	10	9	9	13
Di	7	4	8	6	5	7	13	8	7	10	8
Cr	17	19	18	24	33	37	24	26	31	42	44
Cr <sup>φ</sup>	9	10	20	24	37	61	7	13	21	44	52

\* Взято по оптическим данным

Примечание. Для хромита указана также и хромистость (φ).

Рис. 42. Диаграмма парагенезов минералов богатых хромом гипербазитов в зависимости от потенциалов  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CrO}_{3/2}$  (при  $P, T, \mu\text{O}_2, \mu\text{CaO} = \text{const}$ )





по методу Д. С. Коржинского (1957) и отвечает постоянству давления ( $P$ ), температуры ( $T$ ) и химических потенциалов других вполне подвижных компонентов ( $O_2$  и  $CaO$ ). Согласно правилу фаз  $n = K + 2 - \phi$  система из инертных трех компонентов ( $Fe$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ) при числе фаз ( $\phi$ ) равном пяти и постоянстве других факторов, является условно невариантной ( $n=0$ ). Этому состоянию на диаграмме отвечает точка, в которой одновременно устойчивы пять минералов: оливин ( $Ol$ ), диопсид ( $Di$ ), ромбический пироксен ( $Hu$ ), хромшпинель ( $Cr$ ), магнетит ( $Mt$ ), встречающиеся в ультраосновных породах. Четырехминеральные

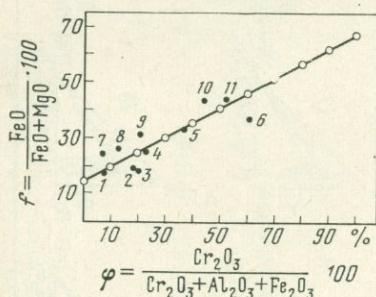
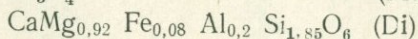
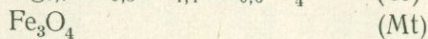
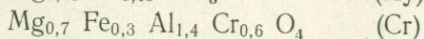
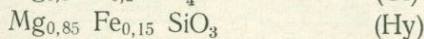
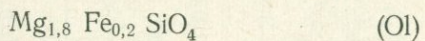


Рис. 43. Диаграмма соотношения хромистости ( $\phi$ ) и железистости ( $f$ ) аксессуарных хромшпинелидов в парагенезе  $Ol + Hu + Di + Cr$ . Цифры на диаграмме соответствуют порядковому номеру хромшпинели в табл. 46

парагенезы отвечают на диаграмме моновариантным линиям ( $n=1$ ), пересекающимся в невариантной точке. Четырехминеральные породы среди ультраосновных встречаются чаще, чем пятиминеральные. К ним относятся лерцолиты из оливина, диопсида, ромбического пироксена, хромшпинели. Дивариантному состоянию системы ( $n=2$ ) на диаграмме отвечают поля, ограниченные линиями. В пределах их устойчивы ассоциации из трех минералов. К ним относятся некоторые дуниты из оливина и хромшпинели с примесью диопсида или гиперстена, а также верлиты из оливина, диопсида, хромшпинели и гарцбургиты, сложенные оливином, ромбическим пироксеном и хромшпинелью.

Для расчета моновариантных равновесий приняты следующие составы минералов, относящиеся к невариантной точке:



Составы указанных минералов взяты с учетом данных И. К. Латыша (1960), К. С. Росса и др. (Ross et al., 1954). Для облегчения расчетов из состава силикатов исключены  $Fe_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ , содержащиеся обычно в небольших количествах. Состав

силикатов принят постоянным, так как диаграмма построена для условий постоянства кислородного потенциала. При этом состав хромита в четырехминеральных парагенезах, отвечающих моновариантным равновесиям, будет изменяться в соответствии с диаграммой (рис. 43). Диаграмма построена на основании данных табл. 46, в которой приведены составы минералов в парагенезе  $Ol + Hy + Di + Cr$  (Бетехтин, 1937; 1940; Логинов и др., 1940; Ross et al., 1954).

Из табл. 46 и диаграммы (рис. 43) видно, что в парагенезе  $Ol + Hy + Di + Cr$  с увеличением хромистости хромшпинелидов ( $\varphi = \frac{Cr_2O_3}{Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3} \cdot 100$ ) увеличивается и их железистость ( $f = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100$ ). Состав же силикатов при этом почти не изменяется. Положение невариантной точки выбрано с учетом того, что магнетит в парагенезе с высокохромистой шпинелью в месторождениях хромитов среди гипербазитовых хромитоносных дунитов практически не встречается. Поэтому невариантная точка не может располагаться в области высокохромистых шпинелидов.

Между перечисленными минералами возможны пять следующих реакций:  $Di + Mt = Hy + Cr(Ol)$ ;  $Di + Mt = Ol + Cr(Hy)$ ;  $Hy = Ol + Mt(Di)$ ;  $Hy = Ol + Mt(Cr)$ ;  $Di + Hy = Ol + Cr(Mt)$ , которым отвечают линии, исходящие из невариантной точки. В качестве примера приведем расчет без оливина ( $Ol$ ):  $3,57Ca(Mg_{0,92}Fe_{0,08}) \cdot Al_{0,2}Si_{1,85}O_6 + 0,128Fe_3O_4 + 0,306CrO_{3/2} + 0,9190 = 3,444(Mg_{0,85} \cdot Fe_{0,15})SiO_3 + 0,51(Mg_{0,7}Fe_{0,3})Al_{1,4}Cr_{0,6}O_4 + 3,69SiO_2 + 3,57CaO$ . В общей форме эта реакция может быть представлена так:  $3mQCa(Mg_nFe_{1-n})Al_{0,2}Si_{1,85}O_6 + 0,2m(1-l)Fe_3O_4 + 0,6m(2-Q) \cdot CrO_{3/2} + 14,1mQ - 0,2m - Q(9m+6) + 1,8lO = (3nQ - 0,6l)Mg_m \cdot Fe_{1-m}SiO_3 + 0,6m(Mg_lFe_{1-l})Al_QCr_{2-Q}O_4 + [3Q(2m-n) + 0,6l] \cdot SiO_2 + 3mCaO$ .

Наклон линии определяется следующим уравнением:

$$tga = \frac{\Delta nCrO_{3/2}}{\Delta nSiO_2} = \frac{0,6m(2-Q)}{3Q(2m-n) + 0,60l}$$

Подставив в это уравнение соответствующие коэффициенты, получим:

$$tga = \frac{0,306}{3,696} = 0,08 (Ol)$$

Аналогично для других линий равновесий находим:

$$tga = \frac{0,648}{11,676} = 0,05(Hy); \quad tga = \frac{0,012}{0,288} = 0,04 (Mt).$$

С удалением от невариантной точки составы минералов будут изменяться, чем и объясняется изменение углов наклона

этих линий. Линия равновесия  $Hu = Ol + Mt$  горизонтальная, так как состав реагирующих минералов в данном случае зависит только от химического потенциала  $SiO_2$ . Эта горизонтальная линия разложения гиперстена делит диаграмму на две части. Для верхней, отвечающей большим значениям химического потенциала  $SiO_2$ , характерны парагенезы с ромбическим пироксеном, а для нижней — без него.

В левой части диаграммы, характеризующейся низким  $\mu_{Cr_{3/2}}$ , намечается вторая нонвариантная точка. В ней одновременно устойчивы пять минералов: оливин, магнетит, диопсид, хромит и глиноземистая шпинель (Sp). От этой точки также отходят пять нонвариантных линий равновесия. Крайняя левая линия  $Di + Mt = Ol + Sp$  горизонтальна, так как состав минералов в ней практически не зависит от потенциала  $CrO_{3/2}$ . Две вертикальные линии равновесия —  $Ol + Sp + Mt = Cr$  и  $Di + Sp + Mt = Cr$  — делят диаграмму на две части. Для левой характерны парагенезы с глиноземистой шпинелью, а для правой — с хромитом. Правее и ниже нонвариантной точки располагается слабо наклонная линия равновесия:  $Di + Cr = Ol + Sp$ .

На диаграмме приведены восемь линий постоянной хромистости шпинелидов ( $\varphi$ ) и железистости ( $f$ ) в реакциях с силикатами, магнетитом и глиноземистой шпинелью. Три линии —  $Ol + Cr + Mt$  (1);  $Hu + Cr + Mt$  (2);  $Di + Cr + Mt$  (3) — характеризуют хромистость шпинелидов в равновесиях с силикатами и магнетитом. Три равновесия —  $Di + Hu + Cr$  (4);  $Hu + Ol + Cr$  (5);  $Di + Ol + Cr$  (6) — отражают состав хромита в реакциях с силикатами и хромшпинелью. Две последние линии  $Sp + Cr$  (7);  $Sp + Cr$  (8) показывают хромистость шпинелидов в реакциях с силикатами и глиноземистой шпинелью.

Тангенс угла линий постоянной хромистости к оси абсцисс определяется путем расчета уравнения соответствующей реакции. Для первой из указанных выше линии  $tg \alpha = 10$ . Для других линий находим:  $tg \alpha = 4,9$  (2);  $tg \alpha = 2,4$  (3);  $tg \alpha = 0,28$  (4);  $tg \alpha = 0,33$  (5);  $tg \alpha = 0,06$  (6);  $tg \alpha = 0$  (7);  $tg \alpha = 0$  (8).

На диаграмме, в зависимости от соотношения величины потенциалов  $SiO_2$  и  $CrO_{3/2}$ , выделяются шесть полей, парагенезы которых показаны для отдельных точек на соответствующих треугольных схемах. Для левой части диаграммы (схемы 1, 2, 3), как отмечалось выше, характерны парагенезы силикатных минералов с глиноземистой шпинелью, а для правой — с хромитом различного состава (от глиноземистого и магнезиального до железистого и богатого хромом).

Парагенезы с глиноземистой шпинелью изменяются в зависимости от потенциала  $SiO_2$ . При высоком потенциале  $SiO_2$  имеют место парагенезы шпинели и магнетита с диопсидом, отвечающий рудным пироксенитам. При малом значении  $\mu_{SiO_2}$  в расплавах и растворах этот парагенез неустойчив и вместо

него ввиду разложения гиперстена образуется парагенез указанных минералов с оливином (магнетитовые оливиниты). Такой парагенез весьма характерен и наблюдается на месторождениях титаномагнетитов Среднего Урала (Латыш, 1960).

С возрастанием потенциала  $\text{CrO}_{2/3}$  становятся устойчивы как трехминеральные, так и биминеральные парагенезы с хромитом (схемы 5—8 и др.). По мере уменьшения  $\mu_{\text{SiO}_2}$  образуются следующие трехминеральные парагенезы с хромитом (схемы 1—3, 4—7, 21—23 и др.).

I	—	—	Di + Cr + Mt	Di + Cr + Sp	Cr + Sp + Mt
II	—	Hу + Di + Cr	Hу + Cr + Mt	Di + Cr + Sp	Cr + Sp + Mt
III	Ol + Hу + Cr	Ol + Di + Cr	Hу + Cr + Mt	Di + Cr + Sp	Cr + Sp + Mt
VI	—	Ol + Di + Cr	Ol + Cr + Mt	Di + Cr + Sp	Cr + Sp + Mt
V	—	Ol + Di + Sp	Ol + Cr + Mt	Ol + Cr + Sp	Cr + Sp + Mt

Из приведенных парагенезов видно, что с уменьшением  $\mu_{\text{SiO}_2}$  парагенезы магнетита и хромита с диопсидом сменяются парагенезом магнетита с гиперстеном. При дальнейшем понижении  $\mu_{\text{SiO}_2}$  в растворах или расплавах гиперстен разлагается и возникает парагенез хромита с оливином и магнетитом. Из диаграммы и треугольных схем видно, что по мере увеличения потенциала  $\text{CrO}_{2/3}$  в растворах состав хромита в тройных парагенезах с магнетитом, силикатом и шпинелью изменяется от глиноземистого и магнезиального до железистого и богатого хромом. Наиболее железистым является в этом случае хромит в парагенезе с диопсидом и магнетитом (поле I), с гиперстеном и магнетитом (поле II, III), с оливином и магнетитом (поле IV, V).

Как видно из диаграммы, с повышением химического потенциала хрома в растворах расширяются пределы устойчивости биминеральных парагенезов (за счет трехминеральных). Это связано с тем, что возрастание хромистости благоприятствует образованию твердых растворов хромшпинелид-магнетит. Поэтому магнетит в богатых хромитовых рудах как самостоятельный минерал отсутствует.

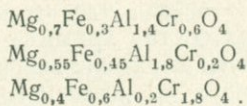
Биминеральные парагенезы с уменьшением потенциала  $\text{SiO}_2$  сменяются в последовательности, аналогичной для трехминеральных ассоциаций:

I	Di + Cr	—	—	Cr + Mt
II	Di + Cr	—	Hу + Cr	Cr + Mt
III	Di + Cr	Ol + Cr	Hу + Cr	Cr + Mt
VI	Di + Cr	Ol + Cr	—	Cr + Mt
V	—	Ol + Cr	—	Cr + Mt

Из сказанного можно сделать вывод, что с уменьшением потенциала  $\text{SiO}_2$  становится устойчивым биминеральный парагенез хромита с гиперстеном, а затем с оливином. Раньше всего исчезает парагенез  $\text{Hy} + \text{Cr}$ , а затем  $\text{Di} + \text{Cr}$  и, при низких значениях  $\mu_{\text{SiO}_2}$ , устойчивым становится парагенез оливина с хромитом, характерный для месторождений хромитов.

По мере увеличения в растворах химического потенциала  $\text{CrO}_{3/2}$  хромит в биминеральных парагенезах будет изменяться от глиноземистого и магнезиального до железистого и богатого хромом. В случае парагенеза хромита с диопсидом это возможно только при высоких потенциалах  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CrO}_{3/2}$ . С оливином железистый и богатый хромом хромшпинелид может быть устойчив лишь при низком потенциале  $\text{SiO}_2$  и высоком  $\text{CrO}_{3/2}$ .

Диаграмма отвечает условию вполне подвижного поведения  $\text{CrO}_{3/2}$ . При инертном его поведении — при слабом проявлении рудного процесса — образуются парагенезы с большим числом минералов. Изменения составов минералов в этих парагенезах с изменением потенциала  $\text{CrO}_{3/2}$  в растворах на диаграмме (рис. 42) характеризуют линии моновариантных равновесий. Например, состав хромита в парагенезе  $\text{Di} + \text{Hy} + \text{Cr} + \text{Mt}$  с повышением потенциала хрома в растворах изменяется следующим образом:



На характер парагенезов минералов в ультраосновных породах, кроме потенциалов  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CrO}_{3/2}$ , существенное влияние оказывают, по-видимому, химический потенциал кислорода, температура ( $T$ ) и давление ( $P$ ).

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА РАННЕМАГМАТИЧЕСКИХ ХРОМИТОВ РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Классическим примером раннемагматических рудных концентраций хрома являются хромиты бушвельдского комплекса. К этому же типу, как нам кажется, относятся и хромиты Сарановского месторождения на Урале. Ниже остановимся на особенностях их состава и генезиса, так как соответствующие закономерности могут иметь важное значение для диагностики генетических типов и оценки перспектив месторождений хромитов.

Хромиты рассматриваемого комплекса образуют серию пластов большой протяженности в так называемой, критической зоне огромного по своим размерам лополита. Сведения о них имеются в ряде работ (Sampson, 1932; Kupferbürger, Lombard et al., 1937; Van der Walt et al., 1942). В первой из указанных работ рассматриваются в основном структуры хромитовых руд и пород, во второй — технологические свойства, в третьей — химический состав.

### Химический состав хромитовых руд

Как акцессорные, так и раннемагматические хромиты бушвельдского комплекса отличаются высокой глиноземистостью и железистостью. Наиболее обстоятельное изучение их состава было проведено Ван дер Вальтом. Ему удалось выяснить главные особенности химического состава и эволюции хромитовых руд. Он показал, что содержание хрома и железа в хромитах находятся в обратной зависимости. Им установлено также, что в процессе образования бушвельдского комплекса под влиянием кристаллизационной дифференциации формировались все более бедные хромом и богатые железом хромиты и сосуществующие с ними ромбические пироксены. Было выяснено также, что для раннемагматических хромитов характерно постепенное увеличение примеси нерудных силикатных минералов по направлению от подошвы к кровле каждого пласта.

Химические анализы рудных и акцессорных хромшпинелей бушвельдского массива, приведенные в работе Ван-дер Вальта, показаны в табл. 47—50. Из данных этих таблиц видно, что в процессе химических анализов железо определялось только в виде  $FeO$ .

Для сопоставления хромитов бушвельдского комплекса с хромитами других месторождений нами был проведен пересчет химических анализов по методике А. Г. Бетехтина (1937). В результате получены формулы хромитов, показывающие, что акцессорные хромшпинели рассматриваемого массива, по сравнению с рудными, являются более глиноземистыми и более железистыми. Железистость их колеблется от 65 до 88%. От рудных, как следует из диаграммы (см. рис. 39), они отличаются появлением в их составе  $FeAl_2O_4$ .

В этом отношении акцессорные хромиты бушвельдского массива имеют много общего с хромитами из базитовых комплексов Индии, Станового хребта и других областей. Раннемагматические хромиты Бушвельдского лополита характеризуются в общем значительным постоянством состава в пределах одного пласта или соседних пластов. Тем не менее им свойственны некоторые закономерные изменения.

Таблица 47

## Химический состав аксессуарных хромитов из пироксенитов

Обр., №	FeO		MgO		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		TiO <sub>2</sub>		Местоположение хромита
	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	
11а	30,9	43,0	6,7	16,6	43,0	27,3	19,4	19,0	—	—	В 1,8 м выше слоя 11
11	27,5	38,3	8,1	20,1	44,0	28,9	20,0	19,6	2,1	2,6	Из средней части пироксенита
10а	29,8	41,5	6,9	17,1	42,4	27,9	20,9	20,5	—	—	над слоем 10
10	26,8	37,5	8,3	20,6	44,0	28,9	20,0	19,6	1,9	2,4	
8а	42,4	59,0	2,3	5,7	41,8	27,5	13,5	12,2	—	—	Выше слоя 8, в 13,7 м
8	29,8	41,5	8,0	19,8	42,3	27,8	19,0	18,6	1,4	1,8	Из центра пироксенита
7а	29,7	41,3	7,1	17,6	44,3	29,1	18,9	18,5	—	—	над пластом 7
7	27,1	37,7	8,0	19,8	46,5	30,6	13,5	16,2	1,4	1,8	В 4,5 м выше слоя 5, в 21.35 м
5а	28,7	39,9	6,4	15,9	46,4	30,5	18,5	18,1	—	—	выше слоя 5
5в	31,9	44,4	4,2	10,4	44,7	29,4	19,2	13,8	—	—	
5	25,2	35,1	8,6	21,3	45,6	30,0	18,9	18,5	1,1	1,4	

**Об эволюции состава бушвельдских хромитов  
и влиянии хрома на ход кристаллизационной  
дифференциации магмы**

Для выяснения особенностей эволюции состава хромитов в разрезе Бушвельдского лополита нами были рассчитаны отражающие хромистость коэффициенты хромшпинелидов

$$\left(\varphi = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}\right),$$

$$\text{глиноземистость } \left(\varphi' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}\right),$$

$$\text{железистость } \left(f = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}}\right),$$

$$\text{общую железистость } \left(f_0 = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}\right),$$

$$\text{отношение } f' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}.$$

Построены также диаграммы (рис. 44, 45), показывающие изменение указанных характеристик хромитов в разрезе Бушвельдского лополита. Из диаграмм и формул минералов видно, что рудные хромшпинели рассматриваемого комплекса являются сильно глиноземистыми ( $\varphi' = 25-40\%$ ). Эта особенность их состава с небольшими отклонениями выдерживается по всему разрезу лополита независимо от состава вмещающих пород. В средней части разреза между пластами анортозитов и габбро

Таблица 48

**Химический состав рудных хромитов из пластов 2 и 3**

Обр. №	FeO		MgO		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %
XI	28,7	40,0	8,4	20,8	45,6	30,0	17,3	17,0
X	26,2	36,5	9,3	22,9	44,8	29,5	19,7	19,3
IX	26,2	36,5	9,1	22,5	44,7	29,4	20,0	19,6
VIII	26,6	37,0	9,1	22,5	45,4	29,9	18,9	18,5
VII	26,1	36,3	9,8	24,3	45,2	29,3	18,9	18,5
VI	26,1	36,3	10,0	24,8	45,7	30,1	18,2	17,8
V	26,1	36,3	10,3	25,5	45,7	30,1	17,9	17,5
IV	25,9	36,0	10,2	25,3	47,1	31,0	16,8	16,5
III	25,9	36,0	10,1	25,1	47,3	31,1	16,7	16,4
II	25,9	36,0	10,1	25,1	46,9	30,9	17,1	16,8
I	25,5	35,5	10,2	25,3	46,9	30,9	17,4	17,1

Примечание: I—VII—хромиты взяты через 15 см по пласту 2 от подошвы (I) до кровли (VII). VIII—XI—через 15 см по пласту 3 от подошвы (VIII) до кровли.

## Химический состав рудных хромитов из пластов 4—11

Обр. №	FeO		MgO		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		TiO <sub>2</sub>		Сумма
	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	
XX	27,5	38,3	8,1	20,1	44,0	28,9	20,0	19,6	2,1	2,6	101,7
XIX	26,9	37,5	8,4	20,8	43,8	28,8	20,3	20,6	2,0	2,5	101,4
XVIII	26,8	37,3	8,3	20,6	44,0	28,9	20,0	19,6	1,9	2,4	101,0
XVII	27,0	37,6	8,2	20,3	45,1	29,7	21,3	20,9	—	—	101,6
XVI	27,1	37,7	8,1	20,1	45,6	30,0	19,3	18,9	1,7	2,1	101,8
XV	27,7	38,6	8,6	21,3	43,6	28,7	19,0	18,6	1,3	1,6	100,2
XIV	26,6	37,0	9,1	22,6	44,4	29,2	20,8	20,4	—	—	100,9
XIII	27,3	38,0	8,8	21,8	43,1	28,4	22,0	21,6	—	—	101,2
XII	26,2	36,5	9,9	24,6	44,4	29,2	21,2	20,7	—	—	101,7
XI	25,8	36,1	10,0	24,8	43,1	28,4	20,2	19,8	1,3	1,6	100,4
X	29,8	41,5	8,0	19,8	42,3	27,8	19,0	18,6	1,4	1,8	100,5
IX	29,1	40,5	8,4	20,8	43,3	28,4	18,7	18,4	1,3	1,6	100,8
VIII	27,1	37,7	8,0	19,8	46,5	30,6	16,5	16,2	1,4	1,8	99,5
VII	28,0	39,0	7,8	19,4	45,5	29,9	16,5	16,2	1,5	1,9	99,3
VI	26,9	37,4	8,1	20,1	45,5	29,9	17,3	17,0	1,5	1,9	99,3
V	27,7	38,6	7,6	18,9	46,2	30,4	17,2	16,9	1,6	2,0	100,3
IV	25,2	35,1	8,6	21,3	45,6	30,0	18,9	18,5	1,1	1,4	99,4
III	26,2	36,5	8,0	19,8	47,5	31,3	17,1	16,8	1,2	1,5	100,0
II	27,1	37,7	7,8	19,4	46,6	30,6	17,5	17,1	1,0	1,3	100,0
I	37,1	—	5,0	—	35,6	—	15,3	—	6,0	—	99,0

Примечание.

I и II — почва и кровля хромитового пласта 4;

III и IV » » » » 5;

V и VI » » » » 6;

VII и VIII » » » » 7;

IX—X » » » » 8;

XI—XV » » » » 9;

XVI—XVIII почва, кровля и центр пласта 10;

XIX—XX почва, центр и кровля пласта 11.

глиноземистость хромитов возрастает. В нижних же пластах пироксенитов и в анортозитах верхних горизонтов она остается примерно одинаковой.

Более отчетливы изменения хромистости, железистости и отношения  $f'$  рудных хромшпинелидов. Из диаграммы (рис. 44) видно, что кривые, показывающие изменение этих характеристик рассматриваемых минералов в разрезе лополита, имеют сложную форму, что свидетельствует о больших изменениях состава кристаллизующейся магмы в процессе ее остывания.

Интересно изменение железистости хромитов. Из диаграмм

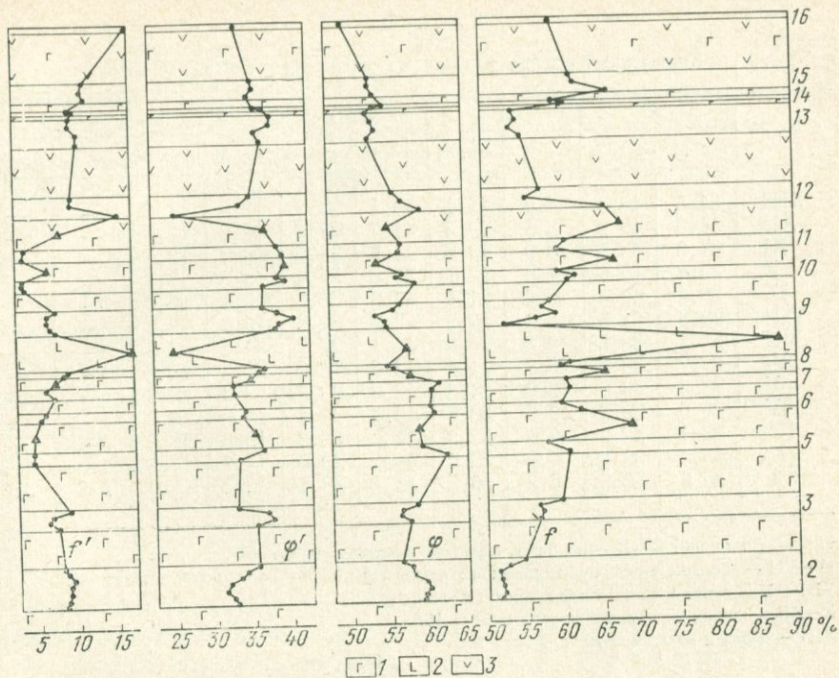


Рис. 44. Диаграмма изменения железистости ( $f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100$ ), хромистости ( $\psi = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$ ), глиноземистости ( $\psi' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$ ) и отношения  $f' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$  хромитов в разрезе Бушвельдского лополита

Черные треугольники — акцессорные хромиты из бронзититов (1), габбро (2) и анортзитов (3). Цифры справа — порядковые номера пластов хромитов. Черные кружки — хромиты рудных залежей

(рис. 44, 45) следует, что при формировании Бушвельдского лополита произошло в общем увеличение железистости этих минералов и сосуществующих с ними ромбических пироксенов. Видно также, что процесс этого изменения имел зигзагообразный характер, увеличение железистости сменяется ее уменьшением. Наиболее железистые хромиты и сосуществующие с ними силикаты формировались чаще всего в подошве рудных слоев. Такие хромшпинели являлись и более хромистыми, как видно на кривой изменения их хромистости. В кровле же пластов в большинстве случаев возникали более магниальные и глиноземистые хромиты и сосуществующие с ними ромбические пироксены. От почвы к кровле рудных пластов, таким образом, происходило уменьшение железистости и хромистости хромшпинелидов. Реже наблюдалась обратная картина. Хромиты, кристаллизовавшиеся в начале образования рудных слоев, как бы

## Химический состав рудных хромитов из пластов 12—16

Обр., №	FeO		MgO		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		TiO <sub>2</sub>	
	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %
XIII	34,5	48,0	8,6	21,4	39,1	25,7	17,8	17,4	—	—
XII	31,3	43,5	8,1	20,2	41,7	27,5	18,9	18,5	—	—
XI	31,3	43,5	8,0	19,8	41,8	27,5	18,9	18,5	—	—
X	33,1	46,0	7,0	17,1	41,6	27,4	18,3	17,9	—	—
IX	29,1	40,5	8,6	21,4	43,3	28,5	19,0	18,6	—	—
VIII	29,8	41,5	8,3	20,5	42,3	27,8	19,6	19,2	—	—
VII	27,7	38,5	9,8	24,3	42,1	27,7	20,4	20,0	—	—
VI	27,7	38,5	9,7	24,1	42,6	28,0	20,0	19,6	—	—
V	28,0	39,0	9,9	24,6	42,9	28,2	19,2	18,8	—	—
IV	28,6	39,8	9,6	23,7	42,2	27,7	19,6	19,2	—	—
III	28,4	39,5	9,0	22,3	44,0	28,9	18,6	18,2	—	—
II	28,0	39,0	9,2	22,9	44,1	29,0	17,7	17,3	1,0	1,3
I	35,6	49,5	6,5	16,2	42,7	28,1	12,3	12,0	2,9	3,6

Примечание. I—III — подошва, середина и кровля пласта 12;

IV—VII — образцы взяты через одинаковые интервалы от почвы к кровле пласта 13;

VIII—IX — почва и кровля хромитового пласта 14;

X—XII — почва, середина и кровля пласта 15;

XIII — образец из хромитового пласта 16.

Обр., №

(Mg <sub>0,323</sub> Fe <sub>0,677</sub> ) (Al <sub>0,710</sub> Cr <sub>1,100</sub> Fe <sub>0,180</sub> ) O <sub>4</sub>	IIa	
(Mg <sub>0,330</sub> Fe <sub>0,670</sub> ) (Al <sub>0,791</sub> Cr <sub>1,078</sub> Fe <sub>0,133</sub> ) O <sub>4</sub>	10a	
(Mg <sub>0,118</sub> Fe <sub>0,882</sub> ) (Al <sub>0,508</sub> Cr <sub>1,146</sub> Fe <sub>0,346</sub> ) O <sub>4</sub>	8a	
(Mg <sub>0,342</sub> Fe <sub>0,658</sub> ) (Al <sub>0,700</sub> Cr <sub>1,151</sub> Fe <sub>0,143</sub> ) O <sub>4</sub>	7a	
(Mg <sub>0,310</sub> Fe <sub>0,690</sub> ) (Al <sub>0,710</sub> Cr <sub>1,193</sub> Fe <sub>0,091</sub> ) O <sub>4</sub>	5a	
(Mg <sub>0,200</sub> Fe <sub>0,800</sub> ) (Al <sub>0,731</sub> Cr <sub>1,178</sub> Fe <sub>0,033</sub> ) O <sub>4</sub>	5b	
(Mg <sub>0,484</sub> Fe <sub>0,514</sub> ) (Al <sub>0,654</sub> Cr <sub>1,182</sub> Fe <sub>0,164</sub> ) O <sub>4</sub>	I *	Пласт 2
(Mg <sub>0,481</sub> Fe <sub>0,519</sub> ) (Al <sub>0,644</sub> Cr <sub>1,184</sub> Fe <sub>0,172</sub> ) O <sub>4</sub>	II	>
(Mg <sub>0,482</sub> Fe <sub>0,518</sub> ) (Al <sub>0,630</sub> Cr <sub>1,196</sub> Fe <sub>0,174</sub> ) O <sub>4</sub>	III	>
(Mg <sub>0,486</sub> Fe <sub>0,514</sub> ) (Al <sub>0,634</sub> Cr <sub>1,190</sub> Fe <sub>0,178</sub> ) O <sub>4</sub>	IV	>
(Mg <sub>0,486</sub> Fe <sub>0,514</sub> ) (Al <sub>0,664</sub> Cr <sub>1,154</sub> Fe <sub>0,182</sub> ) O <sub>4</sub>	V	>
(Mg <sub>0,474</sub> Fe <sub>0,523</sub> ) (Al <sub>0,680</sub> Cr <sub>1,152</sub> Fe <sub>0,168</sub> ) O <sub>4</sub>	VI	>
(Mg <sub>0,468</sub> Fe <sub>0,532</sub> ) (Al <sub>0,712</sub> Cr <sub>1,123</sub> Fe <sub>0,160</sub> ) O <sub>4</sub>	VII	>
(Mg <sub>0,432</sub> Fe <sub>0,568</sub> ) (Al <sub>0,710</sub> Cr <sub>1,148</sub> Fe <sub>0,142</sub> ) O <sub>4</sub>	VIII	Пласт 3
(Mg <sub>0,430</sub> Fe <sub>0,570</sub> ) (Al <sub>0,750</sub> Cr <sub>1,124</sub> Fe <sub>0,126</sub> ) O <sub>4</sub>	IX	>
(Mg <sub>0,438</sub> Fe <sub>0,562</sub> ) (Al <sub>0,738</sub> Cr <sub>1,128</sub> Fe <sub>0,134</sub> ) O <sub>4</sub>	X	>
(Mg <sub>0,403</sub> Fe <sub>0,597</sub> ) (Al <sub>0,658</sub> Cr <sub>1,164</sub> Fe <sub>0,173</sub> ) O <sub>4</sub>	XI	>
(Mg <sub>0,385</sub> Fe <sub>0,615</sub> ) (Al <sub>0,678</sub> Cr <sub>1,213</sub> Fe <sub>0,103</sub> ) O <sub>4</sub>	II	Пласт 5
(Mg <sub>0,393</sub> Fe <sub>0,607</sub> ) (Al <sub>0,668</sub> Cr <sub>1,244</sub> Fe <sub>0,088</sub> ) O <sub>4</sub>	III	>

$(Mg_{0,421} Fe_{0,573}) (Al_{0,730} Cr_{1,184} Fe_{0,083}) O_4$	IV	>
$(Mg_{0,378} Fe_{0,622}) (Al_{0,676} Cr_{1,216} Fe_{0,108}) O_4$	V	Пласт 6
$(Mg_{0,404} Fe_{0,598}) (Al_{0,682} Cr_{1,202} Fe_{0,116}) O_4$	VI	>
$(Mg_{0,392} Fe_{0,608}) (Al_{0,654} Cr_{1,203} Fe_{0,140}) O_4$	VII	Пласт 7
$(Mg_{0,397} Fe_{0,603}) (Al_{0,650} Cr_{1,230} Fe_{0,120}) O_4$	VIII	>
$(Mg_{0,407} Fe_{0,593}) (Al_{0,720} Cr_{1,112} Fe_{0,168}) O_4$	IX	Пласт 8
$(Mg_{0,391} Fe_{0,610}) (Al_{0,732} Cr_{1,093} Fe_{0,172}) O_4$	X	>
$(Mg_{0,47} Fe_{0,522}) (Al_{0,764} Cr_{1,094} Fe_{0,142}) O_4$	XI	Пласт 9
$(Mg_{0,459} Fe_{0,541}) (Al_{0,772} Cr_{1,090} Fe_{0,138}) O_4$	XII	>
$(Mg_{0,409} Fe_{0,591}) (Al_{0,810} Cr_{1,036} Fe_{0,124}) O_4$	XIII	>
$(Mg_{0,428} Fe_{0,572}) (Al_{0,772} Cr_{1,104} Fe_{0,124}) O_4$	XIV	>
$(Mg_{0,418} Fe_{0,582}) (Al_{0,730} Cr_{1,126} Fe_{0,144}) O_4$	XV	>
$(Mg_{0,392} Fe_{0,608}) (Al_{0,738} Cr_{1,172} Fe_{0,090}) O_4$	XVI	Пласт 10
$(Mg_{0,383} Fe_{0,617}) (Al_{0,790} Cr_{1,120} Fe_{0,090}) O_4$	XVII	>
$(Mg_{0,406} Fe_{0,594}) (Al_{0,772} Cr_{1,138} Fe_{0,090}) O_4$	XVIII	>
$(Mg_{0,407} Fe_{0,593}) (Al_{0,782} Cr_{1,128} Fe_{0,090}) O_4$	XIX	Пласт 11
$(Mg_{0,395} Fe_{0,605}) (Al_{0,770} Cr_{1,136} Fe_{0,094}) O_4$	XX	>
$(Mg_{0,342} Fe_{0,658}) (Al_{0,506} Cr_{1,186} Fe_{0,308}) O_4$	I	Пласт 12
$(Mg_{0,448} Fe_{0,552}) (Al_{0,676} Cr_{1,138} Fe_{0,188}) O_4$	II	>
$(Mg_{0,429} Fe_{0,571}) (Al_{0,700} Cr_{1,112} Fe_{0,188}) O_4$	III	>
$(Mg_{0,452} Fe_{0,548}) (Al_{0,732} Cr_{1,058} Fe_{0,210}) O_4$	IV	Пласт 13
$(Mg_{0,468} Fe_{0,532}) (Al_{0,716} Cr_{1,074} Fe_{0,210}) O_4$	V	>
$(Mg_{0,458} Fe_{0,542}) (Al_{0,746} Cr_{1,064} Fe_{0,190}) O_4$	VI	>
$(Mg_{0,461} Fe_{0,539}) (Al_{0,758} Cr_{1,052} Fe_{0,190}) O_4$	VII	>
$(Mg_{0,391} Fe_{0,609}) (Al_{0,738} Cr_{1,070} Fe_{0,192}) O_4$	VIII	Пласт 14
$(Mg_{0,412} Fe_{0,588}) (Al_{0,716} Cr_{1,096} Fe_{0,188}) O_4$	IX	>
$(Mg_{0,350} Fe_{0,650}) (Al_{0,700} Cr_{1,070} Fe_{0,230}) O_4$	X	Пласт 15
$(Mg_{0,383} Fe_{0,617}) (Al_{0,716} Cr_{1,050} Fe_{0,224}) O_4$	XI	>
$(Mg_{0,389} Fe_{0,611}) (Al_{0,712} Cr_{1,030} Fe_{0,228}) O_4$	XII	>
$(Mg_{0,412} Fe_{0,588}) (Al_{0,670} Cr_{0,990} Fe_{0,340}) O_4$	XIII	Пласт 16

Номера образцов даны по работе Ван-дэр Вальта (Van der Walt, 1942) и данным табл. 48—50.

аккумулировали  $\text{FeO}$ , накапливающуюся в силикатном расплаве, по мере ухода  $\text{MgO}$  в кристаллизующиеся силикаты. Это хорошо видно на диаграмме (рис. 45), показывающей изменение состава ромбического пироксена в разрезе Бушвельдского лополита.

Из диаграммы следует, что при переходе от нижнего пласта к верхнему происходило увеличение железистости силикатов и силикатных расплавов, которая затем резко падала после кристаллизации очередного слоя хромитов. Таким образом, рудные хромшпинели выступали здесь как концентраторы железа и регуляторы хода эволюции состава кристаллизующейся магмы. Образование их обусловило зигзагообразный ход кристаллизационной дифференциации магмы, давшей Бушвельдский лополит. Из этих данных видно, что хром как бы «подчищает» магматические расплавы в отношении железа на каждом этапе их кристаллизации. Эта черта его видна на диаграммах (рис. 46, см. рис. 44), отображающих особенности состава раннемагматических хромитов. В пределах одного и того же пласта железистость хромитов изменялась прямопропорционально их хромистости. С увеличением последней возрастала и железистость. В этом отношении раннемагматические хромиты имеют много общего с акцессорными (см. рис. 43), рассмотренными выше.

На диаграмме (см. рис. 44) видно, что в процессе формирования Бушвельдского лополита кристаллизовались все более бедные хромом хромиты в результате увеличения в их составе трехвалентного железа, что хорошо видно на кривой, показывающей изменение в хромитах отношения  $f'$ . Таким образом, уменьшение хромистости этих минералов обусловлено возрастанием в их составе содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а не валового железа, как считал Ван-дер Вальт и др.

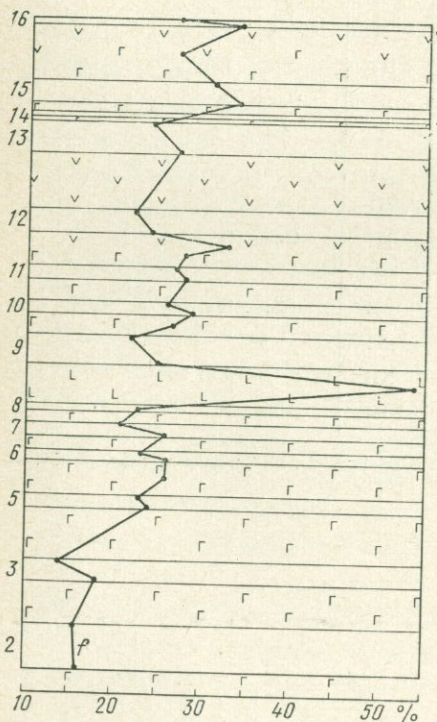


Рис. 45. Характер изменения железистости ромбического пироксена, сосуществующего с хромитами в разрезе Бушвельдского лополита по данным Ван-дер Вальта (1942)

Цифры слева — порядковые номера пластов хромитов. Обозначения условных знаков см. на рис. 44

Известно, что увеличение химического потенциала кислорода в метаморфических и метасоматических растворах ведет к уменьшению железистости образующихся силикатных минералов. Приведенные диаграммы (рис. 44) показывают, что кристаллизация Бушвельдского лополита происходила несколько по-иному. Здесь, как видно по увеличению содержания трехвалентного железа в кристаллизовавшихся хромитах, по мере эволюции магмы, происходило возрастание химической активности кислорода. Однако оно, как можно судить по диаграммам, сопровождалось в общем не уменьшением, чего следовало бы ожидать, а увеличением железистости хромитов и сосуществующих с ними ромбических пироксенов. Такое безразличие силикатов к изменениям химической активности кислорода характерно и для большинства других нехромитоносных дифференцированных интрузий, среди которых можно отметить никеленосные массивы Норильска, Монче-Тундры, Станового хребта, а также титаносные анортозиты Джугджура. Снизу вверх в них залегают породы, содержащие все более железистые силикаты и характеризующиеся все более высоким отношением  $\frac{Fe_2O_3 \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3}$ .

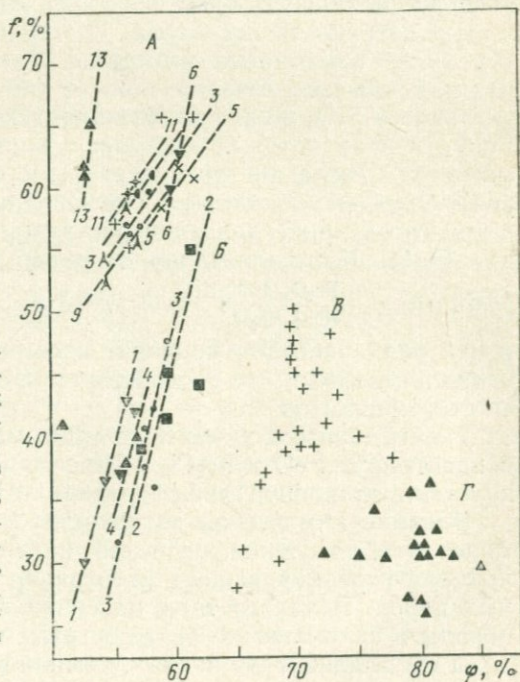


Рис. 46. Диаграмма соотношения железистости и хромистости в рудных хромшпинелидах Бушвельдского (А); Саратовского (Б), Хабаровского (В) и Кемпирсайского (Г) массивов. Цифры на диаграмме для А и Б отвечают номерам пластов хромита в табл. 48 и 51. Значки на линиях означают принадлежность хромита к определенному пласту. Для В и Г они показывают на принадлежность хромитов к рудным залежам

Одной из причин повышения железистости обычно считают возрастание щелочности, но это, видимо, не совсем правильно. Увеличение щелочности расплавов, как известно, приводит к повышению степени окисления железа в ряде минералов (эгирин, омфацит, глаукофан). В породах оно способствует возрастанию отношения  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ . Поэтому в расплавах следует ожидать уменьшение роли FeO и кристаллизации все более магнезиальных силикатов по мере возрастания щелочности. Но этого не происходит потому, что решающим фактором при кристаллизации магмы является снижение температуры. Важное значение имеет также химическая активность SiO<sub>2</sub> и кристаллизация минералов, которые могут выполнять роль разгрузчиков магмы в отношении трехвалентного железа (хромиты, магнетит, титаномагнетит). В отношении хрома и двухвалентного железа мы это видели выше на примерах состава хромитов и гиперстена из почвы и кровли рудных пластов.

Снижение температуры определяет генеральное направление в эволюции магмы и способствует кристаллизации все более низкотемпературных и железистых минералов. Оно благоприятствует также накоплению щелочей в более поздних расплавах. Оба эти фактора — снижение температуры и увеличение активности щелочей, например Na<sub>2</sub>O, — способствуют возрастанию в расплаве количества трехвалентного железа и увеличению химической активности кислорода. И тем не менее кристаллизуются все более железистые минералы. Такое поведение силикатов, как нам кажется, связано, помимо температуры, с возрастанием активности SiO<sub>2</sub> и кристаллизацией минералов — концентраторов Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в роли которых выступают хромиты, магнетит и титаномагнетит. Последние по сравнению с силикатами характеризуются большей «емкостью» в отношении трехвалентного железа и при своей кристаллизации разгружают расплав от концентраций Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Кристаллизация их ведет к понижению в расплаве отношения  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$  и, стало быть, способствует увеличению в ней роли FeO. Это приводит к снижению химического потенциала кислорода, что способствует кристаллизации более железистых силикатов.

Таким образом, хромиты, а также магнетит и титаномагнетит, концентрируя FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в известной мере влияют на процесс кристаллизационной дифференциации магмы.

Влияние химической активности SiO<sub>2</sub> как важного фактора минералообразования особенно наглядно проявляется в крупных дифференцированных интрузивах основных и ультраосновных пород. В такого типа массивах снизу вверх формируются породы и силикаты все более богатые кремнекислотой (плаггиоклазы от основных до кислых, темноцветы от оливина до амфи-

болов) благодаря явлениям гравитационной дифференциации в жидкой магме, а также при ее кристаллизации. Оба вида дифференциации в конечном итоге приводят к образованию в верхних частях магматических камер качественно новых расплавов, обогащенных  $\text{SiO}_2$ . Увеличение в расплаве активности  $\text{SiO}_2$  под влиянием указанных факторов ведет к снижению температуры его кристаллизации, так как способствует образованию все более кислых плагиоклазов, в парагенезе с которыми могут находиться лишь более железистые и низкотемпературные минералы.

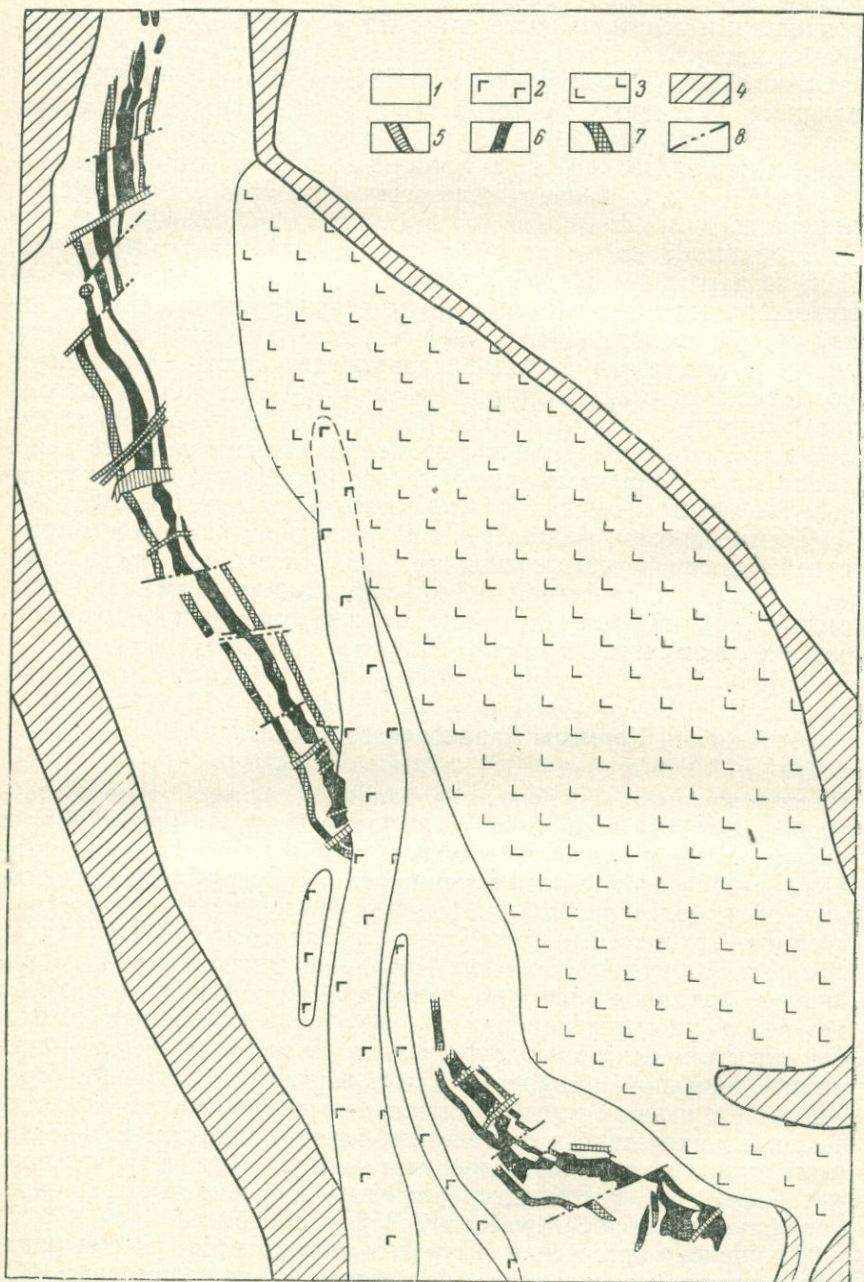
Этот вывод вытекает и из анализа диаграммы (рис. 44). Так, по характеру кривой  $f'$  можно судить, что увеличение химического потенциала  $\text{O}_2$  при формировании пироксенитов нижней части лополита (между 5—8 пластами хромита) при постоянстве  $\mu_{\text{SiO}_2}$  привело к уменьшению железистости гиперстена и хромита. В верхних же слоях (между 10—16 пластами хромитов), несмотря на возрастание  $\mu_{\text{O}_2}$ , образовались, наоборот, более железистые хромиты и силикаты, в связи с тем, что здесь имело место возрастание химического потенциала  $\text{SiO}_2$  и образование анортозитов с все более кислым плагиоклазом.

Таким образом, благодаря явлениям гравитационной и кристаллизационной дифференциации магматических расплавов,  $\mu_{\text{SiO}_2}$  может, в известной мере, рассматриваться как независимый фактор, определяющий состояние равновесия системы.

### Хромиты Сарановского комплекса

Месторождение расположено в западной краевой зоне Уральской складчатой области и, по работам И. А. Зимина (1938) и других исследователей, представлено двумя мелкими линзовидными в плане интрузивами гарцбургитов. Среди последних различаются более ранние гипидиоморфнозернистые разности и поздние — рудоносные гарцбургиты пойкилофитовой структуры. Возраст интрузий (Соболев, 1963) — позднедевонский. Сарановское месторождение, по данным И. А. Зимина, возникло в результате дифференциации и расслоения габбро-перидотитовой магмы на некоторой глубине, а затем под влиянием тектонических движений оказалось в более верхних структурных горизонтах. По нашему мнению, главная масса рудных тел является раннемагматической и по генезису близкой к рудам Бушвельдского комплекса. Д. С. Штейнберг считает руды Сарановского месторождения по генезису близкими к рудам стратифицированного комплекса Stillwater в Северной Америке.

Наиболее интересная интрузия перидотитов рассматриваемого комплекса, как видно из геологической карты (рис. 47),



имеет вид узкой залежи, несколько выпуклой в средней части на запад и залегающей среди кварцево-сланцевых сланцев, вероятно, силура. Залежь падает на северо-восток под углом  $60-40^\circ$ , причем с глубиной ее падение выполаживается до  $40^\circ$ , по данным буровых работ. Изогнутая форма интрузии в плане и выполаживание углов падения в вогнутой части делают ее весьма сходной с лополитом.

Хромитовые руды месторождения образуют в массиве ультраосновных пород три залежи — Западную, Центральную и Восточную, которые протягиваются на значительное расстояние без существенного изменения в мощности. В этом отношении они уникальны и не имеют примеров среди месторождений хромитов СССР.

Наиболее мощной является Центральная залежь. Мощности Западной и Восточной каждая вдвое меньше. Буровыми работами установлено, что с глубиной мощность залежей постепенно увеличивается и появляется четвертая залежь.

Тела хромитовых руд залегают в средней части разреза массива перидотитов и соответственно изогнуты. Они, как и массив, падают круто на северо-восток ( $60-70^\circ$ ). Угол падения с глубиной постепенно выполаживается до  $40^\circ$ , что отмечается по данным буровых работ. Все рудные тела рассечены поперечными сбросами и взбросами, по которым следуют маломощные жилы порфиритов, превращенные в тремолит-хлоритовые сланцы. Залежи хромитов пересекаются также более поздними и диагональными к лопалиту дайками диабазов, имеющими субмеридиональное простираение и разделяющими месторождение на северную и южную части. Мощность наиболее крупной дайки составляет десятки метров. В жилах порфиритов и в дайках диабазов, по данным многих исследователей, имеются включения и жилки хромита следующего состава:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 49,2%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,2%;  $\text{FeO}$  — 27,5%;  $\text{MgO}$  — 13,4%. Жилки хромита в диабазах указывают, по нашему мнению, на принадлежность этих пород и перидотитов к единому интрузивному комплексу ультраосновных и основных пород.

Восточнее, вдоль контакта перидотитов с вмещающими породами, располагается линзовидное тело лейкократовых габбро. Положение его по отношению к перидотитам таково, что лейкократовое габбро можно рассматривать как дифференциат магмы, давшей хромитоносный комплекс пород.

Рис. 47. Схема геологического строения Сарановского месторождения хромитов

1 — серпентиниты ( $\sigma D_3$ ); 2 — диабазы; 3 — габбро ( $\nu D_3$ ); 4 — кварцево-сланцевые сланцы (S); 5 — тремолит-хлоритовые породы, возникшие за счет даек порфиритов; 6 — залежи хромитов; 7 — отработанные участки; 8 — сдвиг-сбросы

Хромитовые руды месторождения являются интересными с точки зрения их состава и условий формирования. Рудные тела здесь не похожи большей частью на хромитовые образования гистеромагматических месторождений.

Текстуры и структуры руд также своеобразны и заслуживают специального рассмотрения. Хромиты месторождения имеют различное происхождение. Главная масса их является раннемагматической.

Кроме раннемагматических, на месторождении имеются и гистеромагматические хромиты, а также хромиты, возникшие в результате перекристаллизации первичных руд в зонах гиперстенизации и образования гарцбургитов пойкилитовой структуры.

Оба типа не представляют практического интереса. Первые имеют характер мелких жилок в габбро-диабазе и серпентинитах, а вторые встречаются в виде неправильных шлиров и участков, выполненных полностью или частично крупными (до 1 см) октаэдрическими кристаллами хромита.

#### Некоторые черты морфологии рудных тел и интрузии перидотитов

Выше отмечалось, что рудные тела месторождения характеризуются удивительной выдержанностью их мощности по простиранию и падению. В обычных же гистеромагматических месторождениях хромитов мощность рудных тел изменяется, как правило, на расстоянии нескольких или десятков метров. Это дает основание рассматривать залежи хромитов месторождения как «пласты», которые, видимо, образовались в результате кристаллизационной дифференциации магмы, а не в результате инъекции рудного расплава в затвердевшие породы.

Установлено, что с глубиной пласты хромитовых руд залегают все более полого, появляются новые пласты, увеличивается их мощность и качество руд. В этом отношении рассматриваемая интрузия перидотитов имеет много общего со стратифицированными интрузиями, содержащими пласты сингенетических медно-никелевых руд. Поведение рудных тел ее напоминает в известной мере характер расположения угольных пластов в угленосных впадинах. В плане залежи хромитов месторождения изогнуты соответственно вмещающим их интрузиям перидотитов. И интрузия и пласты хромитов падают в сторону вогнутости их в плане.

Сказанное выше позволяет предполагать, что рассматриваемый перидотитовый массив является стратифицированным лополитом, выведенным из первоначального залегания тектоническими движениями. Об интенсивности последних говорит и обилие поперечных нарушений рудных пластов.

Отметим, что явления расслоения и вертикальной стратификации пород встречаются не только в базитовых, но и в гипербазитовых массивах. Для ряда Уральских интрузий ультраосновных пород это хорошо было показано Г. А. Соколовым (1948), Н. В. Павловым (1949) и В. П. Логиновым и др. (1940) и указывалось выше. Вертикальная зональность этих массивов была подтверждена нами при исследовании акцессорных хромшпинелидов (см. фиг. 41). Оказалось, что состав их в различных фациях стратифицированных массивов закономерен. Это свидетельствует о том, что уже в стадию кристаллизации акцессорных хромитов, образующихся, как правило, после оливина, но до бронзита и диопсида, исходный магматический расплав оказывается дифференцированным на ряд частных расплавов, неодинаковых по химическому составу, которые закономерно сменяют друг друга по вертикали.

Таким образом, геологические и минералого-петрографические исследования со всей очевидностью свидетельствуют о том, что вертикальная расслоенность гипербазитовых массивов, связанная с гравитационной и кристаллизационной дифференциацией их магмы, есть явление реальное и довольно распространенное. С тектонической точки зрения это вполне естественно, поскольку гипербазиты образуются намного раньше интенсивных складчатых движений области, в которой они находятся.

#### Структурно-текстурные особенности руд и пород

Руды месторождения поражают однообразием структуры и текстуры, что не свойственно гистеромагматическим хромитам. Это — мелкозернистые и разномелкозернистые массивные образования темно-серой, почти черной окраски. В краевых частях пластов встречаются тонкополосчатые или тонкослоистые разности, в которых чередуются тонкие и выдержанные полоски, сложенные одним хромитом или серпентином по оливину.

Микроскопически руды представляют почти сплошной агрегат октаэдрических зерен хромита близких размеров с ясно выраженной огранкой или с закругленными углами. Реже это округлые изометричные зерна. В качестве примеси присутствуют такие вторичные минералы, как хризотил и антигорит, иногда кальцит, хлорит, которые выполняют промежутки там, где зерна хромита не прилегают плотно друг к другу. Местами наблюдается грануляция октаэдрических зерен хромита на границе их с серпентином, благодаря которой углы их становятся закругленными, а в прилегающем серпентине образуются скопления мельчайших зерен вторичного пылеватого магнетита. Присутствуют также кальцит, нередко зеленый хромистый хлорит.

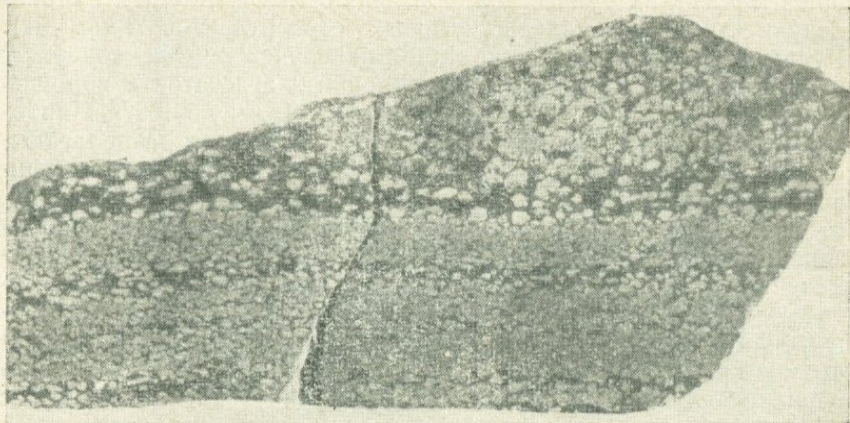
Для выяснения генетических особенностей месторождения большой интерес представляет горизонт тонкополосчатых рудных серпентинитов, залегающий под главными залежами хромитов. Мощность его составляет 4—6 м. В его пределах видно, как тонкие (0,5—2 см) полоски, сложенные существенно серпентином и содержащие небольшую примесь хромита, чередуются с частыми, существенно рудными (хромитовыми) полосками (рис. 48). При малой мощности эти полоски удивительно выдержаны и прослеживаются на десятки метров. Этого никогда не наблюдается в типичных гистеромагматических месторождениях.

Хромит в рудных тонкополосчатых серпентинитах, как правило, образует мелкие (0,3—0,5 мм) октаэдрические зерна, группирующиеся в цепочки вокруг зерен оливина, величиной до 1—2 мм, нацело замещенных серпентином (хризотилом, реже антигоритом). Некоторые зерна хромита имеют закругленные углы. Наряду с мелкими изредка встречаются и более крупные зерна хромита, контуры которых определяются характером границ оливина.

При большом скоплении зерен оливина структура породы становится сидеронитовой, а текстура — полосчатой.

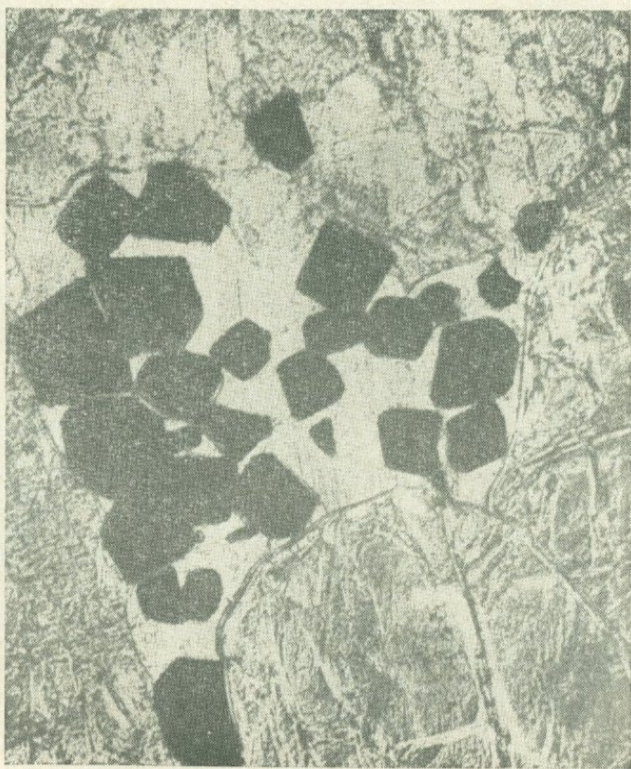
Под микроскопом видно, что образование хромита тонкополосчатого комплекса происходило после оливина, но до появления в породах ромбического пироксена. Об этом можно судить по многочисленным пойкилоофитовым включениям слегка округленных зерен хромита в псевдоморфозах бастита по ромбическому пироксену (вероятно, бронзиту), как видно на рис. 49. Местами бронзит образовывался в виде узких каемок на границе зерен хромита и оливина. Зерен бронзита, свободных от включений хромита, нигде не наблюдалось. Это показывает, что главная масса хромита на месторождении формировалась весьма рано и до образования бронзита гипидиоморфнозернистых гарцбургитов. В этом отношении хромиты рассматриваемого месторождения имеют много общего с рудами из бронзититов Бушвельда, где бронзит, содержащий реликты оливина, также оказывается переполненным включениями мелких зерен хромита (Sampson, 1932).

В полосе тонкополосчатых рудных серпентинитов наблюдаются и неправильные участки неясной конфигурации, представленные массивными порфиробластовыми серпентинитами. От обычных и тонкополосчатых рудных серпентинитов они отличаются крупными (1—2 см) порфиробластами бронзита, превращенными в бастит, а также беспорядочным расположением в них зерен хромита (рис. 50). Хромит в таких серпентинитах распределяется в виде неправильных пятен и шлиров, сгущений и разрежений из отчетливо октаэдрических зерен с хорошей огранкой и самой разной величины. Местами отчетливо видно, что контуры массивных порфиробластовых серпентинитов и



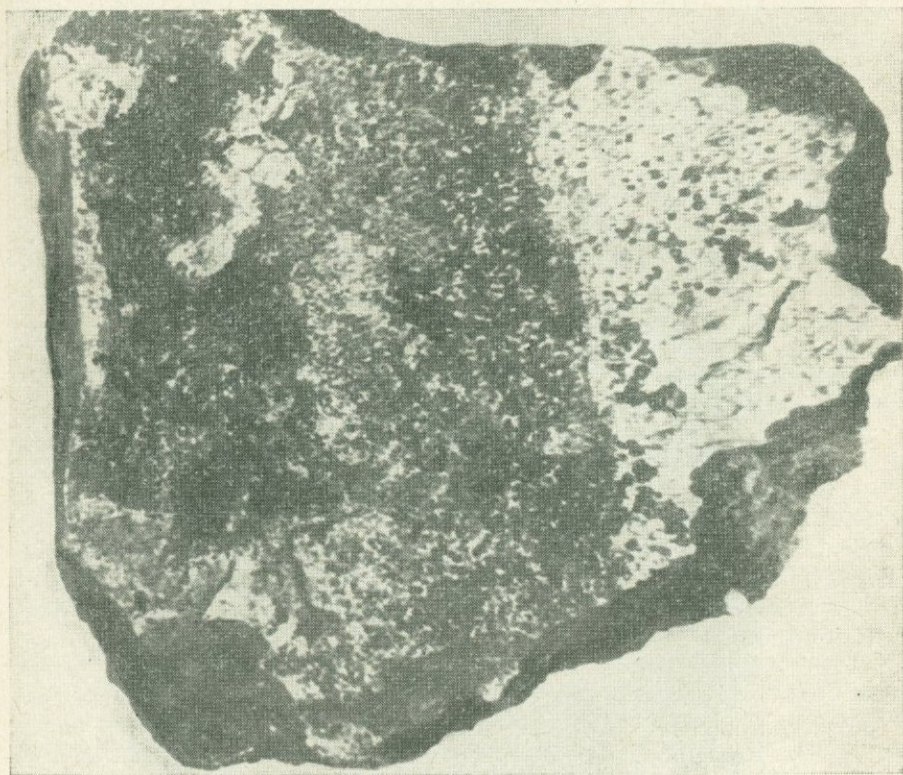
**Рис. 48.** Характер распределения хромита в тонкопосчатом комплексе, подстилающем хромитовые залежи Сарановского месторождения. Нат. вел.

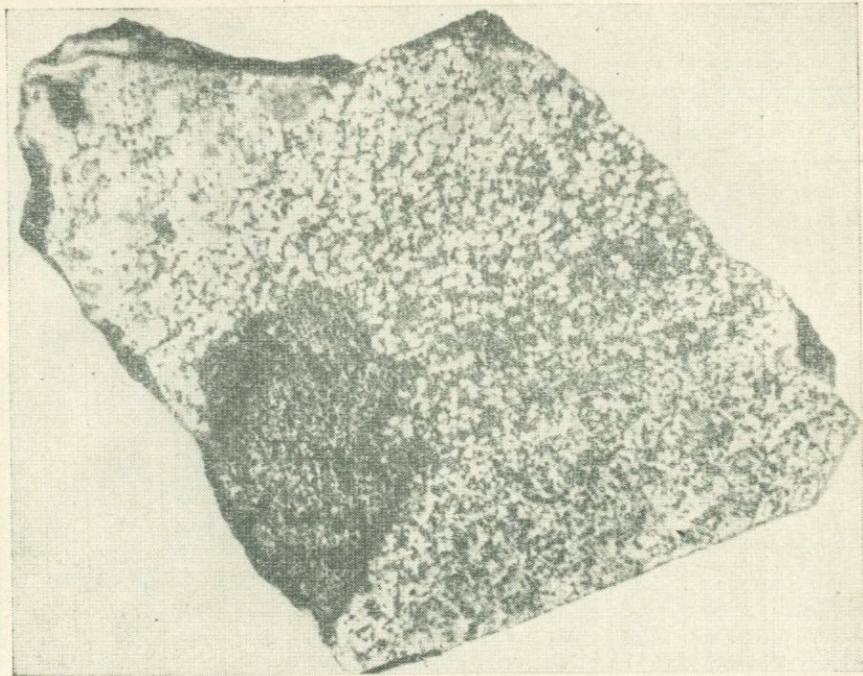
**Рис. 49.** Бастит, содержащий включения зерен хромита. Полосчатый рудный комплекс из лежачего бока рудных залежей. Ув. 72, без анализатора



ориентировка их рудных шлиров являются секущими к направлению структуры тонкопосчатых серпентинитов (рис. 51). Рудные шлиры в порфиробластовых серпентинитах содержат разнозернистый хромит в виде сплошных агрегатов с хорошей огранкой отдельных зерен, величиной от 1 мм до 1 см. Наиболее крупные и хорошо ограненные зерна хромита располагаются в средней части шлиров. Это позволяет считать, что порфиробластовые гарцбургиты на рассматриваемом месторождении, развитые к тому же локально, являются более поздними образованиями, чем главная масса хромита и хромитовых руд. Появление их в поле рудных образований связано с явлениями метасоматического развития бронзита, имевшими место после формирования главной массы руд. При образовании крупнозернистого (видимо, пегматоидного) бронзита происходили также перераспределение и перекристаллизация первичного хромита с образованием неправильных разнозернистых его агрегатов в виде шлиров и пятен. На пегматоидный характер всех этих

**Рис. 50.** Порфиroidный гарцбургит с неправильным и неравномерным (пятнистым и шлировым) распределением хромита. Нат. вел.





**Рис. 51.** Образец из контакта полосчатого комплекса с более поздним порфиroidным гарцбургитом, содержащим шпир из хорошо ограненных кристаллов хромита. В средней части шпир октаэдры хромита более крупны, чем по краям. Наряду с хромитом присутствует карбонат. По мере удаления от шпир форма зерен хромита становится все более неправильной, а структура минерального агрегата сидеронитовой. Нат. вел.

поздних минеральных агрегатов указывают крупные размеры их зерен (хромита и бронзита), крайняя неравнозернистость и высокая степень совершенства огранки кристаллов хромита. Все это свидетельствует о большой роли летучих при формировании порфиробластовых гарцбургитов и служит дополнительным указанием в пользу того, что главная масса хромитовых руд не имеет к последним никакого отношения.

#### Некоторые черты состава руд и хромшпинелидов

Пластовые руды месторождения характеризуются поразительным постоянством состава. Например, в Центральной залежи колебания в содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  большого числа проб составляют соответственно 0,8; 1,28; 0,51%. Уже это одно отличает их резко от хромитовых руд обычных гистеромагмати-

Таблица 51

Химический состав (в вес.%) и формулы рудных хромшпинелидов

Обр., №	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
75/1	2,04	5,66	17,19	0,66	16,49	0,25	0,61	14,15	43,06	100,41
75/2	1,75	6,27	16,83	0,71	17,67	0,27	0,26	13,75	42,48	99,99
75/3	2,33	6,59	15,36	0,70	18,27	0,20	0,22	14,56	42,00	100,23
76/1	2,86	4,81	17,02	0,68	16,61	0,21	1,95	13,25	43,03	100,42
76/2	2,38	4,29	17,76	0,66	16,49	0,18	0,74	13,91	43,23	99,64
76/3	1,70	5,12	16,65	0,73	16,65	0,21	0,95	14,31	44,04	100,36
76/4	2,16	4,92	16,28	0,68	16,28	0,17	0,82	14,21	44,14	99,66
76/5	2,12	5,02	16,46	0,66	16,93	0,18	1,01	14,31	43,43	100,12
76/6	2,64	4,93	16,28	0,67	16,77	0,15	0,65	14,61	43,13	99,83
77/1	1,96	5,61	16,65	0,72	16,26	0,36	0,71	14,21	43,43	99,91
77/2	3,52	2,88	20,72	0,68	11,85	0,67	1,14	14,11	43,32	98,89
77/3	2,54	4,99	17,02	0,68	15,95	0,18	0,54	14,11	43,98	99,99
77/4	3,68	4,02	17,02	0,68	16,69	0,17	0,57	14,31	42,32	99,46
77/5	5,30	2,59	18,32	0,66	16,15	0,38	1,75	14,71	41,66	100,52
78/2	2,33	6,28	16,09	0,70	17,95	0,20	0,27	13,91	42,75	100,48
78/3	2,64	6,20	15,36	0,75	18,50	0,15	0,32	14,07	42,16	100,25
78/4	1,88	5,97	16,74	0,73	17,85	0,25	0,32	14,65	42,00	100,39
78/5	1,74	8,26	14,81	0,71	17,14	0,22	0,51	14,75	42,27	100,41
78/6	1,54	7,38	15,91	0,71	17,87	0,20	0,18	14,57	41,97	100,33
1182/а	5,36	9,98	13,31	0,61	16,52	0,48	0,08	15,46	38,13	99,93
1182/б	5,84	9,57	14,66	0,60	16,13	0,51	0,05	15,46	37,03	99,85

*Восточная рудная залежь (пласт 4)*

Обр., №

 $(Mg_{0,599}Fe_{0,401})(Al_{0,656}Cr_{1,142}Fe_{0,202})O_4$ 

75/1

 $(Mg_{0,590}Fe_{0,410})(Al_{0,700}Cr_{1,112}Fe_{0,188})O_4$ 

75/2

 $(Mg_{0,619}Fe_{0,381})(Al_{0,718}Cr_{1,124}Fe_{0,158})O_4$ 

75/3

*Центральная залежь (пласт 3)* $(Mg_{0,524}Fe_{0,476})(Al_{0,685}Cr_{1,189}Fe_{0,126})O_4$ 

76/1

 $(Mg_{0,577}Fe_{0,423})(Al_{0,696}Cr_{1,167}Fe_{0,167})O_4$ 

76/2

 $(Mg_{0,624}Fe_{0,376})(Al_{0,651}Cr_{1,155}Fe_{0,194})O_4$ 

76/3

 $(Mg_{0,631}Fe_{0,369})(Al_{0,614}Cr_{1,156}Fe_{0,200})O_4$ 

76/4

 $(Mg_{0,683}Fe_{0,317})(Al_{0,646}Cr_{1,108}Fe_{0,246})O_4$ 

76/5

 $(Mg_{0,592}Fe_{0,408})(Al_{0,676}Cr_{1,159}Fe_{0,165})O_4$ 

76/6

*Западная залежь (пласт 2)* $(Mg_{0,610}Fe_{0,390})(Al_{0,654}Cr_{1,144}Fe_{0,202})O_4$ 

77/1

 $(Mg_{0,561}Fe_{0,439})(Al_{0,592}Cr_{1,236}Fe_{0,282})O_4$ 

77/2

 $(Mg_{0,584}Fe_{0,416})(Al_{0,640}Cr_{1,186}Fe_{0,174})O_4$ 

77/3

 $(Mg_{0,548}Fe_{0,452})(Al_{0,702}Cr_{1,188}Fe_{0,110})O_4$ 

77/4

 $(Mg_{0,447}Fe_{0,553})(Al_{0,713}Cr_{1,229}Fe_{0,058})O_4$ 

77/5

Вторая западная залежь (пласт I)

	Обр., №
(Mg <sub>0,575</sub> Fe <sub>0,425</sub> ) (Al <sub>0,708</sub> Cr <sub>1,135</sub> Fe <sub>0,157</sub> ) O <sub>4</sub>	78/2
(Mg <sub>0,570</sub> Fe <sub>0,430</sub> ) (Al <sub>0,73</sub> Cr <sub>1,121</sub> Fe <sub>0,149</sub> ) O <sub>4</sub>	78/3
(Mg <sub>0,698</sub> Fe <sub>0,302</sub> ) (Al <sub>0,672</sub> Cr <sub>1,059</sub> Fe <sub>0,289</sub> ) O <sub>4</sub>	73/4
(Mg <sub>0,629</sub> Fe <sub>0,371</sub> ) (Al <sub>0,669</sub> Cr <sub>1,107</sub> Fe <sub>0,224</sub> ) O <sub>4</sub>	78/5
(Mg <sub>0,633</sub> Fe <sub>0,367</sub> ) (Al <sub>0,687</sub> Cr <sub>1,084</sub> Fe <sub>0,229</sub> ) O <sub>4</sub>	78/6
(Mg <sub>0,435</sub> Fe <sub>0,565</sub> ) (Al <sub>0,710</sub> Cr <sub>1,100</sub> Fe <sub>0,190</sub> ) O <sub>4</sub>	1182/a*
(Mg <sub>0,507</sub> Fe <sub>0,493</sub> ) (Al <sub>0,667</sub> Cr <sub>1,107</sub> Fe <sub>0,226</sub> ) O <sub>4</sub>	1182/б**

\* Хромиты из центра шлира в порфирированных гарцбургитах.

\*\* Из краевой части того же шлира на контакте с полосчатым вкрапленным в мелкозернистых гиндиоморфнозернистых гарцбургитах.

ческих месторождений и сближает с рудами бушвельдского комплекса, рассмотренного выше, которые в пределах пласта обнаруживают в общем незначительные изменения состава. С глубиной, по данным ряда исследователей, в рудных залежах увеличивается среднее содержание хрома и магния, а количество глинозема и железа уменьшается.

Таким образом, руды краевых частей залежей характеризуются более низким содержанием хрома и магния и более высоким железа и глинозема, по сравнению с рудами внутренних центральных частей их, располагающимися в средней, более глубокой, части лополита. В этом отношении они резко отличаются от гистеромагматических руд, состав которых в данной работе анализируется в следующей главе.

Другой важной особенностью состава описываемых хромитов, сближающей их с хромитами Бушвельда, является уменьшение содержания примесей силикатов при переходе от кровли к почве каждого данного пласта. В рудных залежах минимум содержания примесей в виде SiO<sub>2</sub> приходится на нижнюю треть пласта и возрастает к кровле, по данным большого числа химических анализов. Это видно и из анализов руды по одной из канав, от всячего к лежащему боку Центральной залежи:

SiO<sub>2</sub> содержится 5,40% (всячий бок пласта); 4,92%; 4,73%; 4,44%; 4,74% (лежащий бок пласта).

В процессе ознакомления с месторождением автором для изучения состава хромшпинелидов были отобраны штучные пробы руд из всех четырех залежей. Из фракции 0,1—0,2 мм после обработки разбавленной HCl, отмучивания и удаления магнитной фракции были получены концентраты, анализы которых приводятся в табл. 51, здесь же даются формулы пересчета этих анализов на состав хромшпинелидов.

Вычислены хромистость хромитов ( $f$ ), железистость ( $f'$ ), глиноземистость ( $f''$ ), отношение  $f'$  и общая железистость хромшпинелидов, которые представлены в виде диаграммы (рис. 52).

Из диаграммы и кристаллохимических формул видно, что хромшпинелиды верхних трех залежей более железисты и хромисты, по сравнению с хромитами нижнего (второго западного)

пласта, обнаруженного при бурении на глубине. Это доказывает его самостоятельность в разрезе. Нижняя залежь характеризуется также более высокой глиноземистостью, высоким отношением  $f'$  и меньшей общей железистостью ( $f_o$ ) хромитов, по сравнению с верхними пластами.

В дальнейшем, как видно из диаграммы, формирование более железистых и хромистых хромитов верхних трех пластов происходило следующим образом. В них уменьшались хромистость и железистость и возрастали глиноземистость и отношение  $f'$ . Снижалась такая общая железистость хромитов, хотя и оставалась более высокой, чем в самой нижней залежи. По этим и указанным выше особенностям хромиты рассматриваемого месторождения сходны с хромитами Бушвельда из бронзититов средней части разреза (пласты 5—8; см. фиг. 44).

При формировании большинства пластов рассматриваемого месторождения от почвы к кровле возрастала железистость ( $f$ ) и общая железистость ( $f_o$ ) хромитов и лишь в одном случае наблюдалось их уменьшение. Это сближает хромитовые руды рассматриваемого месторождения с хромитами ряда пластов Бушвельдского массива (пласта I, II), но отличает их от хромшпинелидов других пластов.

Диаграмма показывает, что железистость хромитов в пластах изменялась в соответствии с изменениями общей железистости ( $f_o$ ) и химического потенциала  $Cr_2O_3$ , как можно судить по характеру графиков (рис. 52, 53, 54). Данные об эволюции состава хромшпинелидов Сарановского месторождения, приведенные выше, подтверждаются результатами массового опробования рудных залежей (4000 проб), опубликованными в работах В. Ф. Мягкова и В. Л. Баталова (1966). Средняя железистость хромитовой руды в Западной залежи по этим данным составляет 37,4%, в Центральной — 41,7%, в Восточной — 41,1%.

Таким образом, и результаты массового опробования хромитовых руд показывают возрастание их железистости от нижних к верхним залежам.

Итак, анализ морфологии, структуры и текстуры пород и руд, а также изучение состава их хромшпинелидов показывает, что хромитоносный интрузив представляет собой стратифицированный лополит и хромитовые руды его являются главным образом раннемагматическими образованиями. В строении массива имеется много черт, сближающих его со средней частью разреза Бушвельдского лополита (пласты 9—11). В известном смысле рассматриваемый интрузив представляет миниатюрный Бушвельдский массив Урала. С этой точки зрения, которая, как нам кажется, близка к ранее высказанным представлениям И. А. Зимина (1938) и Д. С. Штейнберга, и нужно в дальнейшем оценивать перспективы глубоких горизонтов Сарановского месторождения.

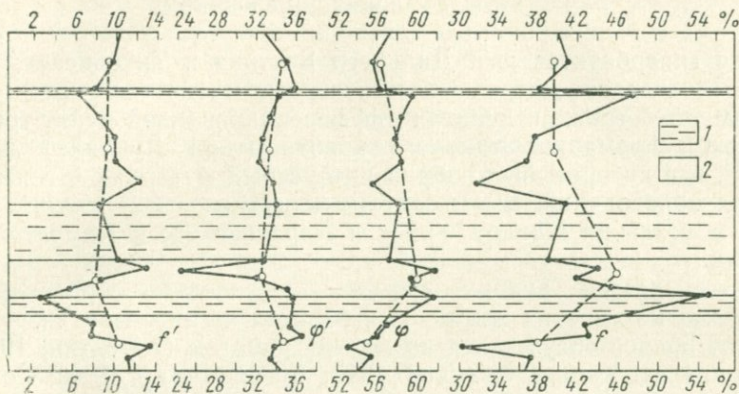
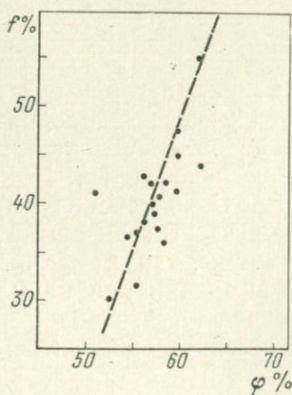
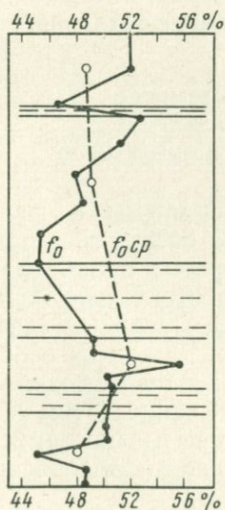


Рис. 52. Диаграмма изменения железистости ( $f$ ), хромистости ( $\varphi$ ), глиноземистости ( $\varphi'$ ), отношения ( $f'$ ) и средних значений этих характеристик (прерывистые линии) в хромшпинелях рудных залежей Сарановского месторождения

1 — серпентиниты; 2 — залежи хромитов

Рис. 53. Изменение общей железистости хромитов ( $f_0$ ) и среднего арифметического значения ее ( $f_{0cp}$ ) в серии рудных залежей Сарановского месторождения

Рис. 54. Диаграмма соотношения железистости и хромистости в хромшпинелидах Сарановского месторождения. Построена по данным табл. 51



## Гистеромагматические хромиты, их состав, парагенезы и условия образования

В ряде гипербазитов юга Дальнего Востока и Тихоокеанского складчатого пояса встречаются гистеромагматические хромиты. Они имеются также в дунитах дифференцированной дунит-гроктолитовой формации Станового хребта (гора Лукинда) и в КНДР, где автором был собран интересный материал о генезисе этих образований. Были рассмотрены рудные тела Кемпирсайского массива на Южном Урале и Карагинского в Камчатской области.

Ниже дается анализ состава и условий образования гистеромагматических хромитов в базитах и гипербазитах.

Этот вопрос обсуждался во многих работах (Бетехтин, 1937; Иванов, 1944; Кашин, Федоров, 1940; Логинов и др., 1940; Соколов, 1944; Павлов, 1949; Павлов и др., 1967, 1968, 1969; Кашкай, 1947; Bilgrami and Ingamells, 1960; Mathotra, 1956; Brownell, 1943; Cameron and Emerson, 1959; Donath, 1931; Fisher, 1929; Flint et al., 1948; Sampson, 1931, 1932, 1942; Thayer, 1943, 1946; Wijkerlooth, 1947; Stevens, 1944; Bateman, 1945; Shelgrove, 1943; Юань Ци-Линь и др., 1966).

Имеющиеся данные о хромитах, а также исследования, проведенные автором, показывают, что состав этих минералов зависит от многих условий и факторов. В числе последних важную роль играют характер исходной магмы, фациальные особенности интрузивов, химическая активность и дифференциальная подвижность компонентов  $FeO$ ,  $MgO$  и  $Fe_2O_3$  в расплавах, температура ( $T$ ), давление ( $P$ ) и химическая активность кислорода.

На генезис и парагенезы хромитов влияют также процессы перекристаллизации ультраосновных пород, которые совершаются под влиянием нагретых хромоносных расплавов.

### Зависимость состава хромитов от характера исходной магмы и фациальных особенностей интрузивов

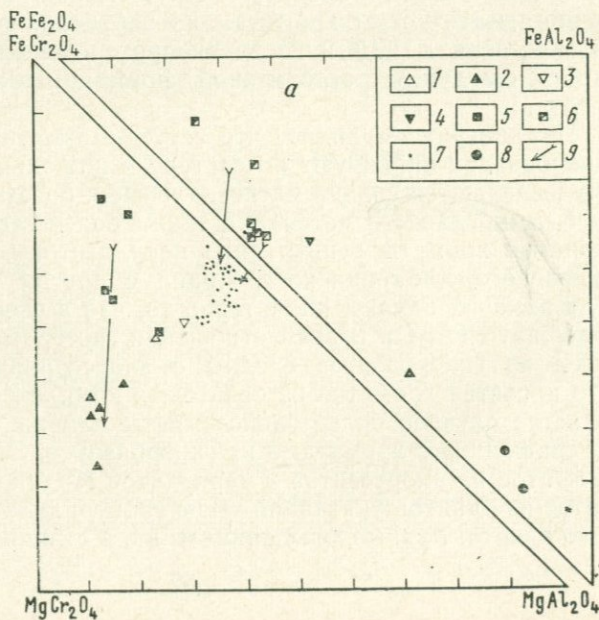
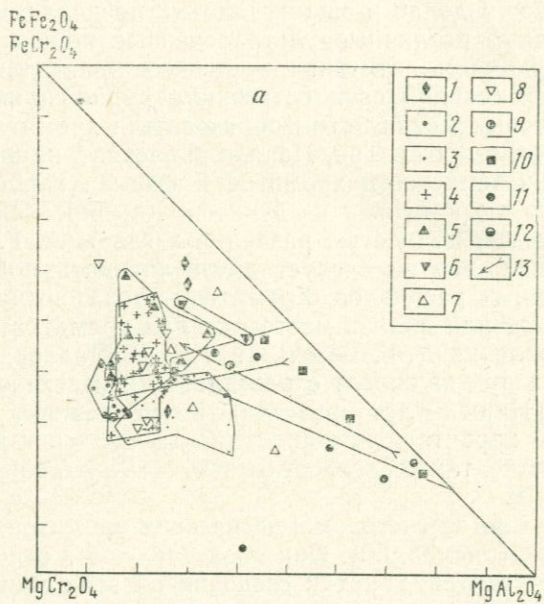
Вопрос о влиянии характера исходной магмы и фациальных особенностей массивов гипербазитов на состав гистеромагматических хромитов обсуждался неоднократно в работах указанных выше исследователей. Наиболее обстоятельно он был рассмотрен Г. А. Соколовым (1948) и Н. В. Павловым (1949). Павлов показал, что состав хромитов зависит как от особенностей исходной магмы, так и от частных расплавов, возникающих в ходе ее дифференциации на месте остывания. Этим исследователем установлено, что более железистые и глиноземистые хромиты существенно перидотитовых массивов (Сарановский, Верб-

люжьегорский и др.) образовались из магм с повышенным содержанием железа и глинозема, по сравнению с магмой, давшей магнезиальные дуниты и хромиты Кемпирсайского и других массивов. Сделан и еще вывод — «в пределах одного и того же интрузива различные ультраосновные породы, слагающие ту или иную часть интрузива, в процессе кристаллизации, по-видимому, формировали свои остаточные рудно-силикатные расплавы, из которых могли потом образоваться хромитовые руды» (Павлов, 1949, стр. 62). Так, Павлов объясняет, например, более высокую глиноземистость хромитов в фациях гарцбургитов, по сравнению с хромитами из дунитов, Кемпирсайского и других массивов. Он полностью разделял взгляды А. Г. Бетехтина, который писал, что не следует преувеличивать подвижной способности рудных расплавов. Хромитовые тела возникли в основном на месте или вблизи места распада хромитовых соединений. Представления А. Г. Бетехтина и Н. В. Павлова о генезисе хромитовых руд являются справедливыми и сейчас.

Ниже будут приведены новые данные, показывающие влияние характера исходной магмы на состав хромитов, которые будут также сопоставлены с аксессуарными хромшпинеллидами.

Состав гистеромагматических хромитов показан на диаграммах (рис. 55, 56). Они представляют в основном хромиты из гипербазитов, так как сведения об этих минералах из базитовых комплексов весьма скудны. Для сравнения на диаграммы нанесены также аксессуарные хромшпинели из разных пород и раннемагматические хромиты Бушвельдского и Сарановского массивов. Анализы этих минералов нами заимствованы из работ указанных выше авторов. Приведены также наши данные по гистеромагматическим хромитам из верхнепалеозойских гарцбургитов севера КНДР и из верхнепротерозойских дунитов, относящихся к дунит-троктолитовой формации базитов Станового хребта.

Из диаграммы видно, что гистеромагматические хромиты в гипербазитах варьируют по составу в широких пределах. Среди них выделяются сильно магнезиальные и богатые хромом хромиты Кемпирсайского массива, а также более глиноземистые и железистые хромиты существенно перидотитовых интрузивов: Халиловского, Хабаровинского, Крака и других тел гипербазитов. Для всех их, однако, характерно то, что в своем составе они не содержат  $FeAl_2O_4$ . В этом отношении гистеромагматические хромиты из гипербазитов сходны с аксессуориями из этих пород. Что касается хромитов из базитовых комплексов, то они в большинстве случаев более глиноземисты или же более железисты, по сравнению с хромитами из гипербазитов. Это характерно для хромитов из анортозитов и чарнокитов Индии, а также для хромитов из дунитов указанной выше габброидной формации Станового хребта. Рудные хромшпинели их, в отличие от гипербазитов,



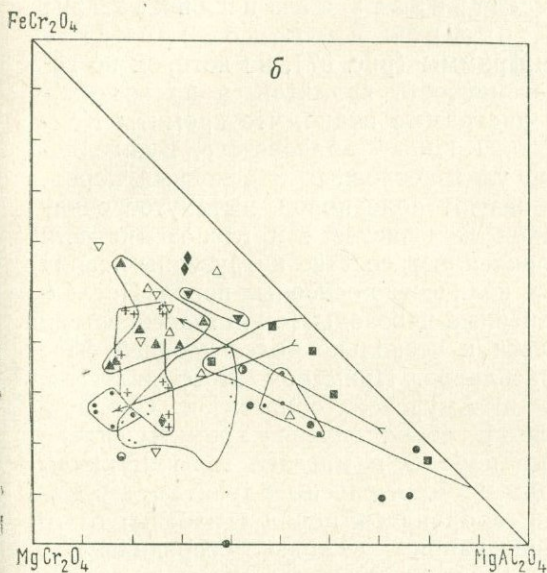


Рис. 55. Диаграмма состава гипербазитовых хромшпинелидов с учетом магнетитового компонента (а) и без него (б)

Рудные хромиты из дунитов:

- 1 — Азербайджана,
- 2 — южной части Кемпирсайского массива,
- 3 — Халидовского интрузива,
- 4 — Хабаровинского массива,
- 5 — Южного Крака,
- 6 — Севера КНДР,
- 7 — Пенжинской губы (из дунитов и гарцбургитов),
- 8 — Индии (из дунитов и гарцбургитов),
- 9 — Сарановска (из гарцбургитов).

Акцессорные хромшпинели:

- 10 — из дунитов и гарцбургитов гипербазитовых массивов,
- 11 — из включений ультраосновных пород в базальтах океанических островов и континентов;
- 12 — из перидотитов в кимберлитах Сибирской платформы;
- 13 — вектор изменения состава хромшпинелидов (от акцессорного до рудного) в массивах гипербазитов

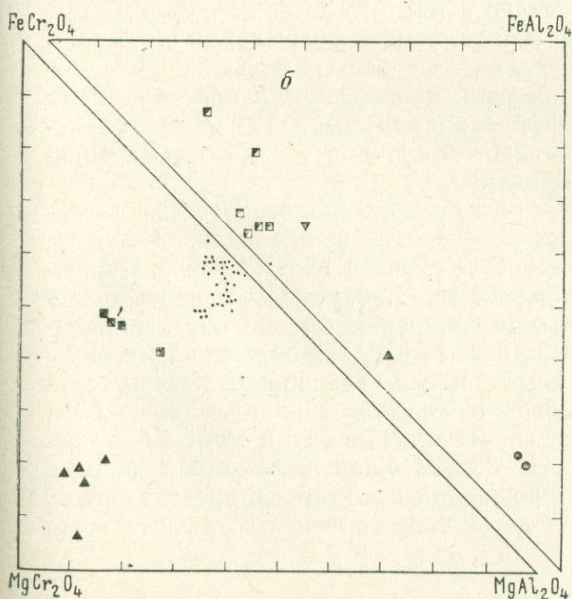


Рис. 56. Диаграмма состава базитовых хромшпинелидов с учетом магнетитового компонента (а) и без него (б)

1, 3 — хромиты из базитовых комплексов Индии;

2 — рудные хромиты Нижне-Тагильских дунитов (в нижнем треугольнике) и из дунитов горы Лукинды (в верхнем треугольнике);

4 — из анортозитов штата Мадрас в Индии;

5 — акцессорные хромшпинели из Нижне-Тагильских дунитов;

6 — акцессорные хромшпинели из пироксенитов и анортозитов Бушвельда;

7 — рудные хромиты Бушвельда (из пироксенитов и анортозитов);

8 — акцессории из оливниновых включений в базальтах Японии;

9 — вектор изменения состава хромита (от акцессорного до рудного)

в своем составе содержат такой компонент, как  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ . Это показывает, что гистеромагматические хромиты могут быть использованы, в известной мере, как индикаторы генезиса вмещающих их ультраосновных и основных пород. Более того, рудные хромиты можно рассматривать как индикаторы состава и генезиса того или иного комплекса в целом. Это следует из диаграммы (рис. 57), на которой по горизонтали показана глиноземистость хромитов, а по вертикали — их железистость. На диаграмме видно, что хромиты Кемпирсайского, Хабарнинского, Крака, Сарановского, Бушвельдского и других комплексов ультраосновных и основных пород, располагаются так, что образуют поле пород, вытянутое снизу вверх, в сторону увеличения железистости и глиноземистости хромитов. В этом же направлении в составе интрузивных серий и комплексов увеличивается количество основных пород. Последние могут иметь как постепенные переходы (с ультраосновными разностями), так и относиться к несколько более поздней фазе внедрения родственных расплавов. Примером этого являются хромиты горы Лукинды в Амурской области и Сарановского комплекса на Урале. В обоих случаях хромиты сильно глиноземисты, но основные породы в массиве горы Лукинды имеют постепенные переходы к хромитоносным дунитам, а в Сарановском интрузиве часть габброидных пород (диабазы) относится к более поздним образованиям, несколько оторванным во времени от гарцбургитов, в которых находятся рудные концентрации хрома.

Для выяснения генетических особенностей пород особенно показательна глиноземистость хромитов. Что касается железистости, то она может быть различной, как видно по разбросу точек на диаграмме. Это связано с тем, что на ее характер влияет не только состав исходной магмы, но и окислительный потенциал кристаллизующихся расплавов. Особенно большое значение имеет температура. При высокой температуре и благоприятных условиях разделения (дифференциации) вещества даже из относительно железистых расплавов будут кристаллизоваться существенно магнетиальные хромиты.

Значительный интерес представляет сравнение состава гистеромагматических и аксессуарных хромшпинелидов. Из диаграммы видно, что в большинстве случаев (Халиловское, Нижне-Тагильское, Южно-Кемпирсайское, Хабарнинское месторождения) аксессуарные хромиты, по сравнению с рудными, в гипербазитах и базитах содержат меньше  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  и больше алюминия и  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ , т. е. являются железистыми. Так общая железистость аксессуариев из гарцбургитов и дунитов Южно-Кемпирсайских месторождений составляет соответственно 45,5 и 40%, а без магнетитового компонента — 44—38%. Общая железистость рудных хромитов указанных месторождений находится в пределах от 30 до 39%. В расчете на безмагнетитовое вещество железистость

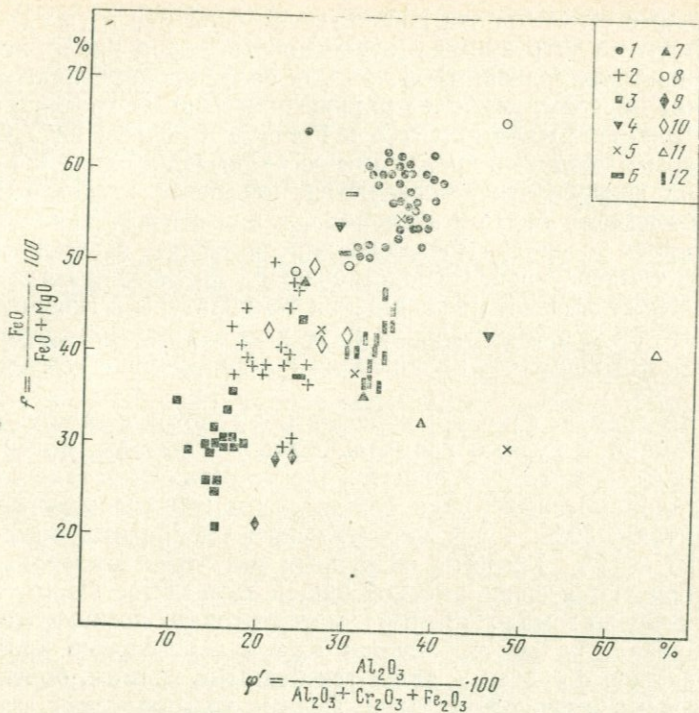


Рис. 57. Диаграмма соотношения железистости и глиноземистости рудных хромшпинелидов из различных комплексов гипербазитов и базитов

Гипербазитовые массивы: 2 — Хабаровский, 3 — Кемпирсайский, 4 — Чхонджинский, 5 — Кулюльский, 6 — гипербазиты Закавказья, 7 — Гологорский, 9 — серпентиниты Индии, 10 — дунит-саксонит-пироксениты Индии, 12 — Сарановский. Базитовые массивы: 1 — Бушвельдский, 8 — габбро-анортозиты Индии, 11 — горы Лукинды

этих рудных минералов не превышает 23—30%. Еще в большей степени это характерно для хромитов Нижне-Тагильского месторождения.

Сравнивая диаграммы, увидим, что акцессорные хромшпинелиды в интрузивах гипербазитов отличаются от рудных образований меньшим содержанием магнетитового компонента. Количество магнетитовой составляющей в акцессориях Халиловского, Крака и Кемпирсайского массивов колеблется в пределах от 1 до 3%. Содержание же магнетитового компонента в хромитах этих месторождений составляет 2—10%, в Хабаровских рудах — до 15%. Содержание магнетитовой составляющей в большинстве акцессорных хромитов из дунитов Нижнего Тагила находится в пределах 8—12%, в рудных же хромитах этого месторождения количество магнетитового компонента большей частью равно 14—20% и достигает 30—45,6% (Иванов, 1944).

Необходимо отметить, что Нижне-Тагильский массив, по сравнению с другими интрузиями ультраосновных пород Урала, является древним (силурийским) и, видимо, более эродированным.

Таким образом, наиболее ранние акцессорные хромшпинелиды, содержащие мало  $MgCr_2O_4$  и  $FeFe_2O_4$  и больше  $FeCr_2O_4$ , по сравнению с поздними хромитами из рудных тел одних и тех же массивов гипербазитов, образуются при более низком химическом потенциале хрома и кислорода, т. е. в относительно восстановительных условиях. Последнее определяется в известной мере высокой температурой, господствовавшей до раскристаллизации магмы. При дальнейшем понижении температуры в гипербазитовых интрузиях, в значительной мере уже отвердевших, происходят сложные процессы, приводящие к образованию рудных хромитов.

Из диаграммы (рис. 55) видно, что в дунитах и гарцбурггитах Урала имеются рудные хромиты более железистые по сравнению с акцессориями. Так, общая железистость акцессорных хромшпинелидов массива Крака составляет в гарцбурггитах 32%, в лерцолитах — 20%, а без магнетитового компонента, соответственно 23 и 17%. Хромиты из рудных тел этого месторождения характеризуются более высокой общей железистостью (от 38 до 57%), содержат мало (3—5%) магнетитового компонента. Таким образом, на месторождении Крака акцессорные хромиты, по сравнению с рудными, являются бедными хромом, более магнетиальными и глиноземистыми. Рудные хромиты здесь, по данным Г. А. Соколова (1938), ассоциируются с дунитами и являются эпигенетическими по отношению к гарцбурггитам и лерцолитам, слагающим апикальную часть интрузии.

Высокая железистость, при малом содержании магнетитового компонента (0,5—3%), в еще большей степени характерна для эпигенетических сплошных руд севера КНДР, возникших в гипербазитах после внедрения даек диабазов и жил габбро-пегматитов с магнетитом. Эти руды залегают в апикальной части гарцбурггитовых массивов и находятся на водоразделах глубоко врезуемых долин. Близкими по составу северокаорейским хромитам являются хромиты Куюльского массива, который также, видимо, эродирован слабо, так как содержит останцы вмещающих пород (Михайлов, 1961). Мы видим, что рудные хромиты с высоким содержанием магнетитового компонента характерны для более глубоко эродированных массивов гипербазитов. Хромиты же с малым количеством  $FeFe_2O_4$  и сильно железистые (с высоким содержанием  $FeCr_2O_4$ ) встречаются главным образом в слабо эродированных интрузиях. Это позволяет сделать вывод о том, что состав рудных хромитов в том или ином массиве ультраосновных пород в какой-то мере связан с глубиной эрозионного среза. В пределах одного и того же массива, в одних и тех же породах, например в дунитах Нижне-Тагильского, Хабаровинского и Кемпирсайского массивов,

как видно на диаграмме, хромиты сильно варьируют по содержанию  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ , образуя поля, вытянутые в вертикальном направлении. Эти особенности состава рудных хромшпинелидов уже нельзя объяснить ни составом исходной магмы, ни влиянием фациальных признаков интрузий. Они определяются, по нашему мнению, дифференциальной подвижностью компонентов в хромитоносных расплавах, а также рядом других факторов.

### Роль дифференциальной подвижности компонентов при образовании гистеромагматических хромитов

Изучение гистеромагматических хромитов показывает, что их состав в рудных залежах одних и тех же пород изменяется не только по вертикали, но и в поперечных сечениях. Это хорошо видно на диаграммах (рис. 58, 59), на которых дается сопоставление состава хромшпинелидов (табл. 52) центральных и краевых частей рудных залежей, свидетельствующее о том, что хромшпинелиды периферических частей рудных тел отличаются более высоким содержанием  $\text{FeO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и относительно низким содержанием  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 58). Это отчетливо видно и на диаграмме (рис. 59), где по вертикальным линиям показаны отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  и  $\text{FeO}/\text{MgO}$ . Из диаграммы следует, что для хромшпинелидов краевых зон рудных залежей характерно резкое увеличение отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  и уменьшение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ . Наиболее быстрые изменения состава хромитов имеют место в рудных залежах Хабаровского массива (скв. 32, 101). В меньшей мере это проявляется в рудных телах южной части Кемпирсайского массива (табл. 52, 53).

Из табл. 52 видно, что хромиты краевых зон рудных тел, в отличие от аналогичных минералов внутренних зон, характеризуются более высокой железистостью ( $f$ ) и общей железистостью ( $f_0$ ).

Указанные особенности состава рудных хромитов в интрузивах на первый взгляд можно было бы объяснить, исходя из представления о метасоматической их природе, полагая, что эти образования возникают в процессе дифференциальной подвижности компонентов при просачивании хромитоносных растворов в твердых породах. С этой точки зрения (Зимин, 1963) можно предположить, что главным фактором, определяющим дифференциальные перемещения вещества при фильтрации растворов, является радиус гидратированного иона. Считают, что ионы с меньшим радиусом перемещаются быстрее. По данному признаку гидратированный ион  $\text{Fe}^{2+}$  с радиусом 3,47 Å является более подвижным, по сравнению с ионом  $\text{Fe}^{3+}$ , радиус которого больше и, по данным Л. Н. Овчинникова (1960), составляет 3,86 Å. По этой же причине гидратированный ион  $\text{Cr}^{3+}$  ( $R=5,13$  Å) фильтруется, видимо, быстрее иона  $\text{Al}^{3+}$  ( $R=5,90$  Å).

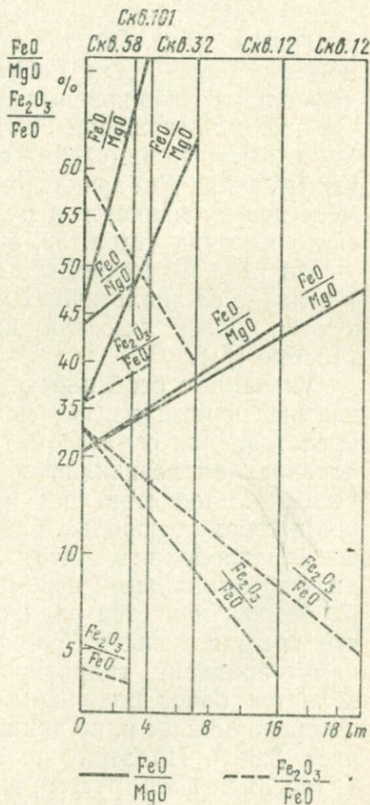
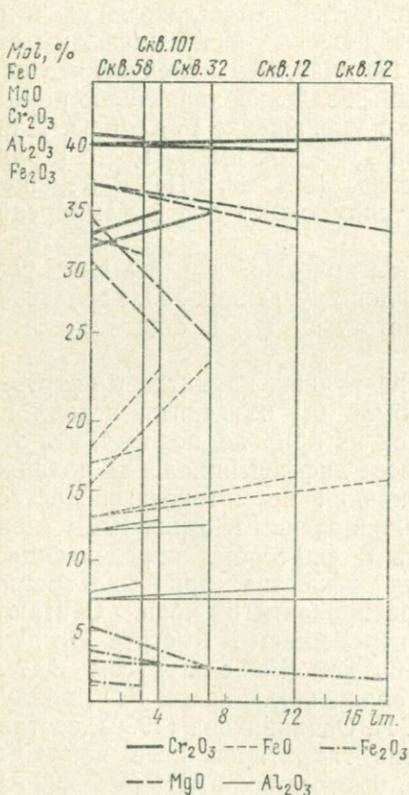
В связи с этим в тыловой части колонны фильтрующегося раствора повышается концентрация  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а в головной —  $\text{FeO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , что приводит к неодинаковому составу хромитов в рудных залежах (рис. 58).

Ближе к действительности, по-видимому, другое представление, согласно которому хромиты образуются из остаточных силикатно-рудных расплавов. Эти расплавы могут быть перемещены на различное расстояние по ослабленным зонам материнских пород и содержат летучие и кислотные компоненты, как считают

**Рис. 58.** Диаграмма изменения состава хромшпинелидов в поперечных разрезах рудных залежей

Образцы из месторождений: Гигант (скв. 12), Хабаровинское (скв. 32, 101), Спорное (скв. 58). По вертикальной оси показаны составы хромитов центральных зон залежей

**Рис. 59.** Диаграмма изменения отношений  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  и  $\text{FeO}/\text{MgO}$  в хромшпинелидах из образцов, показанных на рис. 58



## Некоторые особенности состава рудных хромитов

№ п. п.	$\frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO}}$	$f_0, \%$	$f, \%$	$\varphi, \%$	$\varphi', \%$
1	52	7,7	35,6	33,9	81,5	2,7
2	56	5,0	35,9	35,7	81,1	2,0
3	31	29,2	29,2	26,3	79,5	5,9
4	48,5	9,7	35,0	32,3	81,3	3,6
5	45,1	7,8	33,0	30,7	79,2	4,6
6	35	59,0	39,0	31,2	65,2	13,6
7	64	31,0	48,0	48,6	69,8	5,0
8	36	23,0	30,8	30,8	81,9	2,9
9	38	15,0	13,0	30,2	82,6	2,8
10	47,3	10,3	34,2	33,0	58,5	2,7
11	80,0	12,7	47,4	47,9	73,2	2,3

Примечание. Номера образцов соответствуют указанным в табл. 52

А. Г. Бетехтин (1937), Н. В. Павлов (1949) и Д. С. Коржинский (1966). С этих позиций, учитывая наблюдения В. В. Лапина и Н. Н. Курцевой (1958) над расплавленными шлаками, можно считать, что обогащение железом краевых частей рудных тел гистеромагматических хромитов связано с последовательным смещением процесса кристаллизации все более низкотемпературных (железистых) парагенезов от центра к периферии охлаждающейся системы. Возрастанию железистости хромитов в указанном направлении, видимо, способствует также большая, чем у других компонентов, скорость диффузии FeO в расплавах (коэффициент диффузии  $—4,7 \cdot 10^{-6}$  при  $t=1470^\circ\text{C}$ ), как показали опыты В. Н. Бороненкова, О. А. Есина и П. М. Шурьгина (1964), а также исследования В. И. Мусихина и О. А. Есина (1961).

### Разложение и перекристаллизация минералов при образовании хромитовых руд. Парагенезы рудных хромитовых зон

Характерной особенностью силикатно-рудных хромсодержащих расплавов является то, что они всегда резко недосыщены такими компонентами, как  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . Это, а также летучие и высокая температура (несколько меньшая, чем температура кристаллизации вмещающих перидотитов) определяют их высокую агрессивность по отношению к вмещающим породам типа перидотитов с энстатитом или диопсидом. В обычных дунитах, состоящих из оливина и хромшпинели, чаще всего происходит перекристал-

Таблица 53

Химический состав (в вес. %) и формулы рудных хромшпинелидов

№ п.	Скв., обр., №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO
1	Скв. 58	1,11	0,11	7,93	61,41	2,12	12,00	—	15,06	—
2	» »	1,11	0,17	8,35	60,39	1,47	12,52	0,19	14,51	0,06
3	» 12	0,35	—	7,59	62,00	6,23	8,46	—	15,50	—
4	» »	0,53	0,20	7,82	61,98	2,57	11,89	—	14,41	—
5	» »	0,48	0,20	8,60	61,98	2,02	11,91	—	14,84	—
6	5005, скв. 32	2,85	—	12,58	50,30	11,51	8,75	—	13,44	—
7	5008, » »	4,48	—	11,67	47,88	9,42	10,36	—	14,43	—
8	Обр. 28/32, штупф 147	1,22	0,17	7,20	59,76	4,49	8,43	0,17	14,90	0,08
9	Обр. 27/38, штупф 147	9,43	0,19	6,75	58,31	3,54	8,91	0,17	13,13	0,09
10	Скв. 22а	1,30	—	19,55	43,83	2,72	11,32	—	15,00	—
11	» »	2,82	—	11,86	52,80	4,34	14,34	—	12,95	—

1. (Mg<sub>0,661</sub> Fe<sub>0,339</sub>) (Al<sub>0,316</sub> Cr<sub>1,630</sub> Fe<sub>0,054</sub>) O<sub>4</sub>
2. (Mg<sub>0,643</sub> Fe<sub>0,357</sub>) (Al<sub>0,338</sub> Cr<sub>1,622</sub> Fe<sub>0,040</sub>) O<sub>4</sub>
3. (Mg<sub>0,737</sub> Fe<sub>0,263</sub>) (Al<sub>0,293</sub> Cr<sub>1,590</sub> Fe<sub>0,117</sub>) O<sub>4</sub>
4. (Mg<sub>0,677</sub> Fe<sub>0,323</sub>) (Al<sub>0,302</sub> Cr<sub>1,626</sub> Fe<sub>0,072</sub>) O<sub>4</sub>
5. (Mg<sub>0,693</sub> Fe<sub>0,307</sub>) (Al<sub>0,324</sub> Cr<sub>1,584</sub> Fe<sub>0,092</sub>) O<sub>4</sub>
6. (Mg<sub>0,688</sub> Fe<sub>0,312</sub>) (Al<sub>0,484</sub> Cr<sub>1,304</sub> Fe<sub>0,212</sub>) O<sub>4</sub>

лизация первичных минералов под воздействием нагретых летучих компонентов, как это экспериментально показано было Н. Л. Боуэном и О. Ф. Туттлом (1950). В гарцбургитах и лерцолитах происходят более глубокие изменения, которые выражаются в разложении энстатита и диопсида в связи с влиянием хромсодержащих расплавов, богатых летучими, недосыщенными SiO<sub>2</sub> и CaO.

Явления перекристаллизации первичных дунитов на контакте с хромитами нами наблюдались в дунит-троктолитовом массиве горы Лукинды в Амурской области. Здесь в первичных

CaO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	Сумма	RO	Местонахождение
0,24	—	—	0,45	100,43	1,0	Месторождение Спорное, середина шлора, мощность 9 м
0,16	0,06	—	0,08	100,07	1,0	Месторождение Спорное, лежащий бок шлора в 3 м от пробы 1
—	—	—	0,04	100,23	1,05	Месторождение Гигант, середина рудного тела
0,46	—	—	0,01	99,87	0,99	Месторождение Гигант, кровля рудного тела в 12 м от пробы 3
0,12	—	—	0,11	100,23	0,96	Месторождение Гигант, почва рудного тела в 18 м от пробы 3
—	—	—	0,12	99,55	1,2	Месторождение Хабаровинское, нижняя часть рудного тела
—	—	—	0,39	98,63	1,3	Месторождение Хабаровинское, верхняя часть рудного тела из вкрапленников
0,85	0,07	1,78	0,10	99,26	1,09	Месторождение Спорное средняя часть мощного шлора
0,24	0,04	—	0,08	100,88	1,05	Месторождение Спорное, приконтактная часть мощного шлора
—	—	—	1,39	95,11	1,1	Месторождение Гологорское, центр залежи, глубина 80 м
—	—	—	1,72	100,83	1,02	Месторождение Гологорское, край залежи, глубина 71,52 м

7. (Mg<sub>0,504</sub> Fe<sub>0,486</sub>) (Al<sub>0,504</sub> Cr<sub>1,396</sub> Fe<sub>0,100</sub>) O<sub>4</sub>
8. (Mg<sub>0,692</sub> Fe<sub>0,308</sub>) (Al<sub>0,304</sub> Cr<sub>1,638</sub> Fe<sub>0,058</sub>) O<sub>4</sub>
9. (Mg<sub>0,698</sub> Fe<sub>0,302</sub>) (Al<sub>0,292</sub> Cr<sub>1,652</sub> Fe<sub>0,056</sub>) O<sub>4</sub>
10. (Mg<sub>0,670</sub> Fe<sub>0,330</sub>) (Al<sub>0,776</sub> Cr<sub>1,170</sub> Fe<sub>0,054</sub>) O<sub>4</sub>
11. (Mg<sub>0,521</sub> Fe<sub>0,479</sub>) (Al<sub>0,490</sub> Cr<sub>1,464</sub> Fe<sub>0,046</sub>) O<sub>4</sub>

Примечание. Анализы 1—9 взяты из книги „Хромиты СССР“, том II. М., 1940.

дунитах имеются мелкие, длиной до 3—4 м, мощностью от 0,2 до 10 см, жилки хромитов (рис. 60, 61). Жилки эти многократно разветвляются и образуют структурный узор типа конского хвоста. Жилки хромита почти мономинеральны и по периферии постепенно или резко переходят во вкрапленность этого минерала в дунитах. Образование жилкок связано с инъекцией в первичные дуниты рудных расплавов, обладавших высокой подвижностью и реакционной способностью. Под влиянием их первичный парагенез из оливина и аксессуарного хромшпинелида в зальбандах рудных жилкок сменился парагенезом вторичного оливина и руд-

ного хромита, образующего убогую вкрапленность благодаря диффузии хрома и железа в боковую породу. Как видно из табл. 54 и рисунков 60 и 61, вторичный оливин в этом случае является более магнезиальным ( $f=10\%$ ), чем первичный ( $f=12\%$ ). Позднее, в процессе серпентинизации вторичного оливина образуется хризотил, а чаще антигорит, агрегаты которых всегда имеют светлую окраску и не сопровождаются вторичным магнетитом, в отличие от серпентинитов, возникающих за счет более железистого оливина в первичных дунитах.



Рис. 60. Жила густовкрапленного хромита с мелкими апофизами в дуните (а) и рудный хромит (б) от густовкрапленного (в середине жилы) до редковкрапленного (по краям жилы)

Стрелки и цифры показывают места взятия точечных проб хромита и оливина для анализа. Обр. С-1211/а и С-1211/40; гора Лукинда в Амурской области,  $\frac{1}{4}$  нат. вел.

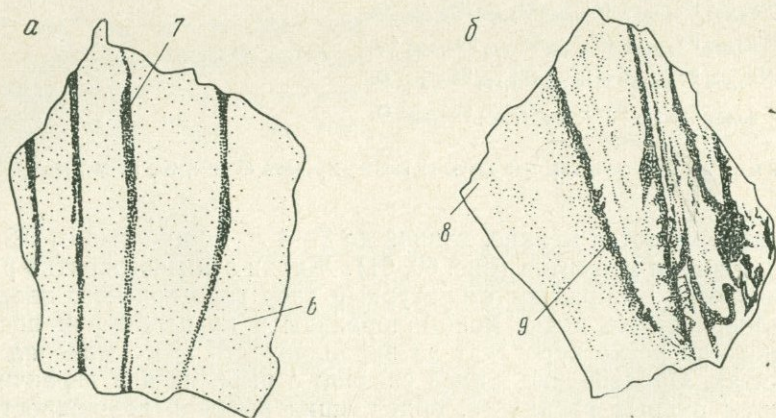


Рис. 61. Прожилки и вкрапленность рудного хромита в дуните (а). Обр. С-1211/в,  $\frac{1}{4}$  нат. вел. и сложные жилки густовкрапленного хромита в дуните, сопровождающиеся в зальбандах более бедной вкрапленностью хромита (б). Обр. С-1211/б,  $\frac{1}{4}$  нат. вел.

Условные обозначения см. на рис. 60

Около жилок хромита, в местах раздувов наблюдаются узкие оторочки (0,2—1 см) из светло-зеленого серпентина, возникшего за счет вторичного, более магнезиального оливина и лишённого хромита и вторичного магнетита. В данном случае хромиты выступают как концентраторы железа силикатов вмещающих дунитов при их перекристаллизации под влиянием хромоносных расплавов, обогащенных летучими компонентами. Около больших хромитовых рудных тел можно ожидать образование крупных оторочек из вторичных дунитов, сложенных более магнезиальным оливином, чем первичные дуниты.

Таблица 54

Сопряженность состава сосуществующих оливина и хромита в рудных зонах из дунитов горы Лукинды

Обр., №	Проба, №	Минерал	Ng/a	Np	f, %
С-1211/40	1	Оливин	1,690	1,653	10
		Хромит	3,201	—	44
	1а	»	1,687	1,651	8
		Оливин	1,637	1,651	8
С-1211/а	3	Оливин	1,695	—	12
		»	1,690	1,651	10
	4	Хромит	3,201	—	45
		Оливин	1,687	1,653	8
5*	Хромит	8,191	—	41	
	19*	Оливин	1,687	1,653	8
20		Хромит	8,185	—	38
	С-1211/а	8	Оливин	1,690	1,651
Хромит			8,200	—	44
С-1211/6	8	Оливин	1,690	1,653	10
		Хромит	8,215	—	50
С-1211/в	9*	Оливин	1,636	—	7
		Хромит	8,198	—	43
С-1211/в	6	Оливин	1,690	1,653	10
		»	1,687	1,651	8

\*Зерна оливина и хромита взяты из центральных частей рудных жилок; для хромита в графе Ng показано значение параметра  $a$  кристаллической решетки в Å

В гарцбургитах и лерцолитах наряду с перекристаллизацией на контакте вмещающих пород и рудных залежей происходит разложение и исчезновение ромбического пироксена и диопсида. На месторождении Гигант, Спорное и других около мощных рудных залежей, залегающих полого, нами наблюдались крупные, мощностью до 1—4 м, оторочки из зеленого массивного серпентина, состоящие в основном из антигорита, содержащие сильно магнезиальный оливин ( $N_g=1,667$ ,  $N_p=1,644$ ,  $f=5\%$  по диаграмме В. Е. Трегера, 1958) и лишенные бастита. За пределами же оторочек в бурых серпентинитах, возникших за счет первичных дунитов с ромбическим пироксеном (2—5%), бастит наблюдается, а также более железистый оливин ( $N_g=1,688$ ;  $N_p=1,656$ ;  $f=8\%$  по диаграмме В. Е. Трегера), который, как видно из табл. 54, должен находиться в парагенезе с более железистым хромитом. Оторочки зеленых серпентинитов, содержащих магнезиальный оливин, наблюдались как висячем, так и в лежащем боках рудных залежей и их апофиз на всех месторождениях. Очевидно, здесь при рудообразовании в широких масштабах имела место перекристаллизация первичных дунитов и разложение в них энстатита с образованием оторочек из вторичных более магнезиальных дунитов, за счет которых позднее формировались светло-зеленые массивные серпентиниты без бастита. Такой серпентин в изобилии наблюдается в цементе вкрапленных и нодулярных руд. Ширина оторочек его около рудных тел зависит от мощности последних. Встречаются оторочки шириной до 1 см (рис. 62).

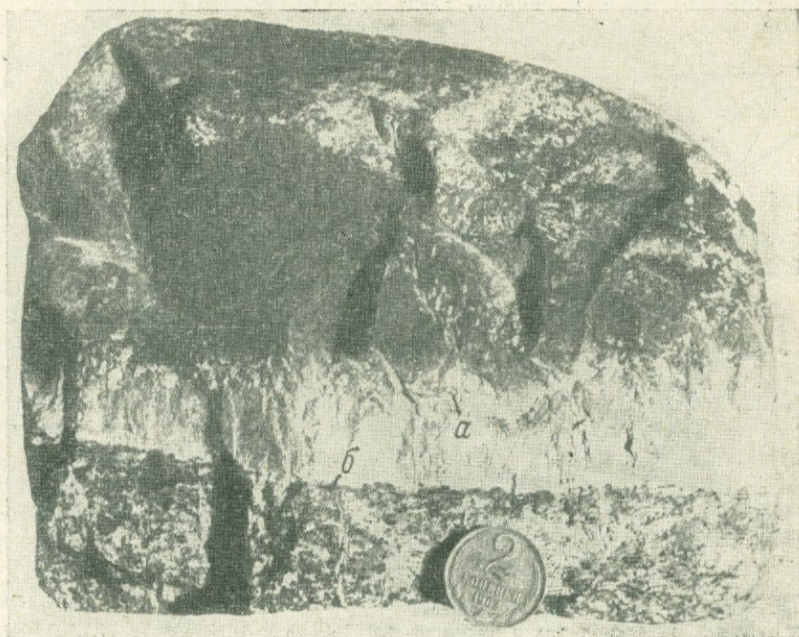
Явление разложения ромбического пироксена на контакте рудных залежей и вмещающих гарцбургитов наблюдалось А. Г. Бакировым (1963) на месторождениях северной части Кемпирсайского массива гипербазитов. В соответствии с этими данными, в рудных хромитовых зонах намечается зональность: гарцбургит ( $Ol+Nu+Cr$ ) → дунит или вкрапленная хромитовая руда ( $Ol+Cr$ ) → сплошной хромит ( $Cr$ ). Из этого видно, что при образовании хромитов и околорудных дунитов за счет гарцбургитов происходит частичный вынос  $SiO_2$ . Биминеральный и мономинеральный состав образующихся в данном случае пород свидетельствует о вполне подвижном поведении  $SiO_2$ . При изменении верлитов и лерцолитов, наряду с  $SiO_2$ , выносятся также полностью  $CaO$ . Высокая железистость хромитов (до 60%), а также хромитовость их, по сравнению с исходными породами (гарцбургитами и дунитами), показывает, что такие компоненты, как  $Cr_2O_3$ ,  $FeO$  и  $Fe_2O_3$ , в данном случае можно условно рассматривать как вполне подвижные. Это следует также из приведенного выше анализа особенностей изменения состава хромитов в рудных залежах.

Таким образом, хромитовое оруденение в гарцбургитах, лерцолитах и верлитах развивается при вполне подвижном поведении  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ . Инертными являются два ком-

понента ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ ), как можно судить из приведенных выше данных по кристаллизации шлаков, скорости диффузии компонентов в расплавах и влиянию состава вмещающих пород на хромиты.

Парагенезы минералов этой системы и их зависимость от химических потенциалов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  при постоянстве других факторов ( $T$ ,  $P$ ) показаны на диаграммах (рис. 63, 64). Эти диаграммы представляют моновариантные равновесия из трех минералов:  $\text{Nu}=\text{Ol}+\text{Cr}$  и  $\text{Di}=\text{Ol}+\text{Cr}$ , которые отвечают гарцбургитам и верлитам. В хромитовых рудных зонах такие трехминеральные ассоциации минералов почти не встречаются. Они, как показано было выше, свойственны системам из трех компонентов ( $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}$ ), характерным для ранней стадии образования гипербазитов, где являются уже дивариантными. В хромитовых же зонах распространены в основном двуминеральные парагенезы из оливина и хромита, которые на диаграммах выбранной системы из двух компонентов ( $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) являются дивариантными.

Рис. 62. Оторочка зеленого серпентина (а) с реликтами магнезиального оливина около густого вкрапленника хромита (б) в черных серпентинитах, содержащих более железистый оливин. Месторождение Гигант



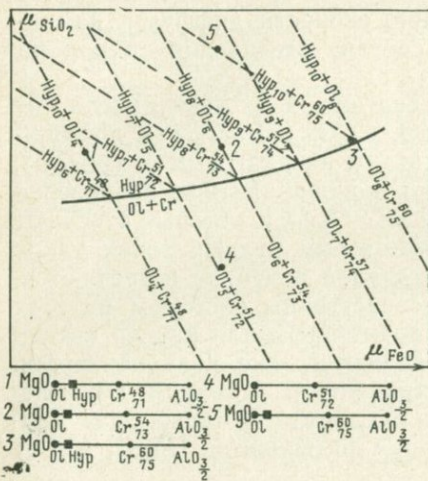


Рис. 63. Диаграмма парагенезов хромитовых рудных зон в гарцбургитах в зависимости от химической активности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$  в рудных расплавах при  $T$  и  $P = \text{const}$ .

В знаменателе при символах минералов показана их железистость, а в числителе — хромистость

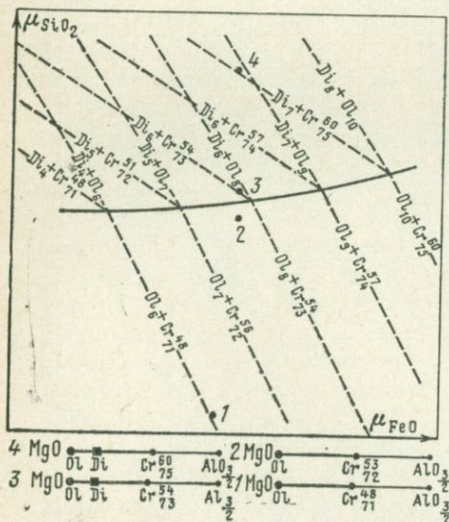


Рис. 64. Диаграмма парагенезов хромитовых рудных зон в верлитах и пироксенитах в зависимости от химической активности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$  в рудных расплавах при  $T$ ,  $P$ ,  $\mu \text{CaO} = \text{const}$

Из диаграмм видно, что характер силикатного минерала в парагенезе с хромитом в рудных зонах зависит в основном от химического потенциала  $\text{SiO}_2$  в хромитоносных расплавах. При высоком  $\mu \text{SiO}_2$  в парагенезе с хромитом устойчивы гиперстен и диопсид. При низком значении  $\mu \text{SiO}_2$ , что и характерно для хромоносных расплавов, гиперстен и диопсид становятся неустойчивыми и разлагаются с образованием оливина и хромита. Этот последний парагенез и преобладает в рудных телах и в околорудных оторочках дунитов.

Диаграммы показывают также, что по мере увеличения активности  $\text{FeO}$  в хромоносных расплавах, при постоянном  $\mu \text{SiO}_2$  хромшпинелиды все более хромистые и железистые (по  $\text{FeO}$ ). При постоянном же потенциале  $\text{FeO}$  с увеличением  $\mu \text{SiO}_2$  хромиты становятся все более глиноземистыми и магнезиальными в парагенезе как с оливином, так и с диопсидом и гиперстеном. В парагенезе с гиперстеном, а также с диопсидом хромиты будут более глиноземистыми и магнезиальными, чем в парагенезе с оливином. Действительно, как отмечалось выше, в дифференцированных массивах хромиты в дунитах более богаты хромом и железом, чем хромиты из верхних гарцбургитовых и лерцолитовых зон. Повышенная глиноземистость хромитов в гарцбургитах и лерцолитах объясняется, таким образом, не только влиянием глинозема последних, но и более высокой активностью  $\mu \text{SiO}_2$ .

На состав оливина и хромита, кристаллизующихся в рудных зонах, влияет также величина химического потенциала кислорода и температура.

### **О влиянии химического потенциала кислорода и температуры на состав и парагенезы гистеромагматических хромитов**

Выше отмечалось, что хромиты центральных частей рудных тел характеризуются более высоким содержанием  $Fe_2O_3$ , чем в периферических зонах. Это объясняется, видимо, меньшей, чем у  $FeO$ , скоростью его диффузии в расплавах. В результате имеет место повышение химической активности кислорода во внутренних, более нагретых зонах кристаллизующейся силикатно-рудной системы. Здесь мы подходим к вопросу о влиянии температуры на образование гистеромагматических хромитовых рудных тел.

Изучение хромитов горы Лукинды показало, что в рудных зонах состав оливина изменяется в той же последовательности, что и состав хромита. На рис. 60, 61 и из табл. 54 было видно, что при движении от центра хромитовых жилок к вмещающим породам оливины и ассоциирующие с ними хромшпинели становятся все более железистыми. При этом железистость оливина рудных тел является меньшей ( $f=7-8-10\%$ ), чем железистость вмещающих дунитов ( $f=12\%$ ), и изменяется скачкообразно, в зависимости от количества хромита в той или иной рудной зоне.

В зонах максимальной концентрации хромита (рудные полосы и жилки), имеющих резкие границы с мелким вкрапленником, оливины наиболее магнезиальны ( $f=7-8\%$ ). В бедных же вкрапленниках, расположенных на флангах рудных зон и полос, оливин более железистый ( $f=10\%$ ). На границах зон резко неодинакового содержания хромита имеет место и резкое (скачкообразное) изменение состава оливина. В случае постепенных границ между зонами, состав оливина будет изменяться, очевидно, также постепенно. Сопряженность состава силиката и хромита видна на рис. 65.

Одновременно с возрастанием железистости оливина ( $f=7-10\%$ ) к краевым зонам рудных тел увеличивается и железистость сосуществующего с ним хромита ( $f=34-50\%$ ), как видно по размерам его элементарной решетки, определенным К. П. Толком.

Таким образом, в рудных хромитовых зонах в процессе перекристаллизации и разложения первичных минералов такие парагенезы как  $Ol+Hy+Cr$  (гарцбургит),  $Ol+Cr$  (дунит), характерные для ранней стадии образования гипербазитов, сменяются новыми дивариантными равновесными ассоциациями из оливина и хромита, состав которых в поперечных разрезах рудных тел изменяется вполне определенно.

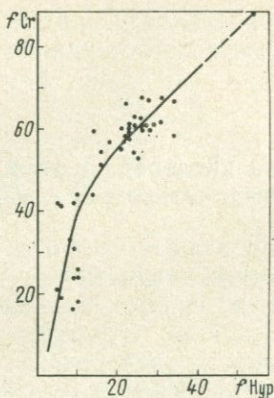


Рис. 65. Диаграмма соотношения железистости хромита и гиперстена (акцессорные и раннемагматические хромиты Урала и Бушвельда)

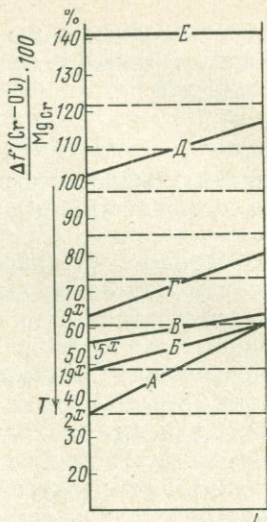


Рис. 66. Диаграмма относительной температуры образования хромитовых рудных жил в районе горы Лукинды в Амурской области (А, Б, В, Г) и пластов из почвы (Д) и кровли (Е) Бушвельдского лополита

Прерывистые линии означают изотермы. 2х, 19х, 5х, 9х означают пробы хромита из внутренней части рудных жил, указанных в табл. 54

Указанная закономерность в эволюции состава сосуществующих оливина и хромита в рудных телах определяется не только вариациями химического потенциала кислорода, но и зависит от температуры. Несомненно, что более железистые оливин и хромит из краевых частей рудных тел более низкотемпературны, по сравнению с их аналогами из осевых зон тех же залежей хромистого железняка. Образование тех и других разностей хромита и оливина является следствием неодинакового распределения температуры в потоке остывающего рудоносного расплава. Температура, видимо, выше в осевой части потока и ниже в краевых зонах его на фронте взаимодействия рудного магматического расплава с боковыми породами. Это хорошо видно на диаграмме (рис. 66), по вертикальным осям которой отложена величина  $\frac{\Delta f(\text{Cr} - \text{Ol})}{\text{MgCr}} 100$ , характерная для пар равновесных минералов (Ol + Cr или Ну + Cr), взятых из внутренней части рудного тела гистеромагматических хромитов или из подошвы пластов раннемагматических их аналогов (левая вертикаль), а также из краевых зон жильных тел или кровли пластов, указанных выше образований (правая вертикаль). Горизонтальная ось L — условное расстояние между осевой и краевой частями эпигенетического тела хромитов или же расстояние между почвой и кровлей пласта (в случае раннемагматических хромитов). Величина  $\Delta f$

означает разницу в железистости (общей) двух равновесных минералов (в нашем случае оливина и хромита, хромита и гиперстена).  $Mg$  — магниальность главного минерала (в данном случае хромит).

Диаграмма основана на следующих допущениях, вытекающих из фазового анализа минеральных ассоциаций, развитого в работах Л. Л. Перчука (1965—1967) и А. А. Маракушева (1965): 1) чем больше железистость хромита, устойчивого с оливином одного и того же состава, тем ниже температура образования данной ассоциации при прочих равных других обстоятельствах (постоянство глиноземистости хромита и объема главных фаз); 2) величина  $\frac{\Delta f}{Mg} 100$  отражает пай  $\Delta f$ , приходящийся на единицу магния в составе главного минерала и отвечает определенной температуре (изотерме) образования равновесной ассоциации из двух минералов при равных других условиях (постоянство состава минералов в отношении других компонентов); 3) чем больше  $\frac{\Delta f}{Mg} 100$ , тем ниже температура образования равновесной ассоциации из двух минералов. В соответствии с этим на диаграмме можно определить направление оси  $T$ . Она будет направлена по вертикали сверху вниз в сторону уменьшения  $\frac{\Delta f}{Mg} 100$ .

На диаграмму нанесены изотермы в виде прерывистых горизонтальных линий и сплошные наклонные линии, отражающие изменение  $\frac{\Delta f}{Mg} 100$  и температуры в поперечных сечениях рудных тел хромитов. Сплошные наклонные линии (А, Б, В, Г) построены по данным табл. 54, отражающим состав оливина в парагенезе с гистеромагматическим хромитом из дунитового ядра расслоенного базитового массива горы Лукинды в Амурской области, изученного детально С. А. Шекой (1969).

Верхние сплошные линии на диаграмме характеризуют изменение температуры при образовании нижнего (линия Д) и верхнего (линия Е) пластов раннемагматических хромитов из расслоенного базитового комплекса Бушвелда. Данные о хромите и бронзите этого массива взяты из табл. 50 и диаграммы рис. 65.

Диаграмма позволяет сравнивать относительную величину температуры формирования рудных тел и месторождений хромитов, характеризующихся близкой глиноземистостью, но различной железистостью. Из диаграммы видно, что парагенезы из оливина и хромита, свойственные хромитовым рудам из дунитов базитового комплекса горы Лукинды, являются более высокотемпературными, чем парагенезы из  $Hu + Cr$ , характерные для пластов раннемагматических хромитов Бушвелда. В последнем же относительно высокотемпературные хромиты находятся внизу (рис. 44, пласт 2; рис. 66, линия Д), а низкотемпературные — сверху лополита (на рис. 44, пласт 16; рис. 66, линия Е). Видно

также, что в процессе формирования пласта 2, заключенного в низу стратифицированного лополита, от почвы к кровле его имело место снижение температуры кристаллизации исходного хромитового расплава.

На диаграмме отчетливо наблюдается, что хромшпинелиды центральных частей даже мелких жилок хромитовой руды (см. табл. 54, пробы 5\*, 9\*, 19\*) являются более высокотемпературными, чем из их периферической части (1, 4, 20, 8). Видно также, что по мере снижения мощности хромитовых жилок одной и той же рудной зоны (обр. С—12II—40, обр. С—12II—а, обр. С—12II—б) снижается температура образования их хромшпинелидов в парагенезе с оливином. Диаграмма позволяет сравнивать различные рудные тела и месторождения хромитов в отношении градиента температуры их формирования.

В итоге анализа состава и генезиса различных хромитов нужно отметить следующие их особенности. *Раннемагматическим хромитам рудных залежей так же как и акцессорным хромшпинелидам свойственно возрастание железистости с увеличением их хромистости.* По этому признаку они легко отличаются от гистеромагматических хромитов, закономерности изменения состава которых имеют уже другой характер.

*Средний состав гистеромагматического хромита на том или ином месторождении зависит от характера исходной магмы, а состав его в каждой данной точке рудного тела определяется такими факторами, как температура и дифференциальная подвижность компонентов в силикатно-рудных расплавах.*

Автор не может согласиться с мнением Т. П. Тайера (1963), считающего, что рудные хромитовые тела переносятся в твердом состоянии в процессе становления кристаллической «каши», дающей интрузивы перидотитов. Выше при анализе акцессорных хромшпинелидов указывалось, что в изменении их состава в гипербазитах также имеются довольно четкие закономерности. Это показывает, что и массивы гипербазитов образуются не из смеси кристаллов и водяного пара, а из силикатных расплавов, эволюция состава и кристаллизация которых подчинены своим строгим закономерностям. Особенности изменения состава хромитов в рудных залежах гипербазитов такие же, как в рудных телах из дунитов расслоенных никеленосных массивов базитов (гора Лукинда). Поэтому нет оснований считать массивы этих пород и протрузиями вещества верхней мантии.

Указанные выше закономерности состава рудных хромитов наряду с другими признаками позволят более уверенно судить о генезисе и перспективах рудоносности вновь открываемых месторождений.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВ

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ГИПЕРБАЗИТОВ В ПРЕДЕЛАХ ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Неодинаковые по составу формации гипербазитов свойственны не только территории, расположенной к востоку от Китайской платформы, но составляют важнейшую особенность магматизма всего Тихоокеанского складчатого пояса. Ниже рассматриваются общие особенности их состава, металлогении и геологической природы.

#### Породы оливинит-верлитовой формации

Оливинит-верлитовая формация на юге Дальнего Востока распространена в пределах Восточного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня и в Наданьхада-Бикинском антиклинории. Породы ее имеют позднепалеозойский возраст ( $P_1$ ) и представлены ультраосновными разностями. Отношение количества ультраосновных пород к основным в зонах распространения интрузивных офиолитов составляет  $\approx 3 : 1$ . По этому признаку оливинит-верлитовая формация юга Дальнего Востока занимает промежуточное положение между дунит-гарцбургитовой формацией гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовой формацией базитов, распространенных на Урале и описанных в работах О. А. Воробьевой (1963), А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1967), А. А. Иванова (1944). Однако своеобразие состава и металлогении ультраосновных пород позволило выделить ее как самостоятельную формацию гипербазитов (С. С. Зимин, 1965, 2, 3), с весьма специфичной железо-титановой минерализацией.

Ультраосновные породы оливинит-верлитовой ассоциации представлены в основном оливинитами, верлитами и диаллагитами, реже дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и вебстеритами. Характерно полное отсутствие в них хромитов и широкое распространение малотитанистого авгита двух генераций: раннего и позднего, который является метасоматическим и более железистым.

Основные разности, сопутствующие гипербазитам оливинит-верлитовой формации, имеют различные взаимоотношения с ультраосновными породами и наследуют особенности их минерального состава. Так, оливинит-верлитовые массивы без гиперстена (Надanhада-Бикинский, Аноуйский, Катэнский, Ситухинский и др.) сопровождаются обычно более поздними дайками диабазов и габбро-диабазов, которые лишены крупных концентратов железа и титана. Интрузивы перидотитов с ромбическим пироксеном (лерцолиты), (вебстериты и т. п.) сопровождаются чаще всего не габбро, а габбро-норитами, меланократовыми оливиновыми габбро-норитами (реки Кафэн, Синанча). Последние разности являются по составу переходными между перидотитами и обычными габбро-норитами. В массивах габброидов они образуют самостоятельные фации или встречаются на контакте интрузий основных пород с перидотитом (реки Катэн, Кафэн). В габбро-норитах, габбро и диабазах, сопутствующих гипербазитам оливинит-верлитовой формации, встречаются повышенные количества титаномагнетита и ильменита.

Весьма специфичен также химический состав ультраосновных пород и минералов оливинит-верлитовой формации. Общая железистость первых колеблется от 15 до 28%. Железистость верлитов составляет 20,4—27,2%. В оливинитах она изменяется от 19,5% (р. Аноуй) до 27% (р. Уссури). Главные минералы — оливин и авгит, — слагающие ультраосновные породы, также обогащены железом. Железистость оливина составляет 17—19%. Наиболее железистыми являются оливиниты и авгиты Надanhада-Бикинского антиклинория, а также бассейнов рек Кафэн и Катэн в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, где роль основных пород, сопровождающих интрузивные комплексы оливинит-верлитовой формации, является наибольшей. Железистость ромбического пироксена из ультраосновных пород в этих случаях составляет 22—23%. В интрузивных комплексах, сопровождающихся относительно меньшим количеством основных пород (реки Иман и Аноуй), железистость силикатных минералов, как и ультраосновных пород, меньше. В оливине она составляет 15—17%, в авгите — 15%, в ромбическом пироксене — 17—23% (реки Аноуй и Синанча).

На северо-востоке гипербазиты, по данным М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960), образуют два пояса северо-восточного направления. Первый из них, Таловско-Пекульнейский, расположен севернее и протягивается от побережья Пенжинской губы до р. Пекульней. Второй, Вывенко-Хатырский, развит ближе к побережью Берингова моря. О возрасте гипербазитов этих поясов нет единого мнения. Одни исследователи (Богидаева, Матвеевко, 1960) считают их позднемеловыми, а другие (Русakov, Трухалев, 1964) выделяют как верхнепалеозойские, так и верхнемеловые интрузии. Последние, по новым данным (Егназаров, 1963), преобладают. К позднему палеозою относятся гипер-

базиты, расположенные в северо-восточной части Вывенко-Хатырского пояса, в бассейнах рек Великой и Хатырки. Кремнисто-вулканогенные породы в разрезе среднего палеозоя, в частности в девоне, позволяют предполагать присутствие на северо-востоке более древних — девонских гипербазитов.

На северо-востоке к оливинит-верлитовой формации относятся интрузивные комплексы Вывенко-Хатырского пояса, а также хр. Пекульней (северо-восточное окончание Таловско-Пекульнейского пояса гипербазитов). Это видно из следующего. По данным М. В. Богудаевой и В. Т. Матвеево, в хр. Пекульней преобладают даже габброиды, а среди ультраосновных разновидностей господствуют верлиты и лерцолиты, реже встречаются дуниты. Гарцбургитов почти нет.

В бассейне р. Вывенки, по последним данным Л. И. Анিকেевой (1968, стр. 11), широко представлены «...сложно построенные многофазные массивы преимущественно оливинитового и пироксенитового состава, содержащие в подчиненном количестве габбро и перидотиты. Специфической чертой интрузий является слабо проявленный в них автометаморфизм и процессы экзогенного выветривания». Интрузивы имеют форму конформных пластовых залежей — факолитов, лополитов, реже акмолитов. Контактное воздействие на вмещающие породы проявляется в активной амфиболизации базальтовых порфиритов и ороговиковании яшм. В наиболее крупных массивах (Эймнейском, Гальмоэнанском) отмечается следующий порядок формирования отдельных фаз (от ранних к поздним): 1 — оливиниты, 2 — пироксениты, 3 — габбро.

Минералы, входящие в состав ультраосновных пород бассейна р. Вывенки, по данным Л. И. Анিকেевой, характеризуются повышенной железистостью. В оливинитах железистость оливина находится в пределах 11—17%, в пироксенитах она составляет — 21,5% (по химическому анализу). Моноклинный пироксен представлен чаще всего авгитом (по химическому анализу  $f=20\%$ ) и реже салитом ( $f=14\%$ ). Аксессуарным минералом в ультраосновных породах в большинстве случаев является магнетит.

Из сказанного ясно, что гипербазиты бассейна р. Вывенки являются аналогами оливинит-верлитовых интрузий Сихотэ-Алиня.

В бассейне р. Великой также широко распространены в интрузивах верлиты, дуниты и пироксениты. Особенности петрографического состава интрузивных комплексов Вывенко-Хатырского пояса находят свое выражение и в химическом составе пород. Так, железистость верлитов хр. Пекульней составляет 14,1%, а пироксенитов — 19,5%. Железистость пироксенитов Вывенского комплекса достигает 35,8%. В серпентинитах бассейна рек Хатырки и Великой она изменяется от 8,1 до 26,3%. Это еще раз показывает близость распространенных выше гипербазитов Северо-

Востока к оливинит-верлитовой формации Сихотэ-Алиня. Однако не все гипербазиты Вывенко-Хатырского пояса относятся к оливинит-верлитовой формации. Породы крупного Тамватнэйского массива (бассейн р. Великой), как это следует из работы Г. А. Закржевского (1963), принадлежат скорее всего к дунит-гарцбургитовой формации, поскольку они содержат гиперстен в значительном количестве и характеризуются низкой железистостью ( $f=8-12\%$ ).

В Северной Америке (Taylor, Noble, 1960; Noble, Taylor, 1960) гипербазиты образуют параллельные пояса: Западный и Восточный, протягивающиеся вдоль побережья Тихого океана. Они залегают в породах палеозоя и мезозоя, и единого мнения о их возрасте не имеется. Одни исследователи считают гипербазиты юрскими или меловыми, другие — раннемеловыми. По-видимому, эти породы так же, как и в восточной части Азиатского материка, являются разновозрастными. Среди них с течением времени, возможно, будут выделены верхнепалеозойские и мезозойские гипербазиты.

В настоящее время точную корреляцию пород оливинит-верлитовой формации на территории Азиатской и Северо-Американской ветвей Тихоокеанского пояса провести затруднительно, поскольку не все площади распространения ультраосновных образований в Северной Америке закартированы. Можно предполагать, что на этой территории будут выявлены новые интрузивы гипербазитов, в числе которых окажутся и типичные представители рассматриваемой здесь формации. Из известных к данному времени выходов ультраосновных пород, например в Юго-Восточной Аляске, к оливинит-верлитовой формации ближе всего находятся гипербазиты залива Юнион, описанные Дж. С. Рукмиком и Дж. Ноблем (Ruchmick and Noble, 1959). Ультраосновные породы массива находятся в области Западного пояса гипербазитов Северной Америки. Этот пояс характерен тем, что в его породах отсутствует ромбический пироксен. Интрузии ультраосновных и основных пород здесь чрезвычайно разнообразны по составу пород. Помимо зональных интрузивов, описанных ниже и относящихся к дунит-верлит-пироксенитовой формации, распространенных вдоль побережья Тихого океана от Британской Колумбии до северной части Аляски, встречается также большое число мелких интрузивов рогообманковых пироксенитов, формационная принадлежность которых не совсем ясна.

### **Породы дунит-верлит-пироксенитовой формации**

К дунит-верлит-пироксенитовой формации на юге Дальнего Востока относятся гипербазиты дахэжэньского комплекса раннерифейского возраста. Аналогов его в других регионах советской части Тихоокеанского тектонического пояса пока не установлено.

Не исключено, что они имеются на Северо-Востоке СССР в пределах Корякского нагорья. В других регионах весьма близкими, но не идентичными гипербазитам дахэчжэньского комплекса, являются ультраосновные породы восточного побережья Сахалина, имеющие палеогеновый возраст, по данным Г. П. Вергунова (1964). Гипербазиты здесь залегают в зоне крупного разлома, следующего вдоль побережья, и представлены дунитами, верлитами, лерцолитами и диаллагитами, связанными постепенными переходами и характеризующимися повышенной железистостью (13—20%) по сравнению с породами дунит-гарцбургитовой формации, залегающими в метаморфических сланцах Сусунайского хребта. Они слабо серпентинизированы и в дунитовых фациях их содержатся хромиты, а в перидотитах многочисленны жилы и гнезда метасоматических пироксенитов. По всем этим признакам и особенно по обилию в породах моноклинного пироксена гипербазиты Восточного побережья Сахалина ближе стоят к дунит-верлит-пироксенитовой формации.

Более широко представители рассматриваемой ассоциации ультраосновных пород распространены в Северной Америке в пределах Западного пояса позднюрско-меловых гипербазитов, описанных в упоминавшихся работах Дж. А. Нобля и Х. П. Тейлора. На территории юго-восточной Аляски к дунит-верлит-пироксенитовой формации следует отнести, по крайней мере, семь массивов гипербазитов (интрузивы островов Дак, Блашк, Аннет, Перси, а также залива Ред-Блафф, пика Кейн и некоторые другие). Из других регионов Западного пояса представителями рассматриваемой формации являются ультраосновные породы массива Твин-Систерс, расположенного в северной части Каскадных гор штата Вашингтон, и интрузив горы Лодстон в Британской Колумбии.

Общая особенность указанных выше интрузий ультраосновных пород Северной Америки — последовательное зональное строение, которое, однако, наблюдается не во всех массивах. Другую, не менее характерную черту их составляет отсутствие в породах ромбического пироксена и исключительно широкое распространение диопсида. Третья особенность рассматриваемых гипербазитов — сильно магнезиальный состав слагающих их минералов.

Массив Твин-Систерс, площадью 36 км<sup>2</sup>, имеет эллиптическую форму. Он сложен дунитами и пироксенитами и имеет предположительно раннемеловой возраст. В его составе преобладают дуниты, которые в краевых зонах сильно серпентинизированы и рассланцованы. Пироксениты распространены меньше и встречаются лишь в периферических участках.

Массив горы Лодстон представлен удлиненным штоком, протяженностью 16 км и шириной 5 км. Он имеет центральное дунитовое ядро, последовательно окруженное оболочками перидотита, оливнинового пироксенита и магнетитсодержащего пироксенита.

Контакты между всеми петрографическими разновидностями пород крутые и пестеренные. Оливин сильно магнезиален ( $f=5\%$ ), а пироксен относится к диопсид-авгиту. С дунитами связаны шпильки хромита, а в россыпях склона массива их встречается платина.

Гипербазиты острова Дак у берегов юго-восточной Аляски образуют два небольших изометричных в плане массива, один из которых (западный) состоит из ритмически чередующихся полос, сложенных то оливином, то моноклинным пироксеном. Наблюдается концентрация пироксена у подошвы полос, сложенных преимущественно оливином. В центральной части интрузива распространены богатые оливином перидотиты, а на остальной площади его — оливиновые пироксениты. Восточный массив сложен переслаивающимися дунитами и оливиновыми пироксенитами. Полосы из этих пород наклонены и собраны в складки, появление которых связывают с внедрением дунитового тела, расположенного в северо-восточной части массива гипербазитов. Встречаются и жилы метасоматических дунитов, секущие первичную полосчатость интрузива.

На острове Блашк массив гипербазитов имеет симметричное строение. Он состоит из концентрических вертикальных цилиндрических зон, сложенных различными типами ультраосновных пород из оливина и моноклинного пироксена. Габброиды и пироксениты развиты незначительно. В пироксенитах нет разностей с магнетитом и роговой обманкой.

Гипербазиты острова Аннет представлены штоком, состоящим в основном из сильно серпентинизированного дунита, в котором встречаются зерна моноклинного пироксена, количество которого увеличивается к западной границе интрузива. По этой его границе располагается маломощная зона пироксенитов.

На острове Перси распространены в основном оливиновые пироксениты с краевой зоной из магнетитсодержащего роговообманкового пироксенита, окруженного, в свою очередь, габброидами.

Интрузив пика Кейн сложен в основном дунитами и перидотитами с прерывистой краевой зоной из оливиновых пироксенитов и пироксеновых горнблендитов.

Массив залива Ред-Блафф состоит главным образом из хромитсодержащих дунитов и пироксенитов. В пироксенитах присутствует почти чистый диопсид и очень мало магнетита и роговой обманки.

Перечисленные выше массивы Западного пояса безгиперстеновых гипербазитов Северной Америки не без основания сопоставляются Дж. А. Ноблем и Х. П. Тейлором с ультраосновными породами платиноносного пояса Урала. В последнем, по данным Д. С. Штейнберга (1963), также широко представлены дуниты и пироксениты из диопсида, формировавшиеся раньше габброидов и характеризующиеся высокой магнезиальностью и хромитовой минерализацией.

В Японии (остров Хонсю) гипербазиты дунит-верлит-пироксенитовой формации широко распространены в зоне Самбагава (Kuroda, 1967).

### Породы дунит-гарцбургитовой формации

Дунит-гарцбургитовой формации в пределах Тихоокеанского складчатого пояса свойственны некоторые особенности геологического положения, состава и металлогении. На юге Дальнего Востока породы ее образуют неодинаковые по возрасту интрузивные комплексы, которые располагаются и в различных регионах. Наиболее древние протерозойские и рифейские гипербазиты распространены во внешних складчатых зонах пояса. Они расположены в пределах Мало-Хинганского, Фэншуйлинского и Кэнтэйского кристаллических массивов и приурочены к метаморфическим породам — амфиболовым и хлоритовым, а также слюдяным сланцам, которые представляют метаморфические аналоги древних вулканогенно-осадочных толщ. В этих регионах известно около 30 мелких массивов гипербазитов, представленных в основном аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, реже гарцбургитами. Породы сильно метаморфизованы. Местами они превращены в тальковые и амфиболовые сланцы. Интрузивы их располагаются в метаморфических толщах в виде зон северо-восточного направления, протяженностью до 40 км. Гипербазиты характеризуются высокой магнезиальностью.

Более молодые гипербазиты раннепалеозойского возраста, по данным С. А. Коренбаума, С. А. Шеки (1962), И. А. Шехоркина (1960), расположены в зоне раннепалеозойской складчатости на площади Ханкайского кристаллического массива. Они приурочены к вулканогенно-осадочному комплексу нижнего и среднего кембрия, который образовался в полугеосинклинальном прогибе, заложеном, очевидно, на кристаллических породах Ханкайского массива. Гипербазиты встречаются в виде мелких и линзовидных в плане тел, сложенных в основном аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, с которыми ассоциируют габбро, находящиеся в подчиненном количестве. С ультраосновными породами здесь связано месторождение талька и мелкие тела сильно окисленных при метаморфизме хромитовых руд.

Южнее, в области зубчатого сочленения Сино-Корейского кристаллического щита и зоны позднепалеозойской складчатости расположены интрузивы верхнепалеозойского дунит-гарцбургитового комплекса севера КНДР. Он представлен сравнительно мелкими телами апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов. Породы комплекса сопровождаются габбро и диабазами, имеющими дайковый характер. Гипербазиты залегают в верхнепалеозойских (Зимин и др., 1966) вулканогенно-осадочных породах, а мес-

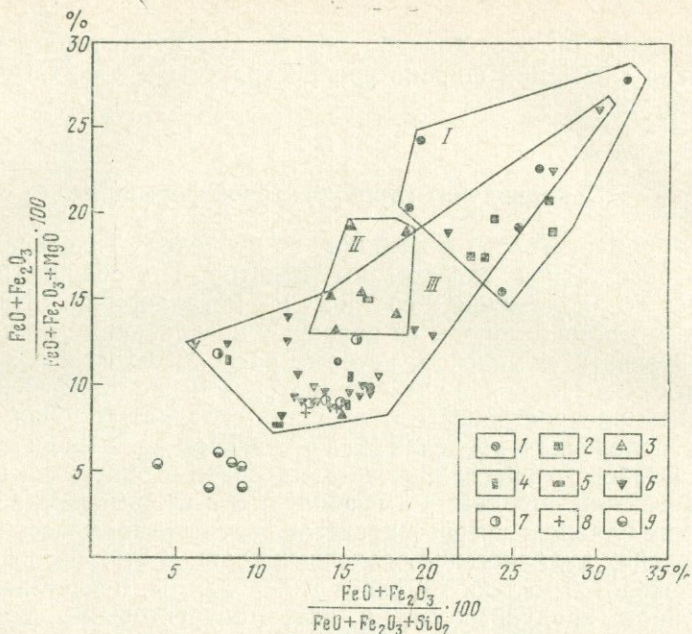


Рис. 67. Диаграмма изменения общей железистости и отношения  $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2} \cdot 100$  в гипербазитах северо-западной части Тихоокеанского пояса

Гипербазиты Восточного пояса Сихотэ-Алиня — 1, 2 — Наданьхада Бикинского антиклинория; 3 — восточного побережья Сахалина, 4 — восточного побережья Камчатки, 5 — острова Карагинского, 6 — Таловско-Пекульнейского и Вывенко-Хатырского поясов и массивов Урала: 7 — Хабаровинского, 8 — Халиловского, 9 — Кемпирсайского. — Поля очерчены в основном для гипербазитов Дальнего Востока (I), Сахалина (II), Камчатки — Корякского нагорья (III)

тами в кристаллических сланцах архея и протерозоя, на продолжении крупных разломов, обрамляющих узкие и длинные геосинклиналильные прогибы верхнего палеозоя, заложенные на кристаллическом фундаменте докембрия.

Наиболее примечательной особенностью верхнепалеозойского дунит-гарцбургитового комплекса КНДР является образование сплошных хромитовых руд после даек диабазов и связанных с последними жил габбро-пегматитов, что указывает на генетическое родство всех этих пород. Ультраосновные породы здесь характеризуются высокой магнезиальностью и низкой железистостью ( $f=8-10\%$ ), а хромиты сильно железисты ( $f=50\%$ ) и глиноземисты (см. рис. 55.)

К дунит-гарцбургитовой формации относятся также породы Западного гипербазитового пояса Сихотэ-Алиня, описанного выше. Железистость их, как видно на диаграмме (см. рис. 13),

находится в пределах 5—14%. Этим они резко отличаются от ультраосновных пород оливинит-верлитовой формации Восточного пояса Сихотэ-Алиня, состав которых отражен также на диаграмме рис. 34. На Сахалине к дунит-гарцбургитовой формации относятся, видимо, позднемезозойские гипербазиты. Они, по данным К. Л. Нарыжного (1963), залегают в виде мелких линз серпентинитов в метаморфических сланцах с глаукофаном, как и на о. Хоккайдо в Японии. Общая железистость этих серпентинитов, по данным А. Е. Егорова (анализ пяти образцов), составляет 7; 5,5; 5; 9; 9. Из этих данных и диаграммы (рис. 67) видно, что гипербазиты метаморфических сланцев Сахалина характеризуются очень низкой железистостью по сравнению с гипербазитами восточного побережья.

В северной части Сихотэ-Алиня к породам дунит-гарцбургитовой формации относятся расположенные в Хабаровском крае гипербазиты бассейна р. Хунгари. Они приурочены к субширотным разломам в области погружения Главного антиклинория. Здесь известно около семи небольших массивов ультраосновных и связанных с ними основных пород. Гипербазиты, по данным Э. П. Изоха (1964, 1965), относятся к нижнему мелу. В. Н. Плиев считает их верхнемеловыми. Внедрение этих интрузий происходило, видимо, в конце позднего триаса. Интрузивы их, имея тектонические контакты, кажутся секущими складчатые структуры нижнего (?) мела (см. рис. 10).

В составе комплекса гипербазитов бассейна р. Хунгари преобладают серпентиниты, реже встречаются дуниты, гарцбургиты, пироксениты, которые сопровождаются габбро-пегматитами и габбро. Наиболее ранние — ультраосновные породы. Габброиды относятся к поздней фазе и некоторые меланократовые разновидности их по составу являются переходными между ультраосновными и основными породами. Для некоторых габброидов характерна повышенная концентрация ильменита. Ультрабазиты бассейна р. Хунгари по составу наиболее магнезиальные среди соответствующих пород Сихотэ-Алиня. Общая железистость их составляет 5—7%, что также указывает на принадлежность к дунит-гарцбургитовой формации.

На Северо-Востоке к дунит-гарцбургитовой формации относятся большая часть интрузий ультраосновных пород Таловско-Пекульнейского пояса, изученного А. Ф. Михайловым (1961), М. В. Богidaeвой и В. Т. Матвеевко (1960). Гипербазиты этого пояса, видимо, разновозрастны. Наиболее молодым ( $Cr_2$ ), по данным этих авторов, является комплекс ультраосновных пород восточного побережья Пенжинской губы, поскольку интрузии его залегают в апт-альбских отложениях или на контакте их с коньяк-сантонскими. Основные и ультраосновные породы образуют здесь пластовые залежи или факолиты. Наиболее распространенные породы — серпентиниты, сравнительно широко представлены лерцолиты, гарцбургиты, реже жилы бронзититов, диал-

лагитов и вебстеритов. Габбро встречаются меньше, чем ультраосновные разности, связанные с последними постепенными переходами. Иногда они (пироксеновое габбро) наблюдаются в ультраосновных породах в виде ксенолитов и более поздних даек.

В пределах Таловских гор и в бассейне р. Анадырь гипербазиты, по последним данным, являются верхнемеловыми (Егизаров, 1963). Несомненно, что здесь имеются и более древние — позднепалеозойские — гипербазиты из числа тех, которые залегают в верхнепалеозойских кремнисто-вулканогенных толщах. Здесь распространены самые крупные массивы гипербазитов, площадь которых составляет  $360 \text{ км}^2$  (Куюльский массив) и даже  $1000 \text{ км}^2$  (Усть-Бельский массив).

Главную роль в строении интрузивов, по данным М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко, играют апогарцбургитовые серпентиниты, а также гарцбургиты, реже лерцолиты, верлиты и дуниты, пироксениты. Из этих пород пироксениты (диаллагиты, энстатиты и вебстериты) образуют в лерцолитах маломощные жилки, которые имеют метасоматический характер. Верлиты встречаются в основном на границе дунитов и диаллагитов (Усть-Бельский массив).

Основные породы типа оливинового, пироксенового и амфиболового габбро распространены меньше ультраосновных пород. В указанных выше крупных массивах они дают как постепенные переходы к перидотитам, так и более поздние дайки и, по мнению И. А. Склера, являются производными той же перидотитовой магмы, из которой возникли лерцолиты, дуниты и др.

Относительно высокая роль перидотитовых фаций в строении массивов Таловских гор и правобережья р. Анадырь, а также остатки кровли осадочных и других пород в них указывает на слабую эродированность этих интрузий. Потому с глубиной естественно ожидать увеличение роли дунитовых пород, что нужно иметь в виду как благоприятный признак также при оценке перспектив хромитоносности Куюльского, Усть-Бельского и других массивов.

Химические анализы (Богидаева, Матвеевко, 1960) показывают, что ультраосновные породы Таловско-Пекульнейского пояса характеризуются высокой магнезиальностью и низкой железистостью. Железистость дунитов составляет 9,8—10%, гарцбургитов — 9,4—9,6%, лерцолитов — 9,0—13%, серпентинитов 10,7—12,6%, диаллагитов — 10,8—13,1%, бронзитов — 10,8%, вебстеритов — 12,3%. Из этих, а также геологических данных, приведенных выше, видно, что породы правобережья Пенжинской губы, Таловских гор и правобережья р. Анадырь значительно отличаются от гипербазитов Вывенко-Хатырского пояса и могут быть отнесены к дунит-гарцбургитовой формации.

Южнее, на острове Карагинском и вдоль восточного побережья Камчатки распространены гипербазиты позднемелового

возраста: Они представлены главным образом апогарцбургитовыми, реже аподунитовыми и аполерцолитовыми серпентинитами. Среди этих пород встречаются метасоматические крупнозернистые диаллагиты, возникшие до интрузий габбро. Последними образуются жилы диопсидитов в гарцбургитах.

Все породы прорываются многочисленными дайками основных пород, среди которых различаются как самостоятельные тела, так и фации оливиновых габбро-норитов, пироксенитов, габбро-диабазов. Они вступают более молодыми дайками кварцевых диоритов. По особенностям состава Карагинский комплекс относится к дунит-гарцбургитовой формации. Химический состав их не противоречит этому, как следует из данных Д. С. Харкевича (1941). Гипербазиты здесь характеризуются весьма низкой железистостью, которая в дунитах составляет 40,6%, в лерцолитах — 10,6%, в диаллагитах — 11,5%. С этими породами связаны гистеромагматические хромиты, представленные массивными рудами магнезиального ( $f=27-44\%$ ) хромита и феррохромита. Южнее, в области восточного берега Камчатки, распространены гипербазиты, которые также относятся, видимо, к дунит-гарцбургитовой формации. Они представлены серпентинитами и перидотитами. Железистость последних (бухта Раковая, Шаронский мыс) составляет 7,7—15%.

Приведенные данные подтверждают, что гипербазиты восточного побережья Камчатки, о. Карагинского и побережья Олюторского залива образуют третий пояс ультраосновных пород на территории Северо-Востока СССР. В отличие от Вывенко-Хатырского верлитового пояса этот последний является гарцбургитовым.

В Северной Америке, к дунит-гарцбургитовой формации относятся породы Восточного пояса гипербазитов, представленные чаще серпентинитами, возникшими за счет дунитов и гарцбургитов. С этими породами связаны месторождения хромитов, а также тальк и асбест.

В Японии к дунит-гарцбургитовой формации относится, видимо, большинство гипербазитов. Наиболее древними здесь считаются (Miyashiro, 1966) ультраосновные породы зон Китаками, Абукума и Хида. Гипербазиты в них представлены в основном серпентинитами и сопровождаются проявлениями натриевого метасоматоза. Возраст ультраосновных пород этих зон относится к позднему палеозою. Более молодыми (J—C<sub>2</sub>) являются гипербазиты о. Хоккайдо (зона Камуикотан), которые также сопровождаются натриевой минерализацией и представлены в основном серпентинитами, с подчиненным количеством габброидов, секущих ультраосновные разности. Имеются и другие зоны распространения гипербазитов в Японии. Они являются мелкими и сведения о них в литературе, как и обо всех гипербазитах этой страны, имеют общий характер (Miyashiro, 1966, 1961; Kuroda, 1967).

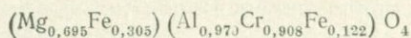
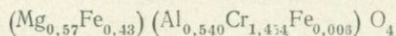
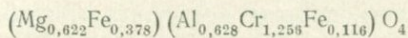
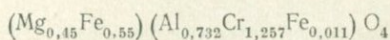
Данные о химическом составе гипербазитов Тихоокеанского пояса имеются в работах М. В. Богидяевой и В. Т. Матвеевко (1960), автора (Зимин, 1965<sub>1</sub>) и других исследователей (Изох, 1964, 1965). Для юга Дальнего Востока они отражены на диаграммах (см. рис. 13, 16, 34). На другой диаграмме (рис. 67) показана железистость гипербазитов Сахалина и Северо-Востока СССР. Из диаграмм видно, что большинство гипербазитов советской части Тихоокеанского пояса характеризуются высокой железистостью по сравнению с гипербазитами Кемпирсайского массива на Южном Урале; общая железистость последних — 4—6%. Диаграммы показывают также, что наиболее железистыми являются гипербазиты оливинит-верлитовой формации. Общая железистость их колеблется от 15 до 36%. К таким породам относятся гипербазиты Восточного пояса Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Бикинское антиклинория, а также хр. Пекульней и бассейнов рек Хатырки и Вывенки, слагающие внутренний пояс в складчатом обрамлении Тихого океана. Они располагаются так, что образуют внутреннее гипербазитовое полукольцо в складчатых сооружениях северной части Тихого океана (см. рис. 75).

Дунит-гарцбургитовые гипербазиты образуют два крупных пояса первого порядка: внешний и островной. Породы их характеризуются более высокой магнезиальностью по сравнению с породами оливинит-верлитовой формации. Железистость этих образований непостоянна и колеблется от 8 до 15%. Наиболее магнезиальны ( $f=5-9\%$ ) гипербазиты Сахалина (гипербазиты в метаморфических толщах), о. Карагинского ( $f=10-11\%$ ) и восточного побережья Камчатки (7—15%). К сильно магнезиальным относятся также гипербазиты внешнего пояса. Так, железистость ультраосновных пород КНДР составляет 8%, бассейна р. Хунгари — 8—12%, серпентинитов Северо-Восточного Китая — 7—10%, Таловского пояса на Северо-Востоке СССР — 10—12%.

#### Металлогения гипербазитов

В соответствии с петрографическим и химическим составом гипербазитов Тихоокеанского складчатого пояса находятся и их металлогенические особенности. Неодинаково и их практическое значение. В большинстве офиолитовых зон ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации характеризуются приуроченностью к ним хромитовых руд. Последние имеют различный состав и относятся в основном к гистеромагматическим. В большинстве интрузивных комплексов хромиты являются железистыми и глиноземистыми. Так, железистость хромитов в интрузивах КНДР составляет 44—56%. В хромитах Куюльского массива Северо-Востока СССР она находится в пределах 30—55%, как

видно из приведенных ниже формул хромшпинелидов, рассчитанных по анализам А. Ф. Михайлова (1961).



Из формул следует, что хромиты Куюльского массива не все глиноземистые. Имеются и разности с высоким содержанием хрома, которые, очевидно, приурочены к фации дунитов. С хромитами здесь связаны платина (Михайлов, 1961). Куюльский массив является крупным и эродирован слабо, о чем свидетельствуют останцы кровли. Эти факты позволяют считать его перспективным на поиски хромитов. Породы Куюльского массива залегают в метаморфических сланцах с глаукофаном. Они прорываются дайками гранитоидов натриевого ряда и перспективны для поисков жадеититов.

На территории Северо-Востока СССР имеются и другие крупные слабо эродированные интрузивы гипербазитов. К ним относятся Усть-Бельский и Тамватнэйский массивы с признаками хромитовой минерализации. Все они должны быть подвергнуты тщательному изучению в отношении рудоносности.

Таким образом, в пределах Северо-Востока СССР имеются благоприятные предпосылки для поисков хромитов в зонах распространения пород дунит-гарцбургитовой формации. Если учесть, что гипербазиты здесь изучены слабо, то постановку тематических и поисковых работ на их площади следует считать крайне необходимой. Кроме хромитов, при поисках должны иметься в виду никель, медь, тальк и асбест (хризотилковый и амфиболовый), а также киноварь.

Относительно металлогении пород оливинит-верлитовой формации необходимо сказать следующее. Хромиты в них не встречаются, чем они резко отличаются от гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. В дунитах и верлитах местами встречаются месторождения талька и проявления хризотил-асбестовой минерализации (Северо-Восточный Китай). С основными породами оливинит-верлитовой формации связаны повышенные концентрации титаномагнетита и ильменита. Поэтому возможны россыпные месторождения. Кроме того, в ряде мест (район Жаохэ в Северо-Восточном Китае), в диабазах и вмещающих их зеленокаменных породах встречается медно-никелевая минерализация (Зимин, 1960; Зимин и др., 1961). Итак, породы оливинит-верлитовой формации могут быть интересны в отношении поисков указанных выше полезных ископаемых.

## Основные черты природы и геологической истории гипербазитов

Переходя к анализу геологических условий образования офиолитовых зон, заметим, прежде всего, что гипербазиты Тихоокеанского складчатого пояса формировались в основном на поздних стадиях прогибания эвгеосинклинальных зон накануне инверсии, но до внедрения гранитоидов. Вероятно, потому они распространены также в районах только зрелых океанических островов (Япония, Сахалин, Новая Зеландия, Филиппины, Индонезийские крупные острова) и не встречаются в островных дугах, находящихся в эмбриональной стадии развития (Курильские, Алеутские, Командорские и др.). Почему же в таком случае на поздних этапах прогибания эвгеосинклиналей образуются разные по составу формации гипербазитов? Следует думать, что появление этих пород надо рассматривать в аспекте общей дифференциации вещества мантии Земли и формировании коры в разных сегментах Земли, по мере развития геосинклиналей и превращения их в складчатые сооружения. С этой точки зрения, устанавливая генезис гипербазитов, нужно учитывать и другие особенности вулканизма эвгеосинклинальных зон. Особенно важное значение приобретает изучение характера магматизма, предшествовавшего формированию ультраосновных пород, а также анализ истории эволюции подвижных областей на ранних и средних этапах эволюции.

Исследования показывают, что история образования эвгеосинклинальных зон, содержащих неодинаковые гипербазиты, является различной. Эти области отличаются по характеру формирования и по особенностям вулканизма на ранних и средних стадиях их эволюции.

Время заложения эвгеосинклинали в области Таловского дунит-гарцбургитового пояса гипербазитов (Егиазаров, 1963) относится примерно к началу ордовика, а внедрение этих пород произошло в конце позднего мела. До формирования ультрабазитов проявлялась неоднократно вулканическая деятельность в среднем и позднем девоне, в раннем карбоне и в триасе. Изливались большей частью основные и средние, реже кислые эффузивы. Особенно интенсивным был подводный вулканизм в раннем и позднем мелу, причем формировались как основные, так и средние и кислые эффузивы, с которыми ассоциируют яшмы. Только после такой длительной подготовки в виде неоднократных излияний эффузивов в этой эвгеосинклинали в конце позднего мела возникли породы магнезиальной дунит-гарцбургитовой, а не какой-либо другой формации.

Несколько иначе протекали геологические события в соседней Выбенко-Хатырской эвгеосинклинали. Они были к тому же неодинаковы на ее северо-восточном и юго-западном флангах. В северо-восточной части (реки Хатырка, Великая) заложение

эвгеосинклинали относится, по-видимому, к концу ордовика — началу девона, а внедрение гипербазитов приходится на поздний палеозой. Излияния подводных эффузивов происходили в девоне и позднем палеозое. В результате образовались главным образом основные, реже средние и кислые породы. Срок жизни геосинклинали здесь был короче, чем в рассмотренной выше, меньше времени изливались и эффузивы. В результате образовались гипербазиты оливинит-верлитовой, а не дунит-гарцбургитовой формации. В юго-западной части Вывенко-Хатырского пояса заложение эвгеосинклинали произошло позднее, по-видимому в юре, а образование гипербазитов в конце позднего мела. Излияния эффузивов основного, реже среднего и кислого ряда происходило только в раннем и позднем мелу. В результате здесь, как и в северо-восточной части эвгеосинклинали, формировались породы оливинит-верлитовой формации.

Близкая картина развития эвгеосинклинали имела место в Пекульнейской зоне гипербазитов, как это следует из работы Б. Х. Егназарова (1963). Здесь заложение эвгеосинклинали относится, по-видимому, к концу позднего палеозоя — началу триаса, а формирование гипербазитов произошло в конце позднего мела. Излияния эффузивов в основном были в меловой период, за которыми, как и в Хатырской зоне, последовали гипербазиты оливинит-верлитовой формации.

Весьма интересна история формирования ультраосновных пород Восточного пояса Сихотэ-Алиня и в Наданьхада-Бикинском антиклинории. Это области проявления пород оливинит-верлитовой формации. Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации здесь известны в области Западного пояса Сихотэ-Алиня и севернее, в бассейне р. Хунгари. Время заложения Сихотэ-Алиньской эвгеосинклинали относится скорее всего к концу девона — началу карбона, а инверсия ее в зоне Главного антиклинория произошла в конце поздней перми. Внедрение гипербазитов оливинит-верлитовой формации имело место в ранней перми, по данным Ю. Н. Размахина и других исследователей. В триасе эти породы, по сведениям В. А. Чмырева и А. Н. Вржосека, были эродированы и заключены в виде обломков в отложениях карнийского яруса Даубихинской зоны.

Проявление подводного вулканизма в виде излияний спилитов и диабазов, по данным В. П. Мишина и других, имело место в среднем и позднем карбоне и в ранней перми. Характерно, что зеленокаменные эффузивы и туфы в карбоне и в перми не дают мощных толщ, а представлены единичными покровами и пластами спилитов и диабазов, рассредоточенными по разрезу среди осадочных пород. В соответствии с этим, после завершения вулканизма в конце ранней перми, произошло внедрение гипербазитов оливинит-верлитовой формации, сопровождавшихся и большим количеством основных пород, чем это наблюдается в зонах распространения гипербазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации.

В области Даубихинского глубинного разлома в пермское время формировались не только спилиты, диабазы и соответствующие туфы, но и кислые эффузивы (фельзиты, альбитофиры, кварцевые порфиры) и их туфы, широкой полосой прослеживающиеся от р. Бикин (на севере) до Чхончжинской зоны офиолитов КНДР (на юге). В тесной связи с этими более дифференцированными толщами офиолитовых вулканитов находятся в пермские гипербазиты другой — дунит-гарцбургитовой — формации.

Несколько иначе протекало геологическое развитие северной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Последний в бассейне р. Хунгари погружается и перекрывается мезозойскими породами геосинклинального типа, среди которых довольно распространены зеленокаменные эффузивы в разрезах триаса и юры. В конце триаса здесь внедрялись гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, а не оливинит-верлитовой, как это было в ранней перми несколько южнее этого района на простирании Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Имеются основания предполагать, что заложение эвгеосинклинали и подводная вулканическая деятельность в районе начались еще в позднем палеозое, вероятно в карбоне, а инверсия геосинклинали произошла в начале позднего мела. Здесь область Главного антиклинория имела более длительную геологическую историю и более продолжительное время вулканизма до появления интрузий ультраосновных пород, чем это наблюдалось несколько южнее. Поэтому внедрение здесь в конце триаса интрузий дунит-гарцбургитовой формации было закономерным.

В области Наданьхада-Бикинского антиклинория, по нашим наблюдениям, развит комплекс осадочных и эффузивных пород, сходный с образованием себучарской свиты нижней перми Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Это — спилиты, диабазы и их туфы, перемежающиеся с кремнистыми сланцами и яшмами, а также с темно-серыми глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Как и в Сихотэ-Алине, они прорываются гипербазитами оливинит-верлитовой формации.

Начало заложения Наданьхада-Бикинской эвгеосинклинали относится, по-видимому, к карбону, как свидетельствуют находки фауны в районе р. Бикин и правобережья Уссури. Излияния, приведшие к образованию зеленокаменных эффузивных пород, по-видимому, были здесь в карбоне и особенно в ранней перми. Во время полезных работ в 1958 г. было установлено, что эти эффузивы и их туфы в разрезах Наданьхада-Алиня не образуют самостоятельной толщи, а залегают в виде отдельных горизонтов мощностью до 100—200 м, спорадически встречающихся в разрезах осадочных пород. Мощность горизонтов эффузивов несколько увеличивается в южной части антиклинория, однако и здесь они ни в коем случае не идут в сравнение с мощными вулканогенными толщами палеозоя КНДР, Урала (Нестоянова,

1960; Фролова, Рудник, 1961) и других регионов. В итоге сравнительно кратковременного развития Наданьхада-Бикинской эвгеосинклинали и слабого проявления подводного вулканизма в ней, как и в Сихотэ-Алинской области, в пермское время внедрялись гипербазиты оливинит-верлитовой формации.

Итак, анализ особенностей состава, металлогении, пространственного размещения и эволюции магматических образований Тихоокеанского складчатого пояса позволяет сделать следующие выводы.

1. Три типа формаций гипербазитов (дунит-гарцбургитовой, дунит-верлит-пироксенитовой и оливинит-верлитовой) характерны для складчатых сооружений не только юга Дальнего Востока, но составляет важнейшую черту интрузивного магматизма северной половины Тихоокеанского складчатого пояса.

2. Размещение в плане различных типов гипербазитов в складчатых сооружениях, обрамляющих северную часть бассейна Тихого океана, напоминает собой подкову, внутренние дуги которой, тяготеющие к побережью, сложены породами оливинит-верлитовой и дунит-верлит-пироксенитовой формаций, а внешние — интрузивами дунит-гарцбургитовой формации. В этом состоит другая принципиально важная особенность Тихоокеанского складчатого пояса. Она свидетельствует, в частности, о том, что геологическое распространение различных типов гипербазитов контролировалось в известной мере причинами планетарного порядка, на которых мы остановимся ниже. Здесь же отметим, что указанный план размещения гипербазитов частично повторяется и на островах. Об этом свидетельствуют развитые в восточных зонах островов Сахалин и Хоккайдо интрузии ультраосновных пород, отличающиеся более высокой железистостью и обилием фаций кальцийсодержащих перидотитов (верлитов, лерцолитов) и пироксенитов (диаллагитов), как отмечено было выше.

3. Помимо поперечной, наблюдается и продольная зональность в размещении гипербазитов. Она выражается в том, что породы дунит-гарцбургитовой формации по простиранию глубинного разлома большой протяженности в пределах того или иного региона сменяются интрузивами оливинит-верлитовой ассоциации (Хунгарийская зона и Восточный пояс гипербазитов Сихотэ-Алиня), а последние — массивами существенно габброидного состава (Таловско-Пекульнейский пояс Корякского нагорья). Это, а также другие отклонения от общего плана размещения интрузий ультраосновных пород (Восточно-Камчатский краевой пояс из дунитов и гарцбургитов и т. д.) свидетельствуют о том, что характер формаций гипербазитов (дунит-гарцбургитовая или оливинит-верлитовая), зависит также и от типа эвгеосинклинальной зоны, в которой они формируются. При этом дунит-гарцбургитовые породы возникали в таких эвгео-

синклинальных зонах, которые отличались большей длительностью периода их прогибания и сильным и разнообразным проявлением догипербазитового вулканизма в виде спилитов и кислых эффузивов. Оливинит-верлитовые формации, наоборот, формировались в эвгеосинклинальных зонах, характеризовавшихся большей скоротечностью периода прогибания и слабым проявлением догипербазитового вулканизма в виде спилитов и кислых эффузивов. Последние не образуют мощных и самостоятельных вулканогенных толщ из эффузивов и туфов, а встречаются как отдельные маломощные горизонты, рассредоточенные в разрезах среди отдельных пород. Эвгеосинклинальные зоны первого типа имеют характер сквозных образований, поскольку их формирование захватывает две эры (палеозой — мезозой). В отличие от них, эвгеосинклинали второго ряда являются скоротечными, так как их эволюция укладывается в рамки одной эры или даже ее половины. Отклонения от этого, видимо, связаны с неодинаковым составом исходной мантии в том или ином сегменте Земли и различной интенсивностью ее проплавления в этап догипербазитового магматизма, что будет рассмотрено ниже.

#### **НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ И СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ИНТРУЗИВНЫХ ОФИОЛИТОВ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ**

Процесс становления интрузивных офиолитов, как правило, сложный и многостадийный, в котором тесно переплетаются явления магматизма и метаморфизма. Это первое, что характерно для рассматриваемых ассоциаций и пород во всех регионах. Другой общей чертой, свойственной офиолитам большинства складчатых поясов, является пространственная связь их с глубинными разломами и залегание в антиклинориях, развившихся из геосинклинальных прогибов. Однако массивы этих пород размещаются чаще всего не в самих разломах, а в оперяющих крупных дизъюнктивах. Общим для офиолитов является также формирование основных пород после ультраосновных разностей.

Кроме общих черт, свойственных всем офиолитам, имеются и особенности, обусловленные спецификой геологического развития того или иного региона, учет которых позволяет лучше понять генезис этих образований. Изучение показывает, что офиолитовые ассоциации пород нередко отличаются одна от другой последовательностью формирования, соотношением и взаимоотношением пород и руд, а также металлогенией.

## Последовательность формирования интрузивных офиолитов

Последовательность формирования, как и состав, интрузивных офиолитов, не везде одинакова. Но основная закономерность, свойственная всем им, все же выдерживается и заключается в том, что по мере образования той или иной офиолитовой серии возникают все более низкотемпературные рудные метасоматиты. Порядок образования пород и хромитовых руд в разных регионах может быть различным и нередко очень сложным. В одних интрузивных сериях гистеромагматические хромиты, например, образуются раньше даек диабазов и габбро-диабазов, а в других — позднее. Известны ассоциации, в которых время формирования этих даек приходится на промежуток между ранними и поздними хромитами. Ниже рассмотрим эти случаи подробнее.

В Кемпирсайском регионе наблюдается следующая последовательность образования пород (Логинов и др., 1940):

- 1) дуниты — гарцбургиты — лерцолиты;
- 2) гистеромагматические хромиты и связанные с ними более магнезиальные дуниты;
- 3) жилы метасоматических гарцбургитов;
- 4) жилы метасоматических диааллитов;
- 5) серпентинизация и образование серпентинитов;
- 6) дайки оливиновых норитов и габбро-диабазов и жилы горнблендитов.

В Байгускаровском массиве (Бучковский, 1958) с дайками диабазов, секущими серпентиниты, связана медно-никелевая минерализация, которая в серпентинитах сопровождается оталькованием, а в диабазах — хлоритизацией. В Халиловском, а также в Хабарнинском и в ряде других интрузивов Урала дайки диабазов и габбро-диабазов формировались также после гистеромагматических хромитов (Бетехтин и др., 1937, 1940).

В верхнепалеозойских интрузиях КНДР наблюдается следующая последовательность формирования пород и руд: 1) дуниты и гарцбургиты; 2) дайки диабазов и габбро-диабазов и связанные с ними шилы габбро-пегматитов с магнетитом и ильменитом; 3) гистеромагматические, сильно железистые хромиты и связанные с ними дуниты; 4) серпентинизация и серпентиниты.

Приведенные данные показывают, что даже в зонах проявления бедных кальцием дунит-гарцбургитовых комплексов гипербазитов основные и ультраосновные породы, а также хромиты имеют тесную пространственную, хронологическую, а в конечном счете и генетическую связь. Этот вывод следует также из анализа взаимоотношений между главными типами основных и ультраосновных пород, что будет рассмотрено ниже.

## Соотношение между главными типами ультраосновных и основных пород

Среди интрузивных офиолитов обычно преобладают магматические ультраосновные породы. Они имеют между собой постепенные переходы и образуют нередко стратифицированные массивы. Снизу вверх в таких интрузивах (Кемпирсайский, Крака, Халиловский и др.) наблюдается следующая последовательность образования и залегания пород: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, иногда вебстериты или диаллагиты. Такая расслоенность массивов свидетельствует о формировании их в относительно спокойных тектонических условиях, допускающих гравитационную и кристаллизационную дифференциацию перидотитовых расплавов.

На магматический характер ультраосновных пород указывают также следующие признаки: 1) нередко встречающееся залегание маломощных (4—16 м) пластовых тел несерпентинизированных гипербазитов среди осадочных и вулканогенных пород; 2) апофизы гипербазитов во вмещающих породах (Лодочников, 1936; Leonard, 1935) и явления метаморфизма последних на контакте с ультраосновными разностями; 3) присутствие ксенолитов вмещающих и других пород в телах гипербазитов; 4) многофазность и направленность формирования комплексов гипербазитов (от магнезиальных к железистым и рудным), свойственная типичным магматическим ассоциациям пород; 5) расслоенность массивов и закономерное изменение в них состава аксессуарных хромшпинелей в вертикальном направлении.

Выше было указано, что главные типы ультраосновных и основных пород в зонах проявления гипербазитов являются чаще всего разновозрастными. Это характерно для большинства регионов. Перидотиты образуются раньше, а основные породы имеют характер поздних даек. Известны случаи более сложных взаимоотношений между породами. Так, по данным Х. П. Тейлора и Дж. А. Нобля, в Западном поясе гипербазитов Северной Америки габброиды в основном более ранние, чем перидотиты. В последних, впрочем, встречаются и более поздние дайки габброидов и жилы габбро-пегматитов. По сведениям М. Б. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960), в Таловско-Пекудьнейском поясе гипербазитов Северо-Востока СССР основные породы встречаются в виде ксенолитов в ультраосновных, хотя главная масса их всегда более поздняя по сравнению с перидотитами.

Таким образом, основные породы в зонах проявления гипербазитов чаще всего поздние, по сравнению с ультраосновными разностями. Это также указывает на общность их происхождения.

Количественные соотношения основных и ультраосновных пород в районах распространения дунит-гарцбургитовых комплексов — обратные. Обычно чем больше бескальциевых ультра-

основных пород, тем меньше относительная доля участия основных разностей. Это хорошо видно на примере Кемпирсайского массива и интрузии Северного Крака, описанных в работах В. П. Логинова и др. (1940) и Г. А. Соколова (1948). Такое соотношение основных и ультраосновных пород в составе интрузивных сообществ указывает на их генетическое родство. Зависимость степени распространения основных пород от состава ультраосновных разностей хорошо выражена в гипербазитах Тихоокеанского тектонического пояса. Чем шире в офиолитовых сериях представлены кальцийсодержащие перидотиты и пироксениты, тем больше основных пород с ними ассоциирует. Прекрасным примером являются интрузивные офиолиты Восточного пояса Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Алинского антиклинория. Здесь среди ультраосновных пород преобладают кальцийсодержащие верлиты, пироксениты и лердолиты. Соответственно этому в зонах проявления их наблюдается и более высокое (1:3) количественное отношение основных пород к ультраосновным, чем в районах распространения дунит-гарцбургитовой формации. В последних (Северный Крака и Хабаровский массив) иногда также имеет место возрастание роли основных пород по мере увеличения количества верлитов, диаллагитов и лердолитов.

В пользу генетической близости основных и ультраосновных пород говорят также их металлогенические и петрохимические особенности.

#### Металлогенические особенности

Интрузивные комплексы гипербазитов не равнозначны в металлогеническом отношении. Одни из них содержат крупные запасы хромитовых руд, другие бедны ими, третьи вообще их лишены. Это при равных других обстоятельствах (степень эродированности массивов и т. д.) свидетельствует, прежде всего, о неодинаковом составе исходных магм, из которых образуются рассматриваемые ассоциации пород. Более того, состав хромитовых рудных концентраций в гипербазитах обнаруживает интересные колебания, что неоднократно подчеркивалось в работах А. Г. Бетехтина (1937, 1940), Н. В. Павлова (1949); Н. В. Павлова, И. И. Чупрыниной (1967), В. П. Логинова и др. (1940) и Г. А. Соколова (1948). Ими было показано, что в существенно дунитовых массивах хромиты являются сильно магнезиальными и богатыми хромом (Кемпирсайский массив). В массивах, в которых содержится больше фаций перидотитов (Халиловский, Хабаровский, Крака), хромиты более железисты и глиноземисты, особенно сильно глиноземистыми являются хромиты, залегающие в сарановском перидотитовом комплексе. Последние три массива характеризуются повышенным содержанием в них пе-

риidotитовых фаций. Им сопутствует и большее количество основных пород, что было отмечено выше.

Таким образом, хромиты отражают особенности петрографического состава всей серии интрузивных офиолитов, а не только отдельных фаций того или иного массива гипербазитов. Это можно видеть из следующего. Хромиты из дунитовых фаций хабарнинского и халиловского комплексов, а также массива Крака характеризуются более высокой ( $f_0=40-65\%$ ) общей железистостью и глиноземистостью, по сравнению с хромитами ( $f=20-25\%$ ) из дунитов Кемпирсайского массива, отличающегося незначительным развитием перидотитовых фаций и основных пород. Это же характерно для хромитов из перидотитовых фаций рассматриваемых трех интрузивов. В куюльской серии интрузивных офиолитов Северо-Востока СССР также широко распространены основные породы. Они составляют 30—40% от всей массы пород. В соответствии с этим и хромиты в ультраосновных породах здесь сильно железисты и глиноземисты. Железистость их, как видно из приведенных ранее формул хромшпинелидов, составляет 30—50%.

В КНДР в верхнепалеозойской зоне гипербазитов также наблюдается относительно большее количество основных пород, чем во многих массивах Урала. Соответственно этому и хромиты в дунитах и гарцбургитах характеризуются высокой железистостью ( $f=44-56\%$ ) и глиноземистостью. Видимо, не случайно и то, что эти хромиты образовались после даек диабазов. Примеров зависимости состава хромитов от петрографических особенностей той или иной серии гипербазитов и габброидов можно было бы привести много (см. рис. 57).

Основные породы, связанные с ультраосновными, как отмечалось выше, нередко имеют характер даек, возникающих позднее. Металлогения их также своеобразна. В бедных кальцием интрузивных сериях типа байгускаровской с дайками диабазов и габбро-диабазов связаны медно-никелевые руды весьма сложного состава и во многом не похожие на руды, имеющиеся в базитовых комплексах щитов. Они отличаются более сложным составом и тем, что в них значительных содержаний достигает большое число компонентов: Cu, Ni, Co, Zn, S, Fe, Cd, Au, As, W. Основные породы в такого рода сериях не содержат повышенных концентраций окисных соединений титана и железа. Это и естественно, так как в ультраосновных породах здесь не встречается сколько-либо заметных содержаний этих элементов. Наоборот, в зонах проявления оливинит-верлитовых комплексов основные породы нередко содержат значительное количество ильменита и магнетита. Титан и железо, входящие в эти минералы, наблюдаются в повышенном количестве и в ультраосновных породах. Они входят в состав титаномагнетита, оливина, гипертена и титанистого авгита.

## Сопряженность ультраосновных и основных пород по составу

Существует мнение, что ультраосновные и основные породы в интрузивных сериях не являются родственными образованиями. Особенно резко эта точка зрения была отражена в сводной работе Э. П. Изоха (1965) по магматическим сериям Северного Сихотэ-Алиня и Приамурья.

Выше было показано, что пространственные, хронологические и металлогенические особенности ультраосновных и основных пород офиолитовых поясов и зон определенно свидетельствуют об их родственных отношениях. Это же следует и из анализа химического состава (см. табл. 10). Основные и ультраосновные породы в каждом случае представляют петрохимически единый ряд магматических образований. В качестве крайних и промежуточных по составу дериватов в ультраосновных и основных массивах встречаются обычно пироксениты (диаллагиты) или горблендиты.

Таблица 55

Средние содержания рудных компонентов в ультраосновных и основных породах офиолитовых поясов Сихотэ-Алиня

Компонент	Западный пояс		Восточный пояс	
	ультраосновные	основные	ультраосновные	основные
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	2,06	5,71	2,88
FeO	3,75	6,63	8,30	9,15
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,85	0,84	1,61
MnO	0,12	0,13	0,21	0,16
Количество проб	17	8	17	12

Особенно рельефно видна сопряженность основных и ультраосновных пород по составу на примере гипербазитов Сихотэ-Алиня. Из данных, приведенных в табл. 55, видно, что габброиды Восточного оливинит-верлитового пояса этой области, как и ультраосновные породы, характеризуются более высокой железистостью темноцветных минералов, чем аналоги их в соседнем — Западном поясе дунит-гарцбургитовых интрузий. Из данных табл. 54 следует, что габброиды первого пояса, так же как и перидотиты, содержат больше FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и MnO, чем сходные с ними породы, распространенные западнее. Сопряженными оказываются и минералы из основных и ультраосновных пород. Это видно из следующего. В Восточном оливинит-верлитовом поясе распространены в основном безгиперстеновые перидотиты, возникшие из магмы, насыщенной кальцием. Они сопровожда-

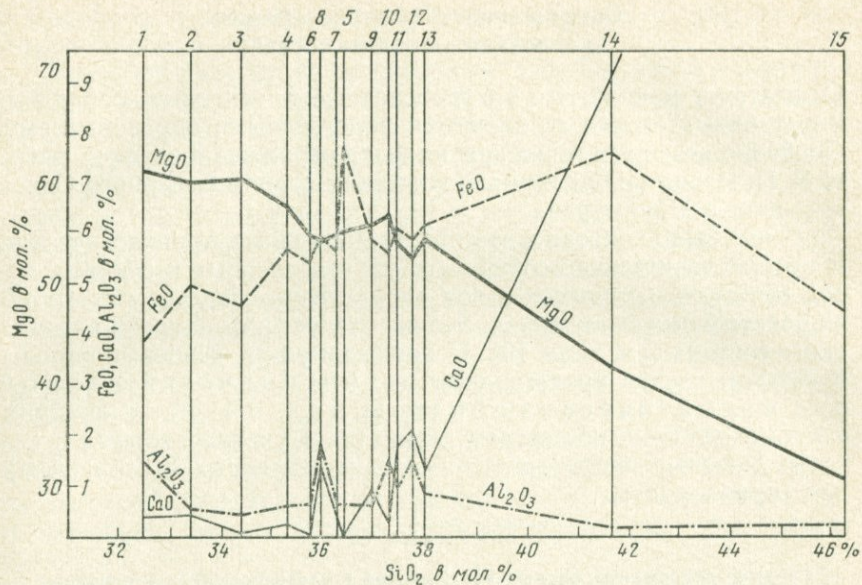


Рис. 68. Сравнительная вариационная диаграмма состава пород ряда массивов дунит-гарцбургитовой формации Урала

Массив Южный Крак: 1, 2 — дуниты, 8 — гарцбургиты, 11, 12 — перцолиты. Кемпирсайский массив: 3 — дуниты, 6, 7 — гарцбургиты, 13 — перцолиты. Хабаровинский массив: 4, 5 — дуниты, 9, 10 — гарцбургиты, 14, 15 — верлиты и диаллагиты

ются и обычными габбро и диабазам. Те же массивы перидотитов, которые содержат ромбический пироксен в том или ином количестве, сопровождаются уже не габбро и диабазам, а габбро-норитами.

Больше всего основных пород имеется в Восточном поясе, где господствуют кальцийсодержащие перидотиты и пироксени-

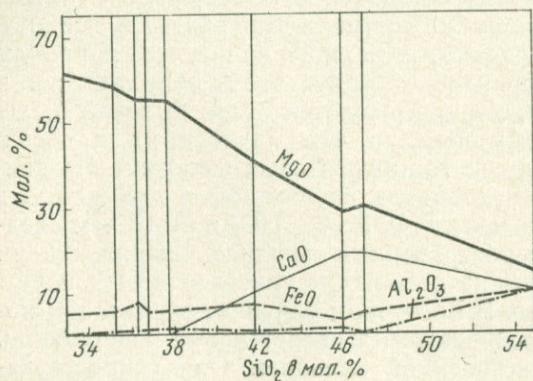


Рис. 69. Вариационная диаграмма химического состава пород Хабаровинского ультраосновного массива (по С. А. Кашину и В. А. Федорову)

ты (диаллагиты). Отношение габброидов к ультраосновным разностям (по площади) здесь составляет 1:3. В Западном поясе оно во много раз меньше. Аналогичная картина в соотношении основных и ультраосновных пород имеет место и в сериях гипербазитов и габброидов Урала. На диаграмме (рис. 68) видно, что при переходе от ультраосновных пород Кемпирсайского массива к массивам Южному Крака и Хабарнинскому увеличивается содержание  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  и уменьшается количество  $\text{MgO}$ . Возрастает и общая железистость пород от 4—6% (Кемпирсайский массив) до 8—9% (Южный Крака и Халиловский) и 13% (Хабарнинский массив), а также железистость силикатных минералов, как показано было И. А. Малаховым (1963). В этой последовательности в перечисленных сериях гипербазитов и габброидов возрастает и доля участия основных пород. На диаграмме (рис. 69) видно, например, постепенное увеличение количества  $\text{FeO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при переходе от ультраосновных пород Хабарнинского массива к габброидам и поздним верлитам, внедрившимся несколько позднее хромитоносных пород. Оно свидетельствует о родственности этих образований, на что указывал еще А. Г. Бетехтин (1940).

Итак, анализ геологических, металлогенических и петрохимических данных с очевидностью показывает, что ультраосновные и основные породы в зонах проявления гипербазитов представляют не чуждые друг другу, а родственные парагенетические образования. Поскольку массивы их встречаются поблизости один от другого, то это еще раз свидетельствует о том, что гипербазиты Сихотэ-Алиня и сопредельных регионов, а также на Урале представляют действительно интрузивные породы, а не «выжимки» перидотитового субстрата в твердом состоянии, как считает С. В. Москалева (1963), на основании изучения лишь структуры ряда перидотитовых массивов Урала. В итоге анализа, проведенного выше, можно указать следующие признаки, свидетельствующие о магматической природе гипербазитов.

1) лакколитообразная форма тел и подводящие каналы (Павлов, Чупрыгина, 1967); 2) согласное залегание, а иногда тесное переслаивание с вмещающими породами маломощных (1—20 м) силлов и пластообразных залежей гипербазитов, характеризующихся массивной текстурой и зачастую несерпентинизированных; 3) вертикальная гравитационная и кристаллизационная расслоенность, а иногда и горизонтальная зональность в массивах гипербазитов; 4) закономерное изменение в фациях расслоенных интрузивов (снизу вверх) состава аксессуарных хромшпинелидов, кристаллизовавшихся до образования энстатита и диопсида; 5) зависимость состава раннемагматических и гистеромагматических хромитов от фациальных особенностей массивов ультраосновных пород (Павлов, 1949; Соколов, 1948) и от состава интрузивного комплекса в целом; 6) закономерное

изменение состава хромшпинелидов в поперечных сечениях рудных тел гистеромагматических хромитов; постоянное сонахождение основных и ультраосновных пород и сопряженность их по минеральному и химическому составу; 8) закономерное — зональное — размещение в складчатых структурах формаций основных и ультраосновных пород; 9) присутствие, хотя и в редких случаях, апофиз гипербазитов во вмещающих породах и метаморфизм последних под влиянием интрузий ультраосновных пород, сведения о чем имеются давно (Лодочников, 1936); 10) порфиновые структуры оливинитов с афанитовой основной массой и присутствием резорбированных фенокристаллов оливина ранней генерации.

### О температуре и давлении при образовании гипербазитов

Судить об условиях температуры и давления, при которых происходило образование изученных гипербазитов, можно по геологическим и экспериментальным данным, при их тесной увязке и согласованности. Определения эти будут весьма приближенны, особенно в отношении температуры, поскольку экспериментальные системы не являются точной копией природных, так как последние характеризуются более широким спектром летучих и катализаторов, оказывающих большое влияние на характер и время кристаллизации магмы в процессе ее остывания. Особенно мало дают в отношении температуры геологические наблюдения, ибо следы термального воздействия гипербазитовой магмы на вмещающие породы зачистают стертые и затушеваны позднейшими явлениями диафореза, которые в офиолитовых сериях распространены более широко, чем в каких-либо других ассоциациях пород.

При оценке возможной температуры образования гипербазитов очень важное значение имеет давление, а также летучие и щелочи (Челищев, 1967). Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что большинство гипербазитов формируются на глубине 1—3 км при давлении 270—1000 атм. Реже, видимо, встречаются более глубинные образования. К наименее глубинным из изученных нами гипербазитов относятся породы оливинит-верлитовой ассоциации Восточного пояса Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Бикинского антиклинория. Они формировались на глубине не более 1 км, о чем свидетельствуют их афанитовые и порфиновые структуры с резорбированными фенокристаллами оливина ранней генерации.

Летучие в системе очень сильно влияют на температуру кристаллизации минералов, как указывают об этом данные экспериментальных исследований Н. А. Боуэна и О. Ф. Туттла (1950). При давлении паров воды в 421,8 атм оливин типа форстерита кристаллизуется с серпентином при  $t = 390^\circ$ . Из су-

хого расплава он образуется при  $t=1800^{\circ}$  (Bowen, Schairer, 1935). При  $t=750^{\circ}$  форстерит и энстатит устойчивы с паром, но без водных минералов. Ниже этой температуры они устойчивы с тальком, а при  $t=600^{\circ}$  — с бруситом и при  $t=500^{\circ}$  — с серпентином. Последний минерал в большинстве массивов преобладает; он распространен равномерно во всей массе интрузии, даже в том случае, если она имеет форму сильно вытянутого лакколита и отдельные части его находятся на большом удалении от подводящего канала, как это характерно для Кемпирсайского массива (Павлов, Чупрынина, 1967). О присутствии воды в перидотитовой магме при более высокой температуре свидетельствуют паргасит и роговая обманка, замещающиеся серпентином и развивающиеся в изобилии во многих массивах гипербазитов (Аньюйский интрузив в Северном Сихотэ-Алине и др.). Химические анализы роговых обманок и ультраосновных пород и хромитов, приведенные в работе У. А. Дира и др. (1965), свидетельствуют о присутствии в перидотитовой магме не только воды, но и фтора. При еще более высокой температуре о наличии летучих свидетельствуют грубозернистые до гигантозернистых метасоматические диаллагиты, образующиеся раньше паргасита и роговой обманки и наблюдающиеся в изобилии во многих массивах гипербазитов (Катэнский, Кафэнский, Ситухинский массивы в Сихотэ-Алине, Карагинский массив на О. Карагинском, многие интрузивы Урала; Ефимов, 1966, Штейнберг, 1963). Все эти и другие данные (серпентинизация только апикальной части Нижне-Тагильских дунитов, по сведениям А. Н. Заварицкого, 1928) свидетельствуют о том, что перидотитовые магмы содержат воду и другие летучие в значительных количествах, которые неодинаковы у разных типов гипербазитовых расплавов. По-видимому, более железистые магмы, давшие оливинит-верлитовые массивы Наданьхада-Бикинского антиклинория, отличались малым содержанием воды и других летучих. Об этом свидетельствует слабая серпентинизация и особенно явления закалки в краевых зонах интрузий. Характерно для них и слабое проявление метасоматической авгитизации, развитой довольно широко в близких по составу массивах гипербазитов Сихотэ-Алиня. В последних более широко проявлена и серпентинизация.

Итак, почти все изученные гипербазиты формировались из перидотитовых магм, содержащих то или иное количество воды. Это позволяет более уверенно судить о температуре их кристаллизации, пользуясь экспериментальными данными.

Экспериментальными исследованиями (Bowen, Schairer, 1935), а также теоретическими расчетами (Керн, Вайсброд, 1966), установлено, что в сухой системе форстерит образуется при  $t=1800^{\circ}$ , а оливин (10% Fa) плавится при  $t=1740^{\circ}$ . А. Г. Базилевским показано (1966), что примесь хромита в коли-

честве 1 вес. % снижает температуру кристаллизации оливина. Им установлено, что смесь оливина ( $f = 10\%$ ) и хромита ( $Mg_{0,724}Fe_{0,274}Al_{0,336}Cr_{1,541}Fe_{0,123}O_4$ ) образует в этом случае эвтектику при  $t = 1660^\circ$ . Разница в температуре кристаллизации оливина в первом и втором случае составляет  $80^\circ$  в сторону снижения.

Г. С. Йодер и К. Э. Тилли (1965) изучали более сложные системы. Им установлено, например, что оливиновый базальт (в том числе и оливин) полностью расплавляется при  $t = 1220^\circ$  и давлении в 1 атм. Пироксен (моноклинный) при этом исчезает при  $t = 1170^\circ$ . При давлении паров воды в 1000 атм температура плавления снижается на  $50^\circ$ . У оливина она падает до  $1170^\circ$ , а у пироксена — до  $1120^\circ$ . В соответствии с этим, а также данными А. Г. Базилевского, приведенными выше, температура кристаллизации перидотитов, содержащих более магнезиальный оливин ( $f = 10\%$ ) и диопсид ( $f = 12\%$ ) и являющихся, в известной мере, промежуточными по составу между дунитами и габбро, нами оценивается в  $1300\text{—}1380^\circ$ . У дунитов она, вероятно, составит  $1380\text{—}1400^\circ$  при давлении в 1000 атм. Это показывает, что первичные ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации, а также дунит-верлит-пироксенитовой ассоциации Дахэжэньского выступа, содержащие наиболее магнезиальные силикаты, наиболее высокотемпературные. Они кристаллизовались в пределах  $1300\text{—}1400^\circ$  С.

Породы Наданьхада-Алинского антиклинория и Восточного пояса Сихотэ-Алиня, относящиеся в основном к оливинит-верлитовой, более железистой, ассоциации, формировались при более низкой температуре. Это видно, в частности, из следующего. Оливин состава  $Fe_{18}$ , по данным Н. Л. Боуэна и Дж. Ф. Шерера, в сухой системе кристаллизуется из расплава при  $t = 1650^\circ$ . Добавка ильменита и титаномагнетита в количестве  $1\text{—}5\%$  должна понизить температуру не на  $80^\circ$ , как в случае магнезиального хромита в экспериментах А. Г. Базилевского, а на величину порядка  $150\text{—}200^\circ$ . Эти, а также данные Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), Р. Г. Кларка и У. С. Файф (Clark, Fyfe, 1961) по экспериментам с участием воды и галоидов, позволяет определить температуру кристаллизации верлитов более железистой — оливинит-верлитовой ассоциации в пределах  $t = 1200\text{—}1300^\circ$ . Для оливинитов она будет составлять  $1300\text{—}1250^\circ$  при давлении 1000 атм.

Таким образом, ультраосновные породы Восточного пояса Сихотэ-Алиня кристаллизовались в пределах  $t = 1300\text{—}1200^\circ$ , а метасоматические изменения их с образованием крупнозернистых диаллагитов происходили, вероятно, при температуре порядка  $700\text{—}800^\circ$ .

Итак, температуры кристаллизации перидотитовых магм, давших изученные гипербазиты, представляются довольно высокими:  $1400\text{—}1300^\circ$  для дунит-гарцбургитовых и  $1300\text{—}1200^\circ$  для

оливинит-верлитовых расплавов при давлении в 1000 атм. В этих случаях можно было бы ожидать широких ореолов контактовых изменений вмещающих пород около массивов. Этого в большинстве случаев не наблюдается по разным причинам. Главная причина отсутствия следов термального воздействия интрузий гипербазитов — широкое распространение явлений регрессивного метаморфизма, следующих за кристаллизацией перидотитовой магмы. Они настолько интенсивны, что в громадном большинстве случаев приводят к исчезновению самих перидотитов и превращению их в серпентиниты. Подобное не встречается ни в одной интрузии пород иного состава и это следует иметь в виду при оценке характера воздействия перидотитовой магмы на вмещающие породы, а также при трактовке генезиса самих гипербазитов. Возможно, что отсутствие следов контактового воздействия гипербазитов связано с тем, что ультрабазитовая магма, в отличие от гранитной, не выделяет воду, а наоборот, забирает ее из боковых пород, как считают Кларк и Файф. В ряде случаев отсутствие следов контактового метаморфизма может быть связано с перемещением интрузивов по тектоническим контактам.

### Соотношение магматических и метасоматических пород

Метасоматические породы в интрузивных комплексах гипербазитов представляются совершенно закономерными образованиями на поздних стадиях эволюции ультраосновных и основных расплавов. Они появляются в разные стадии и имеют различный состав. Наиболее ранние, — видимо диаллагиты. К числу наиболее поздних метасоматических пород, связанных в основном с эволюцией габброидных расплавов, относятся роговообманковые габбро-пегматиты и связанные с ними грубозернистые горнблендиты. Все эти породы залегают в виде жил и неправильной формы тел в зонах дробления первичных магматических дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и пироксенитов, которые обычно преобладают.

Метасоматические породы большей частью имеют подчиненное распространение и состав их в значительной мере зависит от характера исходной магмы и первичных пород. Так, в типичных дунит-гарцбургитовых комплексах наибольшим распространением среди метасоматических пород пользуются бескальциевые породы — гарцбургиты или бронзититы. В массивах и комплексах с большой долей участия первичных перидотитов (Хабарнинский массив и др.) наибольшим развитием среди метасоматических пород пользуются диаллагиты и горнблендиты. Особенно широко метасоматические диаллагиты распространены в оливинит-верлитовом комплексе Сихотэ-Алиня. Здесь эти породы наряду с лерцолитами и верлитами, возникшими в процессе пироксенизации, даже преобладают. Обилие в оливинит-вер-

литовой формации кальцийсодержащих метасоматитов при полном отсутствии их во вмещающих гипербазиты породах, указывает на высокое содержание СаО в исходной магме и в возникших позднее флюидах. Об этом свидетельствует также и большее распространение основных пород, сопровождающих эти гипербазиты. Иногда СаО фиксируется не в метасоматитах, а в ранних верлитах и диаллагитах (Наданыхада-Бикинский антиклинорий).

Таким образом, возникшие в результате прямой кристаллизации из магмы собственно магматические породы не всегда преобладают в комплексах гипербазитов. Иногда (интрузии Сихотэ-Алиня) они имеют подчиненное значение благодаря обилию возникающих позднее метасоматитов, связанных с деятельностью высоконагретых флюидов. В ранние стадии из глубоких частей интрузий и камер в значительных количествах приносятся СаО и SiO<sub>2</sub> и образуются гарцбургиты, диаллагиты с более железистым гиперстеном и авгитом, чем в первичных магматических породах. Жилы таких метасоматитов наблюдаются в рудных телах хромитов Урала. К числу более поздних относятся горнblendиты, связанные с привнесом в первичные породы таких компонентов, как СаО, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, FeO, H<sub>2</sub>O, Fe. Об этом свидетельствуют жилы горнblendитов в дунитах и метасоматических пироксенитах, а также оторочки роговой обманки вокруг зерен гистеромагматических хромитов в дунитах, например горы Лукинды в Амурской области.

Итак, многофазность формирования интрузивных офиолитов свидетельствует о том, что становление их обычно происходит в относительно неспокойных тектонических условиях. Некоторое исключение представляют расслоенные массивы. Нестабильность тектонического режима естественна, если учесть, что рассматриваемые комплексы во многих случаях образуются накануне инверсии геосинклинальных зон.

### О геологических условиях рождения магм офиолитовых комплексов

Выше было показано, что имеется много признаков, которые позволяют судить о том, что ультраосновные и основные породы в гипербазитовых комплексах большинства офиолитовых зон представляют родственные образования. На это указывали еще А. Г. Бетехтин (1940) и Н. В. Павлов (1949). Такого же мнения придерживается Н. П. Михайлов (1966). Больше того, характер формаций и интрузивных комплексов гипербазитов находится в зависимости от особенностей состава и характера проявления подводного догипербазитового магматизма (офивулканы). Таким образом, процесс рождения гипербазитовых комплексов представляется иначе, чем это рисуется по гипотезе вертикаль-

ного перемещения фронта магмообразования из мантии в земную кору (Изох, 1964, 1965). Последняя, особенно «базальтовый слой», сформировавшийся на океаническом ложе, в ранние этапы развития, вплоть до инверсии геосинклиналей, является маломощной и, по-видимому, не может служить источником габброидных расплавов, поскольку находится в условиях низкой температуры.

Причины рассмотренных ранее особенностей доинверсионного магматизма геосинклиналей, как показывают многочисленные геологические и петрохимические данные, следует искать в процессах, происходящих в мантии Земли и на значительной глубине. О составе последней можно только предполагать, хотя данной проблеме насчитывается много десятков лет и ей посвящена большая литература (Аки и Пресс, 1964; Андерсон, 1964; Белоусов, 1964, 1965, 1968; Вашилов и Гайнанов, 1968; Гайнанов, 1964; Исаев, 1969; Васильковский, 1962<sup>1,2</sup>, 1964; Виноградов, 1962; Горшков, 1964; Гутенберг, 1964; Денисов, 1965; Деменцкая, 1960; Дорман, Юинг и Оливер, 1964; Зимин, 1967, 1969; Кропоткин, 1953; Кузнецов, 1953, 1963, 1964; Куталин, 1964; Люстих, 1961; Магницкий, 1961, 1964; 1965; Пейве, 1945, 1969; Радкевич, 1967; Резанов, 1963; Сахно и Денисов, 1963; Соболев, 1964; В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1964; Н. Д. Соболев, 1963<sup>2</sup>; Субботин и др., 1964; Удинцев, Чернышева, 1965; Хесс, 1939; Фотиади, Каратаев, 1963; Engel, 1966; Green and Ringwood, 1967; Gast, 1968; Harris, 1966; Hess, 1938; Ringwood, Alan, 1966; Ross, Foster, Myers, 1954; Taylor and Noble, 1960; и др.).

Не входя в подробности обсуждения этой проблемы, отметим, что о вероятном составе верхней мантии в том или ином сегменте Земли накануне заложения определенной геосинклинали можно судить, в первом приближении, по характеру офиолитовых серий. В последних преобладают обычно эффузивы основного состава и подчиненное значение имеют ультраосновные и связанные с ними основные породы в виде интрузивных офиолитов. Исходя из этого можно с известной долей вероятности считать, что верхняя мантия накануне заложения той или иной геосинклинали в определенном сегменте Земли имеет состав, промежуточный между базальтом и перидотитом. Автор считает достаточно обоснованной выдвигаемую им следующую гипотезу генерации магм офиолитовых комплексов.

На ранней стадии развития геосинклинали, во время ее прогрессирующего, прогибания, возникают разломы, которые распространяются глубоко в мантию. В зонах глубоких разломов, являющихся отдушинами для миграции летучих и теплоты из глубинных частей Земли, начинается процесс прогрессивного разогревания и селективного плавления вещества верхней мантии; как считают Ю. А. Кузнецов, Г. Г. Хесс, П. Н. Кропоткин, Ю. М. Шейнманн (1963, 1964), Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и И. М. Волохов (1955, 1958), Е. А. Радкевич (1963, 1967),

Н. П. Васильковский, а также В. Л. Егоян и В. Е. Хаин (1953) и другие исследователи. В начальный период, который может быть длительным и термодинамически неустойчивым, в области глубоких разломов будут формироваться расплавы, имеющие состав от кварцевого порфира до базальта, которые при малейших тектонических подвижках могут многократно выжиматься вверх с образованием офиовулканитов и связанных с ними интрузий габбро. Не меньше, если не больше базальтовых выплавов при этом будет реализовано в виде интрузий в «базальтовом слое» и самой верхней части мантии. В этом можно видеть одну из причин, которая приводит к резкому возрастанию мощности базальтового слоя в области складчатых поясов по сравнению со щитами (Деменецкая, 1960).

Если процесс прогрессивного разогревания мантии протекает длительно и интенсивно, то происходит достаточно полное разделение ее вещества по температуре плавления. Результатом этого будет формирование в геосинклиналях мощных и дифференцированных по составу офиовулканитовых комплексов, а в мантии — образование твердого тугоплавкого и сильно магнезиального остатка, который в стадию максимального разогрева реализуется в виде интрузий дунит-гарцбургитовой формации. Такой характер разделения вещества субстрата, видимо, чаще всего имеет место под «сквозными», длительно развивающимися геосинклиналями типа Уральской с многократными излияниями подводных эффузивов, как можно судить по работе И. Д. Соболева (1963). Близкая картина может быть и под быстро созревавшими геосинклиналями и отдельными их зонами (Западно-Саянская в раннем палеозое, Западная и Южная офиолитовые зоны Сихотэ-Алиня в позднем палеозое, мезозойская в Японии на о. Хаккайдо), отличающимися накоплением весьма мощных и дифференцированных по составу офиовулканитов за относительно короткое время.

Нередко, однако, процесс разогревания мантии протекает весьма вяло и продолжается ограниченное время ( $S - P_1$  в восточной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Наданьхада-Бикинского антиклинория). В этих случаях в геосинклиналях формируются недифференцированные по составу и маломощные толщи офиовулканитов, сложенные главным образом основными породами типа спилитов, диабазов и реже порфириров. В мантии при этом оформляется твердый остаток, который в стадию максимального подъема температуры реализуется в виде интрузий другой — оливинит-верлитовой формации, отличающейся наличием в составе пород большого количества таких компонентов, как  $FeO$ ,  $F_2O_3$ ,  $CaO$  и  $Al_2O_3$ . Подобного рода разделение вещества субстрата, по-видимому, происходит под такими быстро созревавшими геосинклиналями и отдельными их зонами, которые, как было указано выше, характеризуются сравнительно коротким периодом прогибания и ослабленной

формой проявления догипербазитового подводного вулканизма (Наданьхада-Бикинская зона на юге Дальнего Востока, Вывенская и Хатырская зоны на Северо-Востоке СССР, Восточный пояс гипербазитов Сихотэ-Алиня).

С указанных выше позиций становится понятным и то, почему ультраосновные породы оливинит-верлитовых комплексов сопровождаются большим количеством основных пород, чем дунит-гарцбургитовые ассоциации. И те и другие породы, развитые в зонах проявления оливинит-верлитовой формации, образуются в общем из «недоплавленной» мантии, содержащей еще много легкоплавких компонентов. Скорее всего они, как об этом будет сказано ниже, возникают из мантии особого исходного состава.

Таким образом, гипербазитовые комплексы являются закономерными образованиями в процессе прогрессивного плавления мантии Земли, протекающего на стадии прогибания геосинклиналей. Магмы их возникают в период максимального разогревания и плавления того существенно перидотитового остатка, который оформляется в мантии к этому времени вдоль глубинных разломов благодаря выплавлению и удалению из нее легкоплавких компонентов, реализующихся в виде неоднократных излияний подводных эффузивов.

В зависимости от характера подводного догипербазитового вулканизма в одной и той же геосинклинали в одно время, но в разных ее структурно-фациальных зонах могут рождаться разные по составу гипербазиты. Примером этого могут быть породы Западного дунит-гарцбургитового и Восточного оливинит-верлитового гипербазитовых поясов Сихотэ-Алиня. Оба они — позднепалеозойские ( $P_1$ ), но породы первого связаны с мощными и сильно дифференцированными по составу офиовулканитами западной части Главного антиклинория и Даубихинской синклинали зоны. Гипербазиты Восточного пояса, наоборот, связаны с относительно маломощными толщами основных вулканитов.

Известны и закономерны случаи, когда в одной и той же геосинклинали области, но в разное время, образуются неодинаковые гипербазиты. Хороший пример этого — Сихотэ-Алинь. В этой области в пермское время до широты р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь) формировалась оливинит-верлитовая формация Восточного пояса гипербазитов, связанная с недифференцированными вулканитами. В конце перми здесь имела место инверсия офиолитовой зоны Сихотэ-Алинской геосинклинали. Севернее (бассейн р. Хунгари) геосинклинали режим продолжал существовать и в мезозое. В триасе здесь еще продолжался подводный геосинклинали режим с образованием диабазовых порфиритов. По окончании его, в позднем триасе образовались гипербазиты, но уже не оливинит-верлитовой формаций, как это было в перми южнее данной зоны, а дунит-гарцбургитовой.

В связи с изложенным более позднее образование дунит-гарцбургитовых гипербазитов в Хунгарийской зоне Сихотэ-Алинской геосинклинали является понятным и закономерным. Естественным кажется и появление подобных комплексов пород в связи с мощными и дифференцированными толщами вулканитов и во вторичных наложенных геосинклиналях в зонах активизации докембрийских щитов, как это наблюдается в северной части КНДР (см. фиг. 1). Это лишний раз свидетельствует о том, что мантия приобретает состав перидотита только в узких зонах глубоких разломов. На удалении от них, под всей остальной площадью геосинклинали она длительное время остается еще слабо дифференцированной и после отмирания этой области, о чем говорят вулканиты этапа стабилизации регионов.

Представления автора о происхождении гипербазитовых формаций не исчерпывают всей сложности проблемы, поскольку исходят из анализа особенностей эволюции состава мантии в стадию образования и формирования геосинклиналей и не затрагивают более ранних процессов разделения ее вещества, с которыми связано формирование «базальтового слоя». Наличие в рифтовой впадине Индийского океана линейного блока из высокомагнезиальных серпентинизированных перидотитов (Удинцев, Чернышева 1965; Щека и др., 1969) свидетельствует о том, что еще в стадию образования базальтовой коры океанического типа верхняя мантия в области глубоких разломов оказывается лишенной легкоплавких компонентов и сильно дифференцированной. Из мантии такого рода при последующем заложении в данном секторе Земли геосинклинали не могут, очевидно, сформироваться и мощные толщи офиовулканитов, но вполне можно ожидать образования крупных интрузий гипербазитов дунит-гарцбургитового типа. Не исключено, что крупнейшие в СССР интрузии гипербазитов Уралтауской зоны (Кемпирсайская и др.), связанные с весьма маломощными толщами вулканитов (Нестоянова, 1960; Фролова, Рудник, 1961), образовались из такой мантии, которая еще накануне заложения геосинклинали утратила почти все легкоплавкие компоненты, т. е. имела перидотитовый состав.

Мантия того или иного состава является необходимой, но недостаточной предпосылкой для образования гипербазитов определенной формации. Главным условием рождения гипербазитов становится достижение наиболее высокой температуры в очагах максимального разогревания и плавления верхней мантии. По периферии последних, а при умеренной температуре плавления и в центре очагов, естественно формирование габброидных расплавов. Последние в первом случае реализуются в виде интрузий, сопровождающих перидотиты, а во втором образуют самостоятельные участки, зоны и пояса интрузивных базитов, которые в структуре регионов синхронны и гомологичны гипербазитовым поясам и зонам. Такого рода

габброиды могут находиться в различных сочетаниях с другими породами, образуя следующие формации: габбро-пироксенит-дунитовую, габбро-диабазовую, габбро-плагиигранитовую. В ряду перечисленных формаций, по Ю. А. Кузнецову (1964) фиксирующихся в ранние этапы развития геосинклинальной, в порядке их перечисления уменьшается и доля участия ультраосновных пород, характеризующихся более высокой температурой плавления. Это, а также приведенные выше данные позволяют наметить следующий ряд формаций интрузивных пород ранних этапов развития геосинклиналей, образующихся в порядке снижения температуры разогревания верхней мантии в области глубинных разломов: дунит-гарцбургитовая → дунит-верлит-пероксенитовая → оливинит-верлитовая → габбро-пироксенит-дунитовая → габбро-плагиигранитная. Они могут встречаться в одной и той же структурно-фациальной зоне как серия последовательных интрузивных образований, но могут быть пространственно и разобщены с образованием самостоятельных зон и поясов, располагающихся в складчатых регионах зонально. В ряде районов Урала (Павлов, 1949) наблюдается, например, как гарцбургитовые хромитоносные массивы прорываются более поздними интрузиями габбро, а последние рвутся плагиигранитами (Хабарнинский массив). Но на том же Урале (Соболев, 1963<sub>1</sub>) гипербазитовый пояс полярной части этого региона, а также кемпирсайский в направлении к Среднему Уралу сменяются поясом габбро-пироксенит-дунитовой формации.

### АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗОВ ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВ И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ

Проблема изучения верхней мантии чрезвычайно трудна в связи с недоступностью для изучения объекта и с изменчивостью химического и петрографического состава подкорового субстрата как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, что подтверждается геофизическими исследованиями. Сказывается и отсутствие необходимых методов, с помощью которых можно было бы более или менее определенно судить о вещественном составе верхней мантии. Поэтому в настоящее время основными носителями информации о существе рассматриваемого предмета являются геофизики. Петрологи же, за редким исключением, предпочитают знакомиться с тем, что дают геофизические исследования. Последними в лучшем случае уверенно определяются лишь границы геосфер, а большей частью — физические параметры подкорового субстрата, по которым о составе его можно лишь делать предположения. Выход из создавшегося положения, как нам кажется, состоит в том, что проблема верхней мантии может и должна решаться не

столько вообще, сколько в конкретной форме и, по меньшей мере, в двух аспектах: 1) по линии изучения современной мантии («неомантии») и 2) в направлении исследования состава и эволюции исходного субстрата («палеомантии»), существовавшего до заложения эвгеосинклиналией в различных сегментах Земли.

Имеются основания думать, что состав «палеомантии» в прошлом был в разных местах неодинаков. Она, вероятно, имела различный состав и, возможно, характеризовалась зональностью строения как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

В соответствии с указанными выше двумя аспектами изучения верхней мантии должна находиться и расстановка сил исследователей. В изучении «неомантии» ведущее место в течение продолжительного времени занимают и, вероятно, будут занимать геофизики. Это положение сохранится до тех пор, пока не будут найдены технические возможности получения образцов верхней мантии для непосредственного изучения их в лабораториях. Что касается исследования «палеомантии», то здесь вырисовываются неограниченные возможности для деятельности петрологов и геохимиков. Эти исследователи имеют в своем распоряжении богатейший материал о вещественном составе производных глубинных зон Земли и располагают драгоценной информацией для решения проблемы верхней мантии. Таким образом, задача изучения «палеомантии» и эволюции ее вещества с ходом геологического времени в основном петрологическая.

В основу петрологического изучения «палеомантии» и ее эволюции, как это вытекает из предыдущего, должен быть положен метод анализа парагенезов родственных комплексов магматических пород, что и будет рассмотрено ниже на примере офиолитовых поясов и зон складчатых регионов.

Анализ парагенезов, например офиолитовых комплексов, показывает, что они — офиолитовые вулканиты, гипербазиты, габброиды — несут много ценной информации, которую можно использовать для решения проблемы верхней мантии и ее эволюции. Об этом свидетельствует история геологического развития подвижных поясов, а также характер геологического размещения, металлогения и особенности химического состава рассматриваемых ассоциаций пород.

Анализ истории геологического развития подвижных поясов показывает, что офиолиты, как правило, образуются в этап прогибания эвгеосинклинальных зон. Базальтовый слой при этом, как полагает автор, не может служить источником их вещества, поскольку находится еще в области низких геоизотерм и является относительно маломощным ( $< 10$  км). Мощность его к конечным этапам развития подвижных поясов не уменьшается, как следовало бы ожидать в случае плавления его, а возра-

стает. Возрастание толщины этого слоя, как и известное увеличение мощности пород в замковой части складок, может быть связано с пластическим течением материала в процессе прогибания геосинклинального трога, а также, вероятно, с одновременным внедрением в базальтовый слой значительных масс основной магмы в эпоху формирования подводных вулканитов. Если эти предпосылки верны, то следует считать, что источником вещества офиолитовых вулканитов, гипербазитов и габброидов является не базальтовый слой, а верхняя мантия.

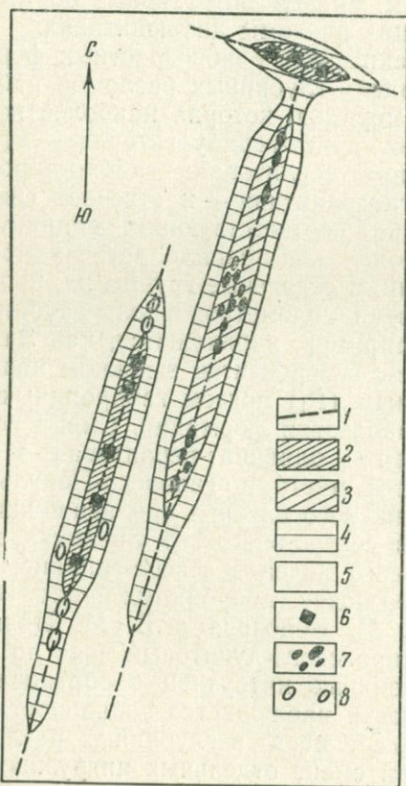
Большой интерес представляет характер формирования и распределения офиолитовых формаций в складчатых регионах. Образование их протекает в такой последовательности: офиолитовые вулканиты → гипербазиты → габброиды → плагиограниты, которая укладывается в узкий промежуток времени. Особенно отчетливо это наблюдается в северной части КНДР. Здесь диабазы, рвущие гипербазиты и имеющие на контакте с ними зону закалки, сформировались до образования рудных тел гистеромагматических хромитов (см. рис. 7). Последние, как известно, возникают вскоре после отвердевания интрузий перидотитов. Показательно, что эффузивные офиолиты приурочены к одним и тем же глубинным разломам, причем интрузивные образования располагаются в оперяющих разломы дизъюнктивах.

В распределении практически почти разновозрастных формаций интрузивных офиолитов вдоль глубинных разломов наблюдается зональность крупного порядка, которая наиболее полно представляется в таком виде: дунит-гарцбургитовая → дунит-верлит-пироксенитовая ← оливинит-верлитовая ← габбро-пироксенит-дунитовая → габбро-плагиогранитная — и отвечает снижению температуры образования соответствующих силикатных расплавов. В складчатых регионах, как правило, встречаются не все члены этого ряда формаций, а отдельные группы их, прослеживающиеся на десятки и сотни километров вдоль глубинных разломов. В Сихотэ-Алине, например, наблюдается, как Западный дунит-гарцбургитовый пояс гипербазитов в южном направлении сменяется разновозрастным ( $P_1$ ) поясом габброидных пород, относящихся к габбро-диабазовой формации. Смена пород по схеме: дунит-гарцбургитовая → оливинит-верлитовая → габбро-диабазовая формации имеет место в Таловско-Пекульнейском поясе гипербазитов Корякского нагорья при движении по простиранию с юго-запада на северо-восток. В Закавказье гипербазиты дунит-гарцбургитового пояса в северо-западном направлении уступают свое место поясу габброидных пород. В Западном Саяне, по данным И. М. Волохова и В. М. Иванова (1963), лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый пояс по простиранию переходит в габброидные интрузивные образования.

На фоне крупной зональности наблюдается зональность более низшего порядка. Она имеет место в глубинных разломах и выражается в закономерной смене отдельных интрузивов по

схемам: магнезиальный гипербазит → железистый гипербазит; гипербазит → габбро; габбро → плагногранит. Это имеет место в разломах как в поперечном, так и в продольном направлениях. Такой план пространственного размещения интрузивных формаций и отдельных их массивов, отличающихся по температуре кристаллизации пород, отражает в известной мере характер распределения геозотерм в глубинных разломах. Он свидетельствует о том, что плавление перidotитового субстрата происходит именно в этих структурах, в связи с чем в области глубинных разломов должна формироваться зональность состава верхней мантии (неомантии) в горизонтальном направлении. Состав подкоркового субстрата должен закономерно изменяться как в латеральном, так и в продольном направлениях по отношению к разломам (Зимин, 1967), что показано на схеме рис. 70, на которой гипотетически построена зональность верхней мантии (неомантии) в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.

На схеме видно, что в осевой части Даубихинского разлома, видимо, находится зона перidotитовой мантии наивысшей степени дифференциации и отощения, поскольку в контуре ее рас-



**Рис. 70.** Схема предполагаемой зональности состава верхней мантии в области Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

- 1 — глубинные разломы;
- 2 — зона наиболее дифференцированного и магнезиального перidotитового субстрата;
- 3 — зона умеренно дифференцированного перidotитового субстрата Са, Мп; та, содержащего больше Fe, Ti,
- 4 — зона слабо дифференцированной верхней мантии;
- 5 — вероятно, недифференцированная верхняя мантия;
- 6 — ультраосновные породы Западного дунит-гарцбургитового пояса;
- 7 — ультраосновные породы Восточного оливинит-верлитового пояса;
- 8 — основные породы

полагаются наиболее магнезиальные и бедные кальцием гипер-  
базиты дунит-гардбургитовой формации. Это же характерно  
и для осевой части Хунгарийской зоны. Что касается Централь-  
ного разлома Сихотэ-Алиня, то в северной половине его разме-  
щаются интрузии гипербазитов другой — оливинит-верлитовой  
информации, отличающейся в данном случае большей желези-  
стостью ( $f=20-28\%$ ) и титанистостью ультраосновных пород,  
обилием среди них калийсодержащих перидотитов и пироксенов.  
В связи с этим естественно предполагать здесь зоны более  
слабого дифференцированного перидотитового субстрата, чем  
в области Западного пояса гипербазитов. В поперечном и в про-  
дольном направлениях зоны максимально отощенной мантии  
по-видимому, постепенно сменяются зонами наименьшей степе-  
ни дифференциации ее, в контурах которых формировались габ-  
броидные расплавы, а теперь располагаются массивы основных  
пород. Наконец, за пределами этих областей верхняя мантия, по  
всей вероятности, не дифференцирована и по химическому соста-  
ву отвечает меланократовым габбро-перидотитам (зона 5).

Действительная картина характера зональности верхней ман-  
тии в области Главного антиклинория Сихоте-Алиня является  
более сложной, так как гипербазиты в пределах того или ино-  
го пояса размещаются в виде отдельных зон, несколько разоб-  
щенных одна от другой. В их пределах массивы ультраосновных  
пород по простиранию сменяются интрузивами основных пород,  
которые, как и первые, прослеживаются на расстояние до 20 км.  
Тем не менее, область Главного антиклинория Сихоте-Алиня  
представляет интереснейший и уникальный полигон для проведения  
высокоточных геофизических исследований по изучению тонких  
особенностей состава и строения верхней мантии.

Указанная выше зональность верхней мантии в общих чер-  
тах имеет не только региональный, но и планетарный характер,  
о чем свидетельствует общий план размещения формаций гипер-  
базитов в северной половине Тихоокеанского складчатого пояса.  
Такого ранга зональность связана, видимо, с более общими  
причинами, которые определить трудно. Не исключено, что это  
обуславливается планетарной неоднородностью состава исход-  
ной мантии или эволюцией ее в процессе формирования базаль-  
тового слоя и последовательного роста континентальной глыбы.

Рассматривавшиеся геологические данные свидетельствуют,  
между прочим, и о том, что в областях антиклинориев, характе-  
ризовавшихся в прошлом интенсивным проявлением офиолито-  
вого вулканизма и гипербазитового магматизма, верхняя мантия  
является в значительной мере отощенной и лишенной большой  
части легкоплавких компонентов. С этим, как нам кажется, свя-  
зано отсутствие в большинстве офиолитовых зон крупных инт-  
рузий гранитоидов существенно калиевого ряда (Урал-Тausкая  
зона, Восточный и Западный гипербазитовые пояса Сихотэ-Али-  
ня, о. Карагинский, Таловско-Пекульнейский и Вывенко-Хатыр-

ский пояса на Северо-Востоке СССР, гипербазиты Закавказья, Западного Саяна, зона Самбагава в Японии и т. д.). В офиолитовых зонах, отвечающих ранним ступеням развития подвижных областей, гранитоиды если и встречаются, то в виде мелких интрузий, имеющих подчиненное значение и относящихся к натриевому — плагиогранитному ряду, после которых и, видимо, в связи с которыми следует щелочной метасоматоз с развитием жадеитов и глаукофановых сланцев, как это было показано в работах Н. Л. Добрецова (1963), А. А. Маракушева (1965), Ю. А. Кузнецова (1964), В. Н. Москалевой (1958), А. Миширо (Miyachira, 1961), И. Секи и др. (Seki et al., 1959<sup>1,2</sup>, 1960) и других исследователей.

Только в этих, а не в каких-либо иных случаях можно, вероятно, говорить о гипербазит-габбро-плагиогранитных сериях (по Э. П. Изоху). Генезис этих серий, однако, связан с плавлением вещества верхней мантии в зонах глубоких разломов, а не миграцией фронта магмообразования из мантии в земную кору. Что касается обычного гранитоидного магматизма существенно калиевого ряда, то максимум проявления его происходит не в антиклинориях, а в соседних с ними синклинориях (главный синклинорий Сихотэ-Алиня, синклинальные зоны Японии, Урала и т. д.) и осуществляется на более поздних этапах развития геосинклинальных областей. Это, очевидно, объясняется присутствием еще слабо дифференцированной мантии в синклинальных областях, наличием в них большой мощности терригенных пород, содержащих калий, и обилием новых разломов, возникающих по всей площади подвижной зоны в процессе ее общего воздымания и превращения в складчатый пояс. Именно в это время крупные интрузии калиевых гранитоидов проникают и в антиклинории в местах погружения их осей (Хунгарийская зона) или по разломам, опирающимся крупные тектонические швы. Во времени и пространственно такого рода гранитоиды всегда оторваны от гранитов габбро-плагиогранитной формации.

О большой отошенности верхней мантии под антиклинориями с офиолитами свидетельствует также и то, что области их, особенно офиолитовые зоны, лишены и более поздних эффузивов. Последние, например в Сихотэ-Алине, появлялись в больших количествах в верхнем мелу и палеогене восточнее и южнее гипербазитовых поясов. В Наданьхада-Бикинском антиклинории эффузивы платформенного типа появились также в мелу и в стороне (к юго-западу и западу) от зон распространения гипербазитов.

Намеченная выше зональность верхней мантии складчатых поясов в ходе геологической истории не остается постоянной, а изменяется, причем неодинаково, в различных регионах. Тем не менее, элементы ее, видимо, остаются и продолжают существовать и тогда, когда складчатый пояс превращается в молодую, а затем в древнюю платформу. Тектоническая и магматическая

инертность платформ, по-видимому, обусловлена в основном тем, что мантия под платформами и щитами, так же как и под антиклинориями, в значительной мере отошена и лишена легкоплавких компонентов на большую глубину, а не только в верхней части, как считает А. Е. Рингвуд (Ringwood, 1964). В пользу этого говорят возрастание температуры Земли с глубиной и то, что плавление и дифференциация вещества верхней мантии происходят главным образом вдоль глубоких разломов, как свидетельствует приуроченность к последним магматических пород разного состава и закономерное их размещение. Поэтому в верхней мантии под континентами естественно ожидать не только слои, сколько вертикальные колонки ее, в разной степени очищенные от легкоплавких компонентов и уходящие на большую глубину, вероятно, до зоны пониженных скоростей упругих волн и генерации магмы, выделенной Б. Гутенбергом (1964). Из такого рода колонн, отвечающих по химическому составу различным перидотитам и реже меланократовым габбро-перидотитам, видимо, состоит мантия под континентами.

Наиболее интенсивно и полно была проплавлена и отошена, вероятно, мантия под Русской и Канадской платформами, о чем свидетельствуют слабые проявления в этих регионах базальтового вулканизма в платформенный этап развития. В меньшей мере мантия отошена под Сибирской, Индийской и Африканской платформами. Указанием на это служат обширные излияния платобазальтов в палеозое, мезозое и кайнозое, широкое распространение в них интрузий никеленосных пород, трубок кимберлитов и развитие рифтовых структур. Под Китайской платформой верхняя мантия близка к тому, что характерно для Сибирской. Ей свойственны также явления активизации, излияния базальтов, не исключено и появление кимберлитов.

Выше отмечалось, что в офиолитовых поясах наблюдается сонахождение (парагенез) таких формаций, как спилито-кератофировая и дунит-гарцбургитовая, спилито-кератофировая и габбро-плагиогранитная, спилито-диабазовая и оливинит-верлитовая. Сообщества их повторяются во времени и пространстве. Это указывает на родственные отношения эффузивных и интрузивных офиолитов, что можно использовать для реконструкции состава палеомантии, имевшей место накануне заложения той или иной эвгеосинклинали.

На родственные отношения, например гипербазитов и сопровождающих их габбро, в офиолитовых поясах указывает состав хромитов, что отмечалось еще Т. П. Тайером (Thayer, 1963) и хорошо видно из составленной нами диаграммы (см. рис. 57). На диаграмме в соответствии с возрастанием глиноземистости и железистости хромиты образуют ряд месторождений, располагающихся в такой последовательности: Кемпирсайское, Хабаровинское, Гологорское, Сарановское, месторождения КНДР, Бушвелд, месторождения штата Мадрас в Индии (Subrama-

Таблица 56

Средние величины общей железистости ( $f_0$ ) и содержания CaO, SiO<sub>2</sub> и TiO<sub>2</sub> в формациях различных офиолитовых поясов и зон

Содержание в породе	Порода	Тоболо-Иргизский (Южный Урал)	Северо-Саянский	Горный Алтай	ДРВ	Куртушбинский	Чулькызыл-Тюлькүламык (Восточный Казахстан)	Карагинский	Северное Прибалхашье
$f_0$	Ультраосновные	9,5	8,1	10,2	10,4	10,4	10,7	10,8	10,8
	Габбровые		37,0			45,1			
	Эффузивные основного состава	31,3	53,5	46,2	37,0	57,8	50,8	30,5	35,0
CaO	То же	0,6	0,04	0,5	0,5	0,9	1,5	3,5	4,1
		8,5			13,4	11,4	8,5	10,9	1,9
SiO <sub>2</sub>	»		8,0	7,8		7,88			
		39,8	39,6	38,4	40,2	42,2	40,4	39,5	42,1
TiO <sub>2</sub>	»	48,8			49,7	48,1	50,2	47,2	49,4
			48,0	52,9		45,8			
		0,04	—	—	—	0,11	0,16	0,05	
		0,7	—		0,2	0,8	0,5	0,6	
			1,6	0,8		2,54			
Количество проб из пород		40	4	7	7	8	15	7	10
		10			23	1	9	1	2
			34	12		14			

плат, 1956). Этот ряд месторождений соответствует ряду интрузивных комплексов со всевозрастающей долей участия габброидов. Последние два типа месторождений залегают, по существу, уже в анортозитах и относятся к образованию базитового ряда пород.

Особенно наглядно родственные отношения между интрузивными и эффузивными офиолитами видны из анализа особенностей их химического состава, которые отражены в табл. 56 и на диаграммах (рис. 71—74). В табл. 56 и на диаграммах показаны средняя общая железистость ( $f_0$ ) и средние содержания CaO, SiO<sub>2</sub> и TiO<sub>2</sub> как в гипербазитах, так и в сопровождающих их габброидах, а также в основных вулканитах каждого пояса офиолитов. Фактические сведения для определения указанных характеристик заимствованы из работ А. Ф. Белоусова и Ю. Н. Кочкина (1963), В. В. Велинского (1968), И. М. Волохова и В. М. Иванова (1963), О. А. Воробьевой, Н. В. Самойло-

Габброидный пояс Восточного Казахстана	Хабаринский (Южный Урал)	Алтинский (Чукотка)	Западный Сихотэ-Алинский	Тамвагняйский	Чу-Балхашский	Денежин Камень (Урал)	Надanhада-Бикинский (КНР)	Юнион (Аляска)	Восточный Сихотэ-Алинский	Кытлымский (Урал)	Лысоговский (Западный Саян)
11,6	12,0	12,0	11,8	14,2	15,0	16,3	20,0	21,0	21,1	22,4	23,4
36,3	32,3	43,6	35,8	32,6	36,4	43,6	49,6	55,0	47,6	51,1	40,7
	49,2	59,8	52,4				66,8		63,1		
6,3	5,7	6,7	6,7	1,4	2,4	9,9	4,0	8,6	5,98	11,3	7,31
13,4	9,1	10,4	11,3	13,0	12,4	15,0	10,8	10,0	11,5	13,0	12,5
	6,0	6,31	8,04				7,92		9,0		
42,3	41,3	42,0	42,1	37,9	39,1	43,2	39,7	40,7	40,5	38,6	41,9
46,5	48,5	49,3	48,5	46,2	46,5	43,7	46,8	49,1	46,4	46,6	47,1
	52,5	52,8	47,6				48,0		46,2		
0,33		0,08	0,21	0,3	0,4	0,42	0,37	1,0	0,7	—	0,57
0,78		0,7	0,8	0,3	0,7	0,76	3,45	0,75	2,0	0,6	0,56
	0,5	0,99	1,7				2,7		2,6		
6	7	11	19	4	14	7	7	5	16	14	7
	4	4	7	1	5	14	5	7	10	16	19
8	36	2	4		8		8		13		

вой и Е. В. Свешниковой (1963), М. Е. Городинского и Ю. М. Довгалея (1968), Ю. М. Довгалея (1964), Г. А. Закржевского (1963), Э. П. Изоха (1965), С. А. Кашина и В. Л. Федорова (1940), Н. П. Михайлова (1962), Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова (1958), Т. И. Фроловой (1968), И. И. Эдельштейна (1968), И. К. Рукмика и И. А. Нобля (Ruchnick and Noble, 1959). Приведены также данные автора по вещественному составу офиолитов Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Бикинского антиклинория.

К сожалению, приходится констатировать, что если в публикациях имеется значительное количество химических анализов гипербазитов, то анализов габброидов и эффузивов меньше. Нередко они отсутствуют совершенно. Некоторый разброс точек на диаграммах связан, прежде всего, с меньшим количеством анализов по габброидам и эффузивам. Несмотря на этот недостаток, диаграммы довольно отчетливо показывают тенден-

цию к сопряженности вулканитов, гипербазитов и габброидов в каждом конкретном поясе офиолитов в отношении их средней общей железистости и среднего содержания  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ .

Из диаграмм видно, чем более железисты гипербазиты, тем более железисты и связанные с ними габброиды и предшествующие вулканиты, причем железистость последних является большей, чем у габброидов. Аналогичное распределение наблюдается и в отношении среднего содержания  $\text{CaO}$  с тем отличием, что вулканиты в общем беднее этим компонентом, чем габброиды офиолитовых зон и поясов. В отношении среднего содержания  $\text{SiO}_2$  наблюдается обратная картина. Этим компонентом более богаты дунит-гарцбургитовые, недосыщенные кальцием гипербазиты и связанные с ними габброиды. Меньше его в оливинит-верлитовых гипербазитах и сопутствующих габброидах, а также габбро-пироксенит-дунитовых формациях. Указанные выше особенности химизма предопределили и различие минералогического состава рассматриваемых ассоциаций пород. В оливинит-верлитовых комплексах вместо ромбического пироксена, свойственного дунит-гарцбургитовым ассоциациям пород, широко распространены такие минералы, как авгит или диопсид.

Интересны данные по распределению титана. Более титанистые и железистые гипербазиты ассоциируют с вулканитами и габброидами, содержащими больше  $\text{TiO}_2$  и железа (что видно из табл. 56).

Рис. 71. Диаграмма соотношения среднего содержания  $\text{CaO}$  в ультраосновных и габброидных (а) и в ультраосновных и эффузивных (б) породах офиолитовых комплексов

Цифры на диаграмме отвечают порядковому номеру офиолитового пояса в табл. 56. У.п., э.п., г.п.— соответственно ультраосновные, эффузивные и габбровые породы

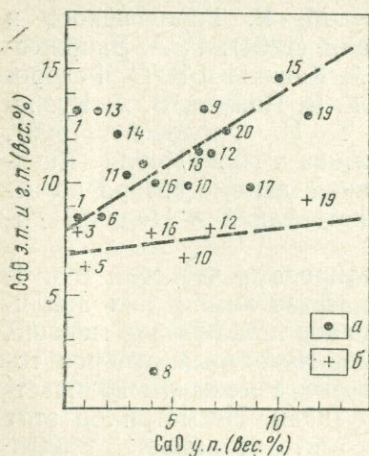
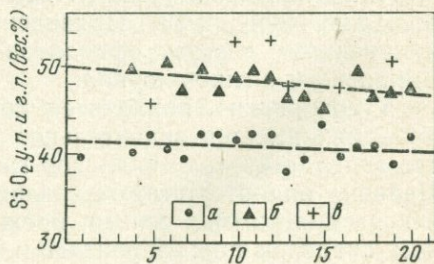


Рис. 72. Диаграмма среднего содержания  $\text{SiO}_2$  в ультраосновных (а), габбровых (б) и эффузивных (в) комплексах офиолитовых поясов и зон

Порядковые номера зон указаны в табл. 56 и на оси абсцисс



Итак, вулканыты, гипербазиты и габброиды офиолитовых поясов являются сопряженными не только по времени их формирования и в пространстве, но и по химическому составу и металлогении. Следовательно, это действительно родственные образования, которые возникают при последовательном плавлении верхней мантии. Вулканыты здесь являются первыми и относительно низкотемпературными выплавками, судя по тому, что они наиболее железисты, содержат больше щелочей и меньше СаО, чем габброиды. Последние, как и гипербазиты, образуются из мантии, уже предварительно проплавленной и утратившей значительное количество железа, щелочей и других легкоплавких компонентов в стадию образования офиолитовых вулканытов.

Поскольку в офиолитовых поясах сосуществуют крайние выплавки верхней мантии (вулканыты и гипербазиты), а также промежуточные по составу образования (габброиды), то это открывает перспективу восстановления исходного состава «палеомантии» складчатых регионов. Нужно знать объемы офиолитовых формаций и располагать достаточно полным аналитическим материалом об их химическом составе, собранном по единой методике. Этих сведений у петрологов в настоящее время не имеется, как показало ознакомление с литературой. Поэтому на диаграмме (рис. 74) положение области вероятной железистости верхней «палеомантии» показано примерно.

Несмотря на условность построений, диаграмма отчетливо показывает, что верхняя мантия, существовавшая в конкретных регионах до образования офиолитов, была различна. Можно предполагать, что появление в природе более железистых титанических и богатых СаО офиолитовых серий обусловлено лишь более низкой температурой при плавлении одной и той же по составу верхней палеомантии. Этому, однако, противоречит наблюдаемое соотношение объемов габброидов и гипербазитов. Доля габброидов в железистых и богатых СаО офиолитовых сериях является большей, чем в магниезальных их аналогах. Железистые серии гипербазитов удивительно выдержаны по составу на больших расстояниях вдоль глубинных разломов (400—

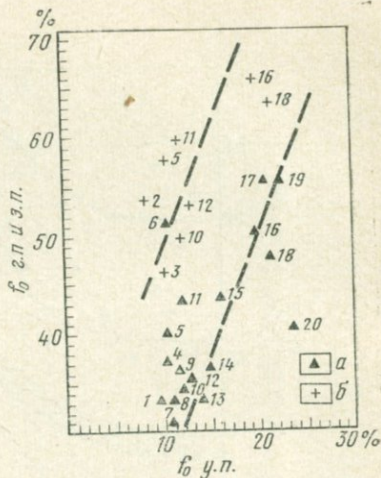


Рис. 73. Диаграмма корреляции средней общей железистости в гипербазитах и габброидах (а), а также в гипербазитах и эффузивах (б) офиолитовых поясов и зон

Цифры на диаграмме соответствуют номерам на рис. 72

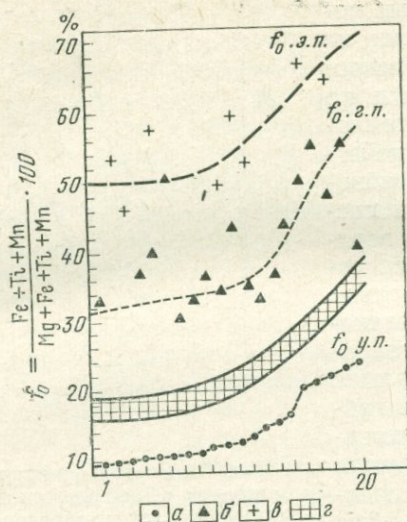


Рис. 74. Диаграмма общей железистости ультраосновных пород (а), габброидов (б) и основных вулканитов (в) офиолитовых поясов и их верхней палеомантии (з)

По оси абсцисс расположены следующие пояса офиолитов: Тоболо-Иргизский (1), Северо-Саянский (2), Горного Алтая (3), ДРВ (4), Куртудинский (5), Чулькызыл-Тюлюкүламынский (6), острова Карагинского (7), Северо-Прибалхашский (8), Хабарнинский (10), Алучинский (11), Западный Сихотэ-Алиньский (12), Тамватнэйский (13), Чу-Балхашский (14), Надаьхата-Бикинский (16), залива Юнион на Аляске (17); Восточный Сихотэ-Алиньский (18); показаны также дунит-пироксенитовые комплексы Восточного Казахстана (9), Денежкаина Камня (15); Кытымского массива (19), Лысогорского массива Западного Саяна (20)

600 км). Отсюда следует, что образование различных типов офиолитовых серий обусловлено, прежде всего, неодинаковым составом исходной палеомантии не столько в вертикальном, сколько в горизонтальном направлениях.

Уже говорилось выше, что в пространственном размещении различных типов гипербазитов наблюдается зональность не только регионального, но и планетарного порядка. План их размещения в континентальной части Тихоокеанского тектонического пояса имеет форму подковы, внешние дуги которой сложены породами дунит-гарцбургитовой формации, а внутренние — представителями дунит-верлит-пироксенитовой и оливинит-верлитовой формаций, которые, как и сосуществующие с ними вулканиты и габброиды, содержат больше легкоплавких компонентов (рис. 75).

Зональность в размещении различных типов гипербазитов, отмеченная выше, наблюдается и в островных дугах не только северного, но и южного полушарий. Офиолиты восточных поясов в пределах островов Сахалина (Сг<sub>2</sub>—Pg), Хоккайдо (Mz<sub>3</sub>), Хонсю (Pz<sub>3</sub>) и Новой Гвинеи (Mz<sub>3</sub>—Kz) отличаются нередко от одновозрастных с ними западных поясов этих же островов большей долей участия ультраосновных пород, богатых CaO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и большим количеством габброидов в офиолитовых сериях.

Наблюдающаяся зональность в распределении различных формаций гипербазитов дает основание полагать, что процесс формирования складчатых регионов и эволюция

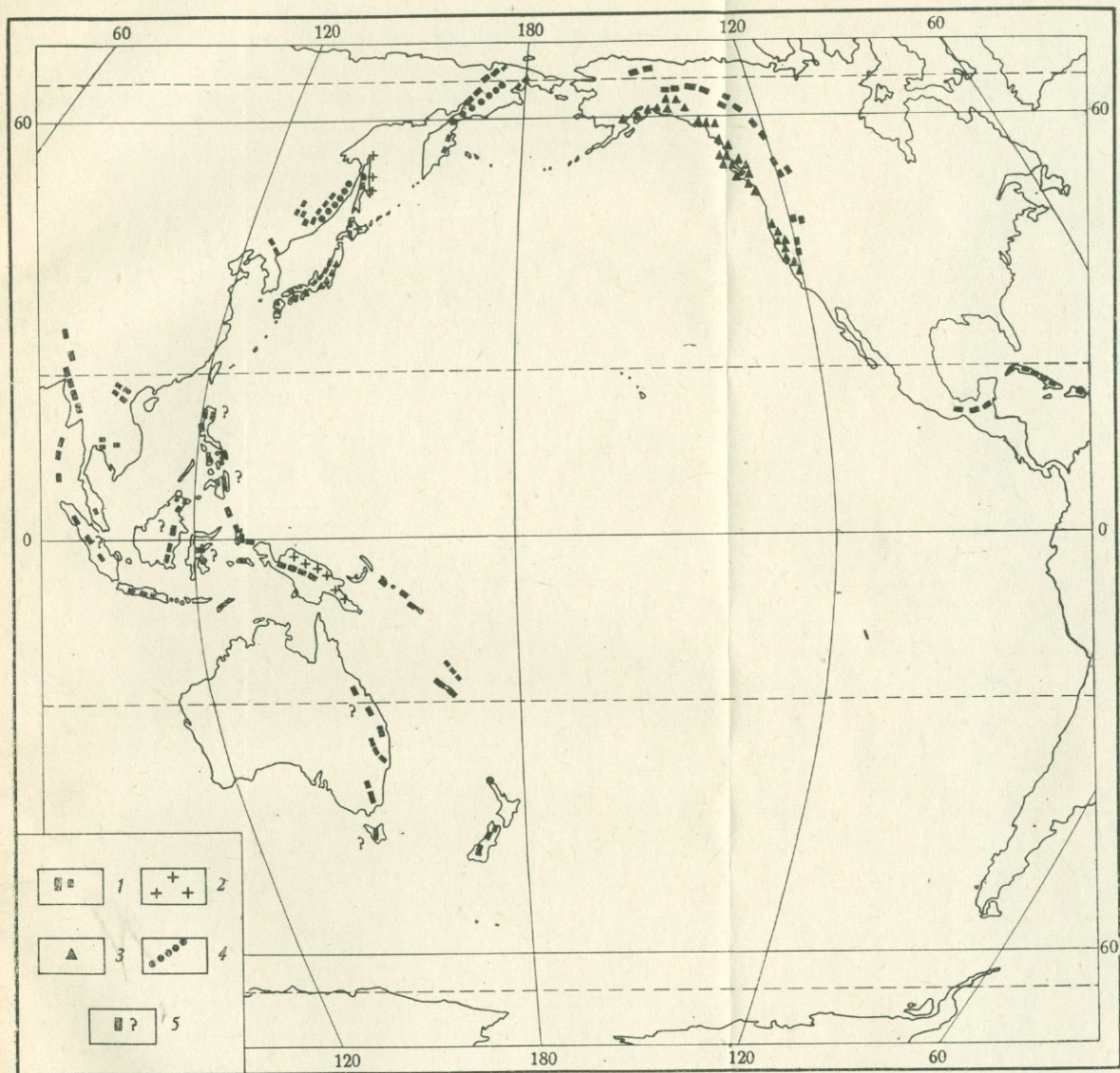


Рис. 75. Схема размещения гипербазитов и зональности верхней палеомантии в пределах Тихоокеанского пояса

1—4 — гипербазиты все более железистых формаций: дунит-гарцбургитовой, переходной, дунит-верлит-пироксенитовой, оливинит-верлитовой. Они соответствуют зонам все более железистой титанистой и богатой CaO верхней палеомантии; 5 — гипербазиты неясной формационной принадлежности

земной коры в пределах Тихоокеанского тектонического пояса совершался по типу развития островных дуг. Нарастание континентов и островов в сторону Тихого океана, начиная с позднего палеозоя, происходило большей частью за счет производных более железистых (в горизонтальном направлении) зон верхней палеомантии. В связи с этим можно предполагать, что геологическая история Тихого океана уходит в глубь палеозоя и, может быть, докембрия.

В предыдущем изложении было показано, что в складчатых регионах Дальнего Востока, а также в островных дугах и материковой части Тихоокеанского пояса распространены неодинаковые по составу гипербазиты и сопровождающие их габброиды. Среди них отчетливо выделяются три формации гипербазитов: дунит-гарцбургитовая, дунит-верлит-пироксенитовая и оливинит-верлитовая, которые постоянно сосуществуют с зеленокаменными вулканитами, образуя пояса и зоны офиолитов нередко огромной протяженности, трассирующие наиболее глубинные разломы, уходящие в область генерации магм в верхней мантии.

Гипербазиты дунит-верлит-пироксенитовой и оливинит-верлитовой формации являются, как правило, магматическими образованиями. На контакте их с вмещающими породами наблюдаются роговики, а в краевой и апикальной части массивов выражены зоны закалки и порфирировые структуры, свидетельствующие о кристаллизации перидотитовой магмы на относительно небольшой (1—5 км) глубине. В этом отношении не составляют исключения и гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, хотя контакты их с вмещающими породами — нередко тектонические. Выше было показано, что и в этих массивах так называемых альпинотипных гипербазитов состав главных минералов и акцессорных хромитов строго закономерен. По мере перехода от дунитов к гарцбургитам, лерцолитам и пироксенитам в пределах одного и того же массива акцессорные хромиты становятся все более бедными хромом и железом. Такого рода закономерности трудно было бы ожидать, если допустить формирование массивов гипербазитов из «каши» кристаллов оливина и небольшого количества межзерновой жидкости с водным паром, как этого требует гипотеза Н. Л. Боуэна (Bowen, 1928). В массивах пород в этом случае имела бы место действительно «каша» из кристаллов случайного состава. Между тем, в них наблюдается строгая сопряженность минералов по составу в различных фациях массивов. Состав рудных хромитов также не случаен в массивах гипербазитов. В перидотитах они всегда более глиноземисты по сравнению с хромитами в дунитах одного и того же массива ультраосновных пород. Строго закономерен и состав хромшпинелей внутри рудных залежей. Выше было

показано, что по мере удаления от центра залежи к периферии располагаются все более железистые и низкотемпературные хромиты. При этом в телах меньшей мощности наблюдается больший градиент изменения состава рудных хромшпинелидов.

Указанные выше закономерности состава рудных хромитов свидетельствуют не в пользу гипотезы образования гипербазитов из смеси кристаллов и небольшого количества нагретой жидкости. Они показывают, что к моменту образования рудных залежей вмещающие их массивы ультраосновных пород были практически холодными и находились в земной коре, но не в мантии, т. е. в условиях повышенной температуры. Следовательно, тела гипербазитов не могут рассматриваться и как протрузии верхней мантии. Наконец, если гипербазиты, наблюдаемые на современном эрозионном срезе, были полностью перекристаллизованы на достаточно больших глубинах (Штейнберг, Чашухин, 1971), то неясно, почему этот процесс не затронул хромиты их рудных залежей. Закономерности изменения состава рудных хромитов в них такие же, как, например, в жилах хромитов, залегающих в свежих дунитах из дифференцированного лополитаникеленосных базитов горы Лукинды, как уже было показано в данной работе.

Таким образом, анализ вещественного состава массивов альпинотипных гипербазитов показывает, что это — магматические тела, которые под влиянием тектонических движений могут быть несколько выведены из первоначального положения и находиться во вторичном залегании, как считает В. Ф. Морковкина и другие исследователи.

Особенно отчетливо первичная магматическая природа гипербазитов вырисовывается из анализа парагенезов офиолитовых комплексов. С позиций этого метода гипербазиты пространственно, во времени, по составу и металлогении тесно сопряжены с офиолитовыми вулканитами и габброидами и являются родственными магматическими образованиями, возникшими из магм, рожденных в результате селективного плавления верхней палеомантии, существовавшей накануне заложения глубинных разломов и эвгесинклиналей. При этом, чем более железисты, титанисты и богаты CaO и MnO гипербазиты той или иной офиолитовой серии, тем больше железа, титана, марганца и кальция содержат сосуществующие с ними вулканиты и габброиды. Вулканиты при этом являются первыми и относительно низкотемпературными выплавками, судя по времени их формирования, а также по тому, что они наиболее железисты, содержат меньше CaO и больше SiO<sub>2</sub>, чем сосуществующие с ними габброиды. Гипербазиты образуются из мантии, уже предварительно проплавленной и утратившей значительное количество железа, щелочей и других легкоплавких компонентов в стадию формирования офиолитовых вулканитов.

Поскольку в офиолитовых сериях сосуществуют крайние выплавки верхней мантии (вулканиты и гипербазиты) то это, при учете их объемов, открывает возможность для восстановления исходного состава «палеомантии» складчатых регионов. Можно предполагать, что появление в природе более железистых, титанистых и богатых СаО офиолитовых серий обусловлено лишь снижением температуры в очаге плавления одной и той же по составу верхней мантии. Этому, однако, противоречит наблюдаемое соотношение объемов габброидов и гипербазитов.

Во-первых, доля габброидов в железистых и богатых СаО офиолитовых сериях является большей, чем в магнезиальных их аналогах. Во-вторых, железистые серии гипербазитов удивительно выдержаны по составу на больших расстояниях вдоль глубинных разломов (400—600 км). Отсюда следует, что образование различных типов офиолитовых серий обусловлено, прежде всего, неодинаковым составом исходной «палеомантии» главным образом в горизонтальном направлении.

В размещении различных типов гипербазитов наблюдается зональность не только регионального, но и планетарного значения. План их распространения в континентальной части Тихоокеанского тектонического пояса имеет форму подковы, внешние дуги которой сложены породами дунит-гарцбургитовой, а внутренние — представителями дунит-верлит-пироксенитовой и оливинит-верлитовой формаций. Две последние, как и сосуществующие с ними вулканиты и габброиды, содержат больше легкоплавких компонентов.

Зональность в размещении различных типов гипербазитов наблюдается и в островных дугах азиатской ветви Тихоокеанского тектонического пояса. Она проявлена на островах не только северного, но и южного полушарий. Офиолиты восточных поясов в пределах островов Сахалин (Cr<sub>2</sub>—Pg), Хоккайдо (Mz<sub>3</sub>), Хонсю (Pz<sub>3</sub>) и Новая Гвинея (Mz<sub>3</sub>—Kz) отличаются нередко от одновозрастных с ними западных поясов этих же островов большей долей участия ультраосновных пород, богатых СаО, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и большим количеством габброидов в офиолитовых сериях.

Наблюдающаяся зональность в распределении формаций гипербазитов дает основание предполагать, что процесс формирования складчатых регионов и эволюция земной коры в пределах Тихоокеанского пояса совершались по типу развития островных дуг. При этом наращивание континентов и островов в сторону Тихого океана, начиная с позднего палеозоя, происходило большей частью за счет производных менее дифференцированных (в горизонтальном направлении) зон верхней палеомантии.

В свете изложенных выше материалов о составе и парагенезах офиолитовых комплексов, как нам кажется, должна решаться проблема их генезиса и в областях распространения

«меланжа». Тогда будет более ясной действительная природа и этого образования. Нет никакого сомнения в том, что на огромной территории Альпийско-Гималайского пояса имеются разнообразные по составу гипербазиты и, вероятно, родственные им вулканиты и габброиды. Детальное изучение их вещественного состава должно быть первой задачей в решении природы «меланжа», которая по своей сущности представляется проблемой не только тектонической, но и петрологической.

Последовательное применение метода парагенезов магматических комплексов к изучению ассоциаций изверженных пород, образующихся вслед за офиолитами в ходе формирования складчатых регионов и платформ, позволит разобраться в эволюции палеомантии и палеокоры и в конечном итоге построить петрологическую модель Земли.

- Аки К. и Пресс Ф. 1964. Строение верхней мантии под океанами и материками по наблюдениям релейских волн.— В сб.: «Верхняя мантия Земли». М., «Мир».
- Андерсон Д. Л. 1964. Пластический слой в земной мантии.— В сб. «Верхняя мантия Земли». М., «Мир».
- Аникеева Л. И. 1968. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс Южной части Корякского нагорья.— Автореф. канд. дисс. Ленинград.
- Афанасьев Г. Д., 1963. К проблеме гранитов.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Базилевский А. Т. 1966. Экспериментальное изучение системы оливин—хромит.— Тезисы докл. Второго Уральского петрограф. совещания. т. 2. Свердловск.
- Бакиров А. Г. 1963. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива.— В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Труды Первого Уральского петрограф. совещания, т. 1. Свердловск.
- Бевзенко П. Е., Бурьянова И. З. 1967. Типы гранитоидных формаций юга Дальнего Востока.— В сб. «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР». Тезисы докл. на Первом Дальневосточ. петрогр. совещании. Хабаровск.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н. 1963. Геохимические особенности лав в рифейско-кембрийских вулканических комплексах Алтая.— В кн. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск. Изд-во СО АН СССР.
- Белоусов В. В. 1964. Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры (Проект верхней мантии).— Сов. геол., № 1.
- Белоусов В. В. 1965. О коре и верхней мантии материков.— Сов. геол., № 1.
- Белоусов В. В. 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука».
- Беляевский Н. А. 1955<sub>1</sub>. Геологическое положение офиолитовой серии Сихотэ-Алиня.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.
- Беляевский Н. А. 1955<sub>2</sub>. Геология Приморского края. М., Госгеолтехиздат.
- Берсенев И. И. 1959. О тектоническом районировании Приморья.— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, вып. 10.
- Бетехтин А. Г. 1937. Шорджинский перидотитовый массив.— В кн. «Хромиты СССР», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Бетехтин А. Г. 1940. Халиловские месторождения хромитового железняка на Южном Урале.— В кн. «Хромиты СССР», т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Бетехтин А. Г., Кашин С. А. 1937. Минералогия Халиловских месторождений хромитового железняка на Южном Урале.— В кн. «Хромиты СССР», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Богидаева М. В., Магаевко В. Т. 1960. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). Магадан.
- Бороненков В. Н., Есин О. А., Шурыгин П. М. 1964. Кинетика осаждения металлов из расплавленных алюминатов на дисковом электроде.— Ж. Физ. хим., 38.

- Боуэн Н. Л., Туттл О. Ф. 1950. Система  $MgO - SiO_2 - H_2O$ .— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ.
- Вучковский Э. С. 1958. Сульфидное медно-никель-кобальтовое оруденение в гипербазитах восточного склона Южного Урала.— Бюлл. научно-техн. информ., № 4 (16).
- Васильковский Н. П. 1962<sub>1</sub>. О направленности геологических процессов в истории Земли.— Геол. и геоф., № 11.
- Васильковский Н. П. 1962<sub>2</sub>. О спорных проблемах развития земного шара и тектогенеза.— Геол. и геоф., № 6.
- Васильковский Н. П. 1964. К проблеме развития земной коры.— В кн. «Деформация пород и тектоника». Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. Проблема № 4. М., «Наука».
- Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г. 1968. Новые данные о плотностных неоднородностях земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, 183, № 3.
- Велинский В. В. 1968. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, СО изд-ва «Наука».
- Вергунов Г. П. 1964. Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов.— Докл. АН СССР, 158, № 3.
- Виноградов А. П. 1962. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Волохов И. М., Иванов В. М. 1963. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Воробьева О. А. 1963. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала и проблема его происхождения.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Первого Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. 1963. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ.
- Гайнанов А. Г. 1964. О природе магнитных аномалий переходных зон Тихого океана.— Сов. геол., № 10.
- Гапеева Г. М. 1954. О находке анкаратритов на территории СССР.— Докл. АН СССР, новая серия, т. XVCP.
- Городинский М. Е., Довгаль Ю. М. 1968. Структурное положение гипербазитов Западной Чукотки.— Геол. и геоф., № 7.
- Горшков Г. С. 1964. Явления вулканизма и верхняя мантия.— В сб. «Химия земной коры», т. 2. «Наука».
- Гутенберг В. 1964. Поглощение сейсмических волн в мантии Земли.— В сб. «Верхняя мантия Земли». М., «Мир».
- Денисов Е. П. 1965. Некоторые особенности базальтоидов с включениями ультраосновных пород.— Геол. и геоф., № 4.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. 1965. Породообразующие минералы, т. 2. М., «Мир».
- Добрецов Н. Л. 1963. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хребта Борус (Западный Саян).— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Труды ин-та геол. и геоф., т. 1, вып. 15. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Довгаль Ю. М. 1964. Офиолитовые формации Алучинского поднятия.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 17. Магадан.
- Деменницкая Р. М. 1960. Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным.— В кн. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики». Труды МГК, XXI сессия, докл. советских геологов. Раздел 2. М., Госгеолтехиздат.
- Дорман Дж., Юинг М., Оливер Дж. 1964. Распределение скорости поперечных волн в верхней мантии по наблюдениям мантийных релейевских волн.— В сб. «Верхняя мантия Земли». М., «Мир».
- Егизаров Б. Х. 1963. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В сб. «Геология Корякского нагорья». М., Гос. научн.-техн. изд-во литер. по горному делу.

- Егоян В. Л., Хаин В. Е. 1953. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры.— Докл. АН СССР, 91, № 4.
- Ефимов А. А., Иванова Л. П. 1963. О некоторых метасоматических явлениях, сопровождающих образование пироксенитовых жил в дунитах.— Докл. АН СССР, 148, № 2.
- Ефимов А. А. 1966. Проблема дунита.— Сов. геол., № 5.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. 1967. Кытлымский платиноносный массив.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 13, М., «Недра».
- Заварицкий А. Н. 1928. Коренные месторождения платины на Урале. М., Изд. Геол. Ком.
- Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А. Н. 1965. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР.
- Закржевский Г. А. 1963. Тамватэйский гипербазитовый массив.— В сб. «Геология Корьякского нагорья. М., Гос. научно-техн. издат. литер. по горному делу.
- Зимин И. А. 1938. Сарановское хромовородное месторождение.— Труды Уральск. научно-исслед. ин-та геологии, разведки и минер. сырья, вып. 2. Свердловск.
- Зимин С. С. 1960. Типы рудоносных интрузивов базитов и гипербазитов юга Дальнего Востока.— В кн. «Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток.
- Зимин С. С. 1963. О составе и парагенезисах хромшпинелидов в ультраосновных породах.— Геол. и геоф., № 10.
- Зимин С. С. 1965<sub>1</sub>. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихотэ-Алиня). В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., «Наука».
- Зимин С. С. 1965<sub>2</sub>. Некоторые особенности состава и генезиса хромитов.— Геол. и геоф., № 4.
- Зимин С. С. 1965<sub>3</sub>. Типы формаций гипербазитов и некоторые вопросы их происхождения.— В сб. «Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород». Владивосток.
- Зимин С. С. 1967. Особенности состава интрузивных комплексов гипербазитов и зональность верхней мантии в главном антиклинории Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 177, № 1.
- Зимин С. С. 1969. Гипербазиты и зональность верхней мантии (на примере Сихотэ-Алиня).— В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука».
- Зимин С. С., Хан Бен Сук, Хан У Ен. 1961. Типы рудоносных интрузивов базитов и гипербазитов провинции Северный Хамген.— Ж. Географии Кореи, АН КНДР, № 1 (на корейском языке).
- Зимин С. С., Хан У Ен, Хан Бен Сук. 1966. Базиты и гипербазиты Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья.— В кн. «Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья». М., «Наука».
- Иванов А. А. 1944. Месторождения осмистого иридия.— Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 6. Свердловск.
- Иванов В. М. 1967. Расслоенные габбро-пироксенит-дунитовые плутоны района сопряжения Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая.— Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Изох Э. П. 1964. Гипербазит-габбро-гранитные серии интрузий и их значение для теории петрогенеза.— В кн. «Магматические формации». Труды Третьего Всесоюз. петрограф. совещ. М., «Наука».
- Изох Э. П. 1965. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э. 1965. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир».

- Исаев Е. Н. 1959. О вязком течении астеносферы под островными дугами.— Докл. АН СССР, 184, № 2.
- Казьмин В. Г. 1971. К проблеме «альпийского меланжа». Геотектоника, № 2.
- Кашин С. А., Федоров В. Л. 1940. Хромитовые месторождения Хабаровинского ультраосновного массива.— В кн. «Хромиты СССР», т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Кашкай М. А. 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку.
- Керн Р., Вайнброт А. 1966. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., «Мир».
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. 1967. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». М., «Наука».
- Книппер А. Л. 1970. Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры.— Геотектоника, № 2.
- Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д. С. 1936. Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— Труды ЦНИГРИ, вып. 86.
- Коржинский Д. С. 1966. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов.— Геол. рудн. м-ний, т. VIII, № 2.
- Коренбаум С. А., Шека С. А. 1962. Некоторые закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых в Приморье.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР.
- Кох Ш. 1956. Минералы базальтов Венгрии.— Минер. сб. Львовского геол. общ., № 10.
- Кропоткин П. Н. 1953. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Кузнецов Ю. А. 1953. Происхождение магматических пород.— Изв. Томск. Политехн. ин-та, 74, вып. 1.
- Кузнецов Ю. А. 1963. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геоф., № 5.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Кутюлин В. К. 1964. К вопросу о составе верхней мантии с точки зрения петрохимии.— Докл. АН СССР, 156, № 2.
- Лапин В. В., Курцева Н. Н. 1958. Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и их геологическое значение.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Латыш И. К. 1960. Минеральный состав и условия локализации титано-магнетитовых руд Висимского месторождения на Среднем Урале.— Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 50.
- Ленников А. М. 1968. Петрология Джугджурского аортозитового массива. М., «Наука».
- Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. 1940. Хромитовость Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале.— В кн. «Хромиты СССР», т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Лодочников В. А. 1936. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и др.— Труды ЦНИГРИ. М., ОНТИ-НКТП-СССР.
- Люстих Е. Н. 1961. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения.— Сов. геол., № 6.
- Магницкий В. А. 1961. Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры.— Вестн. АН СССР, № 11.
- Магницкий В. А. 1964. Зонная плавка как механизм образования земной коры. Физический аспект проблемы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Магницкий В. А. 1965. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра».
- Малахов И. А. 1963. Петрохимия ультрабазитов Урала.— В кн. «Магматизм и металлогения Урала», т. I. Свердловск,

- Маракушев А. А., Смирнов А. М.* 1963. Рудно-петрологические комплексы докембрия северо-восточного выступа Китайской платформы.— В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Маракушев А. А.* 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука».
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* 1966. Некоторые итоги физико-химического анализа парагенезисов минералов.— В кн. «Итоги науки (геохимия, минералогия, петрография)». М., «Наука».
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Ким Хак Дзе, Ким Хон Со.* 1966. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья. М., «Наука».
- Милашев В. А., Крутойярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н.* 1964. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры Северо-Восточной части Сибирской платформы.— Труды научно-исслед. ин-та геол. Арктики. ГГК СССР, 126, М., Госгеолтехиздат.
- Мишкин М. А.* 1965. Об эвлизитовой серии Ханкайского массива и режиме кислорода при метаморфизме высокожелезистых осадков. Тезисы докладов на годичной сессии Ученого совета ДВГИ. Владивосток.
- Михайлов А. Ф.* 1961. Хромшпинелиды Пенжинского района.— В сб. «Материалы по геологии и минералогии рудных месторождений СССР».
- Михайлов Н. П.* 1962. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана.— В кн. «Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов». Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 80.
- Михайлов Н. П.* 1968. Магматические формации ультраосновных пород Восточного Казахстана и их минералогия.— Автореф. докт. дисс. Ленинград.
- Морковкина В. Ф.* 1962. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— В кн. «Основные породы и проблемы их генезиса». Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии, вып. 77. М., Изд-во АН СССР.
- Морковкина В. Ф.* 1967. Гипербазитовая формация Полярного Урала.— Автореф. докт. дисс. М.
- Москалева С. В.* 1963. О структурном положении гарцбургитовых комплексов западного гипербазитового пояса Урала.— В кн.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала».— Труды Первого Уральского петрограф. совещ., т. I. Свердловск.
- Москалева В. Н.* 1958. Жаденты Северного Прибалхашья.— Бюлл. научно-техн. информ., № 2 (14).
- Мусихин В. И., Есин О. А.* 1961. Коэффициенты диффузии ионов в расплавленных шлаках.— Докл. АН СССР, 136, № 2.
- Мягков В. Ф., Баталов В. Л.* 1966. Методика опробования хромитов Саратовского месторождения. Пермь.
- Набоко С. И., Шаврова Н. Н.* 1954. О пироксенах в лавах современных и недавних извержений некоторых камчатских вулканов.— Бюлл. вулканол. станции, № 23.
- Нарыжный В. И.* 1963. Интрузивные комплексы Сахалина.— Труды Сахалинского комплексн. научно-исслед. ин-та, вып. 15.
- Неверов Ю. Л., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф.* 1963. Магматические формации Большой гряды Курильских островов.— Труды СахКНИИ, вып. 15.
- Нестоянова О. А.* 1960. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудоносного района (Восточный склон Южного Урала).— Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. Вып. 2.
- Овчинников Л. Н.* 1960. Некоторые закономерности магматического рудообразования. Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат.
- Октябрьский Р. А.* 1967. Особенности состава и геологического положения габброндных интрузий Приморья.— В сб. «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР». Тезисы докл. Первого Дальневосточного петрограф. совещ. Хабаровск.

- Павлов Н. В. 1949. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом ультраосновных интрузий.— Труды Ин-та геол. наук, серия руд. месторождений. Вып. 103, № 13.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И. 1967. Состав хромшпинелидов и генетические типы хромитового оруденения Кемпирсайского плутона.— Геол. рудн. м-ний, т. IX, № 2.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. 1968. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука».
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Островская О. П. 1969. О составах сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации (на примере Кемпирсайского массива).— Геол. рудн. м-ний, № 2.
- Перчук Л. Л. 1965. Парагенезис нефелина со щелочным полевым шпатом как показатель термодинамических условий минерального равновесия.— Докл. АН СССР, т. 161, № 4.
- Перчук Л. Л. 1966. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры.— Докл. АН СССР, т. 169, № 6.
- Перчук Л. Л. 1967. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1955. Гипербазиты Тувы.— Труды Тувинской комплексной экспедиции, вып. 2.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской области. М., Изд-во АН СССР.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. 1966. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука».
- Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф., Петровская Н. Ф., Климовская Т. В., Саврасов Н. П. 1961. Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск.
- Пийп Б. И. 1956. Ключевая сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды лаб. вулканол. АН СССР, № 11.
- Радкевич Е. А. 1963. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ.— В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Радкевич Е. А. 1967. Металлогенетические индикаторы особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии.— Тезисы Второй Всес. конф. по междунар. проекту «Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры». М.
- Резанов И. А. 1963. Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры.— Сов. геол., № 6.
- Рингвуд А. Е. 1964. Модель верхней мантии. Сб. «Верхняя мантия». М., «Мир».
- Руб М. Г. 1968. К истории магматизма некоторых районов Дальнего Востока.— В сб. «Закономерности развития магматизма складчатых областей». М., «Наука».
- Русаков И. М., Трухалев А. М. 1964. Древние геологические образования Корякского хребта, их место и роль в его геотектоническом развитии.— Уч. зап. н.-и. ин-та геол. Арктики, вып. 3.
- Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькина В. А. 1960. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алакитского алмазосносного района.— В сб. «Материалы по изучению алмазосносных районов СССР». Л., ВСЕГЕИ.
- Сахно В. Г., Денисов Е. П. 1963. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Смирнов А. М. 1963. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., Изд-во АН СССР.

- Смирнов А. М. 1965. Расчленение и корреляция верхнего докембрия Дальнего Востока.— В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток.
- Смирнов Г. И. 1959. К минералогии сибирских кимберлитов. Материалы по геологии полезных ископаемых Якутии.— Труды Якутского филиала СО АН СССР. М., Изд-во АН СССР, № 4.
- Смирнов Г. И. 1961. Характеристика минералов — спутников алмаза.— В кн.: «Алмазы Якутии». Труды Якутского филиала СО АН СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Соболев В. С. 1964. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геоф., № 1.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. 1964. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, т. 158, № 1.
- Соболев Н. Д. 1963<sub>1</sub>. Возрастные и генетические группы ультраосновных массивов Урала и закономерности размещения связанных с ними полезных ископаемых.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Первого Уральского петрограф. совещ. Свердловск, т. I.
- Соболев Н. Д. 1963<sub>2</sub>. О слое сима Земли.— Геол. и геоф., № 1.
- Соболев Н. Д. 1963<sub>3</sub>. Тектоника и магматизм Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Первого Уральского петрограф. совещ., т. I. Свердловск.
- Соколов Г. А. 1938. Геолого-геохимические исследования хромитовосного массива Южного Крака.— Труды Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллограф. и минерал., вып. IX. М.— Л.
- Соколов Г. А. 1940. Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов.— В кн. «Хромиты СССР», т. II. М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Соколов Г. А. 1948. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— Труды Ин-та геол. наук СССР, серия рудн. м-ний, вып. 97, № 12.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. 1964. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, «Наукова Думка».
- Тайер Т. П. 1963. Некоторые различия между альпинотипным и стратиформным габбро-перидотитовыми комплексами.— Труды МГК, XXI сессия, вып. 2. М., ИЛ.
- Треггер В. Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат.
- Удичцов Г. Б., Чернышева В. И. 1965. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, т. 165, № 5.
- Уокер Ф., Полдеварт А. 1950. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб. «Геология и петрография трапповых формаций». М., ИЛ.
- Устиев Е. К. 1963. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Фаворская М. А. 1956. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня.— Труды ИГЕМ, вып. 7.
- Фаворская М. А., Руб М. Г., Кисай В. А., Изох Э. П., Ганеева Г. М., Преображенская Г. К. 1961. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенетические особенности.— Труды ИГЕМ, вып. 45.
- Фролова Т. И. 1968. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного района Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании.— Сов. геол., № 11.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б. 1961. Магматизм северной части Магнитогорского синклиория.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геоф., № 10.
- Харкевич Д. С. 1941. Геолого-петрографический очерк о-ва Карагинского.— Труды Камчатской компл. эксп., вып. 3.

- Хесс Х. Х. 1939. Островные дуги аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов).— Труды XVII сессии МГК, т. 2.
- Хитаров А. И., Иванов Б. В. 1936. К геохимии хрома в надкритических условиях.— Пробл. сов. геол., т. IV, № 2.
- Челищев Н. Ф. 1967. Экспериментальные изучения кристаллизации главных фаз базальтового расплава в условиях меняющейся щелочности.— В сб. «Экспериментальные исследования в области минералогии и геохимии редких элементов». М., «Наука».
- Шатский Н. С. 1954. О марганценовых формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шейнманн Ю. М. 1963. О тектонических условиях магмообразования.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Шейнманн Ю. М. 1964. Магмы и геосинклинальный процесс. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука».
- Шехаркин И. А. 1960. К вопросу о возрасте гипербазитов Спасского района Приморья.— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, вып. 12.
- Штейнберг Д. С. 1963. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.— В сб. «Магматизм и метаморфизм Урала». Труды Первого Уральского петрограф. совещ., т. 1.
- Штейнберг Д. С., Соболев И. Д., Иванов С. Н., Овчинников Л. Н. 1966. Основные проблемы петрологии Урала.— Тезисы докл. Второго Уральского петрограф. совещ. Общие вопросы. Свердловск.
- Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. 1971. О зависимости между степенью автометаморфической серпентинизации, распределением железа между бруситом и  $\alpha$ -хризотилом и крупностью зерен оливина в ультрабазитах.— Докл. АН СССР, 196, № 5.
- Шека С. А. 1969. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., «Наука».
- Шека С. А., Куренцова Н. А., Моисеенко В. Г., Макарова Ж. А. 1969. Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии.— В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука».
- Шека С. А., Макарова Ж. А., Лаговская Е. А. 1969. Петрографо-геохимические особенности включений основных и ультраосновных пород в эффузивах.— В сб. «Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания», Баку.
- Эдельштейн И. И. 1968. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. М., «Наука».
- Юань Ци-линь, Цзе Куан-кун, Чжан Фэн-лин, Юн-янь. 1966. «Дичжи кэ-сюэ».— Sci. Geol. Sinica, N 1 (на кит. яз.).
- Aubouin J. 1961. Essai Sur l'ensemble Italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin.— Bull. Soc. Geol. Fr. 7-me ser., 2, N 4.
- Avias J. 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives.— Tectonophysics, 4, N 4—6.
- Bateman J. D. 1945. Composition of the Bird river chromite. Manitoba.— Am. Min., 30, N 9—10.
- Bilgrami S. A. 1963. Pakistan Chrome Min. Ltd., Hindubagh, West Pakistan. Further data on the Chemical compositions of Znob Valley chromites.— Am. Min., 48, N 5—6.
- Bilgrami S. A. and Ingamells S. O. 1960. Chemical compositions of the Zhub Valley Chromites, West Pakistan.— Am. Min., 45, N 5.
- Bowen N. L. 1928. The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton University Press.
- Bowen N. L., Schairer J. F. 1935. The system MgO—FeO—SiO<sub>2</sub>.— Am. Journ. Sci., 29.
- Bowen N. L. 1914. The ternary system diopside—forsterite—silica.— Am. Journ. Sci., 38, N 207.

- Boyd F. R., England J. L. 1959. Experimentation at high pressures and temperatures. Carnegie Inst.—Wash. Yearb., 58.
- Boyd F. R., England J. L. 1958. Metling of diopside under high pressure. Carnegie Inst. Washington.—Ann. Rep. Dir Geophys. Lab., 173.
- Brownell C. M. 1943. Chromite from Manitoba. Univ. Toronto Studies.—Geol. Ser., N 48.
- Brunn J. 1954. Les Eruptions ophiolitiques dans le NW de la Grea, Leurs relations avec l'orogenese. Congr. Geol. Intern. C. R. de la 19 Sess. Alger 1952, fase. 17
- Cameron E. H. and Emerson M. E. 1959. The origin of certain chromite deposits of eastern part of the Bushveld complex.—Econ. Geol., 54, N 7.
- Clark R. H., Fyfe W. S. 1961. Ultrabasic liquids.—«Natura» (Engl.), 191, N 4784.
- Donath M. 1931. Zinc bearing chromites.—Am. Miner., 16.
- Dubertret L. 1953. Geologic des roches Vertes du Nord-West de la Syrie et du Hattay (Turquie). Paris.
- Engel A. E. 1966. Some limitations on the compositions of the upper mantle during the last  $3,5 \cdot 10^9$  years.—Trans. Am. Geophys. Union, N 8.
- Fisher L. W. 1929. Origin of chromite deposits.—Econ. Geol., 24.
- Fisher L. W. 1929. Chromite its mineral and chemical composition.—Am. Min., 14.
- Flint D. E., Albeur J. E. and Guild P. W. 1948. Geology and chromite deposits of the Comaguey district.—Camaguey provinca, Quba U. S. Geol. Surv., N 954—B.
- Green D. H. and Ringwood A. E. 1967. An expeirmental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications.—Geoch. et Cosmoch. Acta, 31, N 5.
- Gast P. W. 1968. The chemical composition of the Earth's mantle.—Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1.
- Greskovich C., Slubican V. S. 1966. Divalent chromium in magnesium—chromium spinels.—Journ. Phys. and Chem. Solids, 27, N 9.
- Harris P. G. 1966. The importance of minerals other than olivine in the upper mantle.—Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1.
- Hess H. H. 1938. A primary peridotite magma. Amer.—Journ. Sci., 35, N 209.
- Imlay R. W. 1944. Correlation of the cretaceous formations of the Greater Antilles. Central America and Mexico.—Bull. Geol. Soc. America, 55, N 8.
- Kupferbürger W. and Lombard B. V. 1937. In collaboration with Wasserstein B. and Schwellnus C. M. The chromite deposits of the Bushveld igneous complex.—Geol. Survey South Africa. Bull., N 10.
- Kuroda V. 1967. Ultrabasic Rocks in Japan.—Journ of the Geol. Society of Japan, 73, N 12.
- Leonard K. C., Lehrbuch D. 1835. Geognosie und Geologie.—Naturgeschichte der drei Reiche. B. III Stuttgart.
- Mathotra P. D., Prasada Rao G. H. S. 1956. On the compositions of some indian chromites.—Am. Min., 41, N 5.
- Miyashiro A. 1966. Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts.—Japan Journ. of geol. and geogr., XXXVII, N 1.
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts.—Journ. Petrol., 2, N 3.
- Muir I. D. 1961. The clinopyroxene of the Skaergaard intusion eastern Greenland.—Min. Mag., XXIX, N 214.
- Noble J. A. and Taylor H. P. 1960. Correlation of the ultramafic complexes of South Eastern Alaska with these other of North America and World. Report of twenty first Session Norden, part: Petrograph provinces igneous and metamorphic rocks.
- Ramberg H. 1952. Chemical Bond and Distribution of Cations in Silicates.—Journ. Geol., 60, N 4.
- Ringwood A. E. 1958. The constitution of the mantle II Futther datta on the olivine-spinel transition.—Geoch. et Cosmoch. Acta, 15, N 2.
- Ringwood A. E. 1958. The constitution of the mantle III Consequenses of the olivine—spinel transition.—Geoch. et Cosmoch. Acta, 15, N 3.

- Ringwood A. E., Major Alan. 1966. Some high-pressure transformations in olivines and pyroxenes.— *Journ. Geophys. Res.*, **71**, N 18.
- Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T. 1954. Origin of Dunites and of Olivine-rich Inclusions in Basaltic Rocks.— *Journ. Min. Soc. Amer.*, **39**, N 9.
- Roy D. M., Roy R. 1957. A re-determination of equilibria in the system MgO—H<sub>2</sub>O and comments earlier work.— *Amer. Journ. Sci.*, **255**, N 574.
- Ruchmick I. C. and Noble J. A. 1959. Origin of the ultramafic complex at Unio Bay, Southeastern Alaska.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, N 8.
- Sampson E. S. 1931. The origin of chromite.— *Econ. Geol.*, **26**.
- Sampson E. S. 1932. Magmatic chromite deposits in Southern Africa.— *Econ. Geol.*, **27**.
- Sampson E. S. 1942. Chromite deposits. Ore deposits as Related to Structural Features.
- Schreyer Werner. 1966. Zur mineralogischen konstitution des Erdmantels.— «Naturwiss. Rundschau», **19**, N 5.
- Seki Y., Aiba M., Kato C. 1959<sub>1</sub>. Edenite in Sambagawa crystalline schists of the Shibukawa district, central Japan.— *Japan Jour. Geol. Geogr.*, **30**.
- Seki Y., Aiba M., Kato C. 1959<sub>2</sub>. Metamorphic zoning of the Sambagawa Terrain in the Sibukawa district, central Japan.— *Japan Geol. Sci. Japan*, LXV, N 769.
- Seki Y., Aiba M. and Kato C. 1960. Jadeite and associated minerals of metagabbroic rock in the Sibukawa district, central Japan.— *Am. Min.*, **45**.
- Shido F., Miyashiro A. 1959. Hornblendes of basic metamorphic rocks.— *Journ. Fac. Sci. Univ Tokyo, Sec. 11*, **12**, N 85.
- Snelgrove A. K. 1934. Chromite deposits of Newfoundland.— *Nfld. Dep. Nat. Resources, geol Section.*, Bull. 1.
- Steinmann G. 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen.— *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, B.*, **16**.
- Steinmann G. 1926. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. 14-th Inter. Geol. Congr., Madrid, C. R., **2**.
- Stevens R. T. 1944. Composition of some chromites of the Western Hemisphere.— *Amer. Min.*, **29**.
- Subramaniam A. P. 1956. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex Salem district, Madras State, India.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **67**, N 3.
- Taylor H. P. and Noble J. A. 1960. Origin of the Ultramafic Complexes in Southeastern Alaska. Rep. Twenty-First Session Norden. Part XIII, Petrograph. provinces, igneous and metamorphic rocks. International Geol. Congr.
- Thayer T. P. 1943. Chromite resources of Quba U. S.— *Geol. Survey. Bull.*, **935-A**.
- Thayer T. P. 1946. Preliminary chemical correlation of the chromite with the containing rocks.— *Econ. Geol.*, **41**.
- Vah Der Walt C. F. J. 1942. Chrome ores de Western Bushveld complex.— *Geol. Soc. South. Africa, Trans.*, **44**.
- Wijkerlooth P. 1947. The chromite deposits of the 'guleman concession Koninkl. Nederlanda.— *Akademic Wetenschap.*

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
<b>Глава I. Геология и петрография интрузивных офиолитов . . . . .</b>	<b>10</b>
Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации и сопровождающие их габброиды . . . . .	10
Минеральный состав пород . . . . .	31
Первичные породообразующие минералы . . . . .	40
Химический состав и петрохимические особенности интрузивных офиолитов . . . . .	45
Гипербазиты дунит-верлит-пироксенитовой формации и сопровождающие их габброиды . . . . .	47
Минеральный состав пород . . . . .	52
Особенности состава темноцветных минералов . . . . .	57
Химический состав интрузивных офиолитов . . . . .	60
Гипербазиты оливинит-верлитовой формации и сопровождающие их габброиды . . . . .	61
Главные типы пород, их структуры и минеральные парагенезы . . . . .	75
Особенности состава главных породообразующих минералов . . . . .	100
Химический состав и петрохимические особенности интрузивных офиолитов . . . . .	116
<b>Глава II. Закономерности формирования минеральных парагенезов гипербазитов, расслоенных базитов и связанных с ними руд . . . . .</b>	<b>119</b>
Минеральные парагенезы бедных хромом и богатых кальцием гипербазитов . . . . .	119
Состав и условия образования аксессуарных хромитов в различных генетических типах гипербазитов и базитов . . . . .	127
Состав хромшпинелей в гипербазитах, базитах и во включениях ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах . . . . .	127
Влияние химической активности $Cr_2O_3$ и $SiO_2$ на состав и парагенезы аксессуарных хромшпинелидов . . . . .	136
Некоторые особенности состава и генезиса раннемагматических хромитов расслоенных массивов ультраосновных и основных пород . . . . .	144
Хромиты бушвельдского комплекса . . . . .	145
Хромиты сарановского комплекса . . . . .	155

Гистеромагматические хромиты, их состав, парагенезы и условия образования . . . . .	168
Зависимость состава хромитов от характера исходной магмы и фациальных особенностей интрузивов . . . . .	168
Роль дифференциальной подвижности компонентов при образовании гистеромагматических хромитов . . . . .	175
Разложение и перекристаллизация минералов при образовании хромитовых руд. Парагенезы рудных хромитовых зон	177
О влиянии химического потенциала кислорода и температуры на состав и парагенезы гистеромагматических хромитов	185
<b>Глава III. Геологические условия образования формаций офиолитов</b>	189
Закономерности геологического размещения и образования различных парагенетических типов гипербазитов в пределах Тихоокеанского складчатого пояса . . . . .	189
Породы оливинит-верлитовой формации . . . . .	189
Породы дунит-верлит-пироксенитовой формации . . . . .	192
Породы дунит-гарцбургитовой формации . . . . .	195
Основные черты природы и геологической истории гипербазитов . . . . .	202
Некоторые общие и специфические черты интрузивных офиолитов в подвижных поясах . . . . .	206
Последовательность формирования интрузивных офиолитов . . . . .	207
Соотношение между главными типами ультраосновных и основных пород . . . . .	208
Сопряженность ультраосновных и основных пород по составу . . . . .	211
О температуре и давлении при образовании гипербазитов	214
Соотношение магматических и метасоматических пород	217
О геологических условиях рождения магм офиолитовых комплексов . . . . .	218
Анализ парагенезов формаций офиолитов и верхняя мантия складчатых регионов . . . . .	223
Заключение . . . . .	236
Литература . . . . .	240

*Степан Степанович Зимин*  
**Парагенезы офиолитов и верхняя мантия**

*Утверждено к печати*  
Дальневосточным геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Б. П. Высоцкий*  
Художник *А. Г. Кобрин*  
Художественный редактор *В. И. Тикун*  
Технические редакторы *Р. М. Денисова, Н. П. Кузнецова*

Сдано в набор 31/X 1972 г.  
Подписано к печати 19/III 1973 г.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага I. Усл. печ. л. 17,25.  
Уч.-изд. л. 17,4. Тираж 900 экз. Т-02213. Тип. зак. 5255.  
Цена 1 р. 97 к.

Издательство «Наука»,  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

---

2-я типография издательства «Наука»,  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
8	2 сл.	Г'	Ф'
8	3 сл.	Г'	Ф
20	13 св.	г.	р.
57	14 сл.	оливина	хромита
81	2 сл.	верлит	хлорит
82	9 сл.	к.м	с.м

Зимин С. С. Парагенезы офиолитов

690

№ 97 К



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»