

Д. С. ШТЕЙНБЕРГ, И. С. ЧАЩУХИН

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии имени акад. А.Н. Заварицкого

552.3

Д. С. ШТЕЙНБЕРГ, И. С. ЧАЩУХИН

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ
УЛЬТРАБАЗИТОВ

3707



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977



Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М., "Наука", 1977, стр.312

В работе излагаются результаты изучения различных типов и стадий серпентинизации бескальциевых ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой ассоциаций на основе комплекса методов, определяемого исключительной дисперсностью минеральных агрегатов — химико-аналитического, селективного растворения, рентгеноструктурного, термогравиметрического, термомагнитного и др. Проводится сопоставление со стратиформными и океаническими ультрабазитами в основном по литературным данным. Характеризуются ранняя — петельчатая безмагнетитовая брусит-серпентин-когенитовая ("автометаморфическая") и наложенные (аллометаморфические) — лизардитовая, хризотилловая и антигоритовая (последние две маггемит-магнетитовые) ассоциации. Выделяются и характеризуются химические типы серпентинов: оксисерпентины — микроволокнистый петельчатый, тонкопластинчатый (лизардит) и закисные — антигориты, различающиеся по соотношению оснований, кремнезема, воды. Установлена сложность состава брусита: замена части двувалентного железа трехвалентным, гидроксила — хлором, углекислотой, серой.

Табл. 16, илл.124, библиогр. назв. 334.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
А.А.МАРАКУШЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Ультрасосновные породы, состоящие главным образом из фемических минералов (ультрамафиты, по принятой за рубежом терминологии), находятся сейчас в центре внимания геологов, петрологов, тектонистов, геофизиков подобно тому, как длительное время находились граниты, в связи с их важной ролью в построениях новой глобальной тектоники. Поэтому особый интерес приобретают и процессы серпентинизации – важнейшего вида метаморфического преобразования ультрасосновных пород, затрагивающего их обычно больше чем наполовину, а нередко и полностью. Как известно, значительная часть ультрасосновных пород в складчатых поясах представлена серпентинитами.

Проблема серпентинизации, подобно ряду других проблем геологии и петрологии, насчитывает около 100 лет. С начала нашего века серпентинизация и серпентиниты, долгое время именовавшиеся в русской литературе змеевиками, прочно заняли важное место среди дискуссионных проблем, привлекавших внимание крупнейших специалистов, вначале в основном петрологов, а затем геологов и тектонистов.

Среди петрологических аспектов серпентинизации главным предметом дискуссий были: соотношение изо- и аллохимизма и связанная с ним проблема постоянства или увеличения объема, проблема факторов метаморфизма и источника воды (связь с более молодыми гранитами и региональным метаморфизмом, соотношение авто- и аллометаморфизма). В значительной мере эти вопросы сохранили свое значение и сейчас. Они тесно связаны с проблемой генезиса ультрабазитов вообще, составляя ее неразрывный элемент, включающий как главнейший вопрос существования и состава ультрасосновной магмы и магматических процессов вообще.

Внимание геологов и тектонистов серпентиниты привлекли после того, как стала ясна их приуроченность к определенным типам ассо-

циаций (офиолиты по Steinmann, 1905), типам структур земной коры и начальным стадиям эвгеосинклиналей. Особенно повысился интерес к серпентинитам в последние годы в связи с достижениями в изучении геологического строения и состава дна Мирового океана.

Несмотря на исключительную простоту состава наиболее распространенных ультрабазитов — дунитов, гардбургитов, состоящих на 99% из трех компонентов — окислов магния, кремния и железа, из которых первые два в сумме составляют 90%, что позволяет в определенных случаях рассматривать ультрабазиты даже как двухкомпонентные породы, — продукты их серпентинизации исключительно разнообразны по ассоциациям слагающих их минералов, фиксируя разнообразие физико-химических условий процесса. Главным образом это обусловлено поведением железа, очень чувствительного к режиму воды, кислорода, хлора и других флюидов, участвующих, как показали наши исследования, в серпентинизации. Это вызывает появление серии серпентиновых минералов с варьирующей в широких пределах степенью окисления железа (от 20–30 до 100%), с различным положением железа в кристаллохимической структуре, различным соотношением оснований, кремнезема и воды, свободных окислов железа ряда магнетит-маггемит, брусита, в котором двухвалентное железо замещено частью трехвалентным, а гидроксил замещен хлором, углекислотой, серой, самородных металлов — железа, никеля, никелистого железа (аваруита), углерода в виде графита и когенита (карбида железа), сульфидов железа, никеля, кобальта.

Структура продуктов регрессивной серпентинизации — наиболее важного вида процесса — благодаря низкой температуре (менее 400°) исключительно тонкодисперсна и находится за пределами разрешающей способности оптических методов, что значительно усложняет ее изучение и требует применения специальных методов — термических (термовесового, термомагнитного), рентгеноструктурного, селективного выщелачивания и др.

Дополнительный осложняющий фактор — многостадийность процессов серпентинизации, высокая чувствительность ультрабазитов ко всякого рода внешним воздействиям, в связи с чем нередко, а в некоторых регионах и преимущественно, мы встречаемся с многократным наложением на раннюю серпентинизацию более поздних процессов, приводящих к появлению в одной и той же породе ряда неравновесных минеральных ассоциаций, сменявших друг друга во времени. Поэтому выделить чистые ассоциации, равновесные в момент образования, не всегда является легкой задачей.

Все это побудило нас предпринять специальные исследования процесса серпентинизации ультрабазитов, чтобы выявить по мере возможности равновесные в момент образования минеральные ассоциации, связать их с вариациями физико-химических условий, со спецификой геологической позиции и типами ультрабазитов, т.е. попытаться понять естественную историю процесса как элемент естественной истории подвергшихся серпентинизации ультрабазитов.

В качестве объекта для исследования были выбраны ультрабазиты Урала как уникальные образования по масштабам развития, по степеням геологической, петрологической и геофизической изученности, вскрытые в ряде мест глубокими (до 1500 м) скважинами, многочисленными горными выработками в связи с разведкой и разработкой связанных с ними месторождений хромитов, хризотил-асбеста, силикатного никеля. Для сопоставления были привлечены материалы по другим регионам, особенно по стратиформным ультрабазитам, представленным на Урале единственным Сарановским массивом, расположенным на западном склоне и сформировавшимся в близких к платформенным условиях.

Площадь выхода ультрабазитовых массивов Урала — около 15 тыс. км² (Соболев, 1961). Наиболее крупные массивы — Кемпирсайско-Хабарнинский, Войкаро-Сынынский, Невьянско-Серовский — достигают длины 100–200 км и более, площадь выхода каждого из них составляет 1–2 тыс. км².

В книге изложены результаты исследований серпентинизации ультраосновных пород Урала, проводившихся в Институте геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, ранее — в Горно-геологическом институте Уральского филиала АН СССР с 1957 по 1974 г. под руководством и при непосредственном участии Д.С. Штейнберга. Основным исполнителем с 1962 г. был И.С. Чашухин, с 1971 г. к изучению поведения углерода при серпентинизации приступила М.В. Лагутина. В первые годы в исследованиях участвовал И.А. Малахов. Результаты исследований опубликованы в серии статей, приведенных в списке литературы. В монографии подведены итоги исследований и приведены дополнительные новые данные.

В качестве объектов для изучения были выбраны массивы, достаточно хорошо вскрытые естественными обнажениями или буровыми скважинами, позволяющие исследовать различные типы серпентинизации ультрабазитов дунит-клинопироксенитовой (Кытлымский, Нижне-Тагильский, Уктусский массивы) и дунит-гардбургитовой ассоциаций (массивы Рай-Из, Восточно-Тагильский, Баженовский, Полевской, Нуралинский, Кемпирсайский). Одни массивы благоприятны для изучения ранней серпентинизации, другие — для исследования антигоритизации (Полевской, Нижне-Тагильский, Верхне-Тагильский) и хризотил-асбестизации (Баженовский, Восточно-Тагильский). В течение 10 сезонов (1962–1971 гг.) на указанных объектах были проведены систематические полевые работы (см. ниже рис. 12).

Отдельные наблюдения были проведены на массивах Успенском, Ключевском, Алапаевском, Шевченковском, Джетыгаринском, Хабарнинском.

Для сравнения по коллекциям О.К. Иванова изучен минеральный состав серпентинитов Сарановского массива. Были использованы также коллекции образцов, шлифов, мономинеральных фракций оливинов по отдельным массивам, предоставленные И.А. Малаховым,

А.А. Ефимовым, Г.Н. Судиловским, К.К. Золоевым, О.К. Ивановым, А.С. Варлаковым, Л.Д. Булыкиным, Е.П. Царицыным, которым авторы выражают свою признательность. Соответствующие ссылки приведены в тексте.

Наиболее детально была изучена серпентинизация дунитов, т.е. ультрабазитов, не содержащих баститовых псевдоморфоз по энстатиту, состоящих практически из одного оливина с примесью около 1% хромита, как наиболее простых и выдержанных по составу пород. Простота состава сводит к минимуму число переменных величин, определяющих минеральные равновесия, и облегчает выявление роли различных интенсивных факторов в формировании разнообразных минеральных ассоциаций — продуктов различных типов серпентинизации.

Простота и выдержанность состава дунитов особенно благоприятны для изучения соотношений изо- и аллохимизма при серпентинизации, для чего достаточно сопоставить химизм в различной степени серпентинизированных пород. В гарцбургитах эта операция требует предварительного определения объема баститовых псевдоморфоз, ибо сопоставление возможно только при одинаковом количестве энстатита.

При исследовании основное внимание было уделено выделению и изучению равновесных минеральных ассоциаций, характеризующих различные типы и стадии серпентинизации. С этой целью были проведены систематические определения состава и количественных соотношений сосуществующих минералов: оливина, серпентина, брусита, магнетита, когенита, частично хромита. Всего было исследовано 228 образцов, в 65 из них (44 — петельчатосерпентинизированные дуниты и гарцбургиты, 21 — продукты их перекристаллизации) изучены химический состав всех минералов и их количественные соотношения, для 163 образцов это сделано частично. Места взятия и результаты минералого-геохимического изучения исследованных образцов приведены в "Приложении". В целом было просмотрено более 3000 шлифов, выполнено более 300 химических анализов пород и минералов, 80 рентгеноспектральных, 50 термограмм пород и минералов, 160 рентгенограмм породообразующих минералов, 27 электронноскопических снимков, более 800 иммерсионных определений показателей преломления минералов, использовано около 600 определений содержаний магнетита, проведено более 1700 замеров плотности горных пород.

Химические анализы минералов и пород выполнялись Л.И. Меттих, М. К. Цап, Т.И. Филинковой и Г.А. Торчиковой, рентгеноструктурное исследование серпентинитов и магнетитов — Б.А. Юниковым; термодинамический анализ пород и минералов проведен Л.В. Анфимовым и В.Г. Петришевой, электронноскопическое изучение серпентинитов осуществлено Л.А. Шерстобитовой; спектры поглощения сняты на кафедре минералогии МГУ А.Д. Ракчевым; Б.В. Чесноков оказал содействие в разработке рентгенографического определения состава оливинов при больших углах отражения и сделал первые анализы. Термомагнитный анализ выполнен в Институте геофизики УНЦ АН СССР в лаборатории магнитных методов при консультации заведующего лабо-

раторией Н.А. Иванова и научного сотрудника И.А. Свяжиной, а также И.И. Глухих.

Изученные нами типы ультрабазитов детально описаны в обширной литературе как по Уралу, так и по другим регионам СССР. Многие особенности их состава, строение, основные типы и стадии серпентинизации в основном уже известны и не составляют предмета дискуссий. Поэтому нами исследованы и рассмотрены только те особенности состава и структуры, которые важны для понимания сущности процесса серпентинизации и прежде всего его физико-химических параметров (температура, общее давление, давление воды, состав серпентинизирующих растворов, режим кислорода, реакция окисления-восстановления).

Выполненные нами исследования позволили получить ряд новых данных о составе минералов, их ассоциациях, стадиях и химизме процесса, о разнообразии условий серпентинизации и выявили ряд неясных вопросов, требующих дальнейшего изучения, показав тем самым неисчерпаемость проблемы и неограниченность поля для дальнейших исследований. Самое существенное — наметились определенные закономерности в исключительном разнообразии форм проявления и состава продуктов серпентинизации, фиксирующем различие РТХ-условий на различных стадиях этого процесса и в различных типах ультрабазитов.

Часть I

УЛЬТРАБАЗИТЫ

I. МИРОВЫЕ ТИПЫ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Цель наших исследований - выявить как общие закономерности процесса серпентинизации ультрабазитов, так и особенности их типов, определяемые различиями в физико-химических условиях процесса. Поэтому мы не смогли обойтись без какой-то, хотя бы приближенной, предварительной, классификации ультрабазитов, по возможности учитывающей и эти факторы.

Несмотря на сложность генетического расчленения ультрабазитов, определяемую разнообразием условий их формирования и преобразования, на гетерогенность петрографически аналогичных типов (конвергентность), большинство геологов и петрологов единодушны в выделении главнейших геологических типов. К ним относятся: альпинотипные ультрабазиты, ультрабазиты зональных комплексов с дунитовым ядром, стратиформные - кумуляты основных магм, ультраосновные породы эффузивного облика - кимберлиты, меймечиты, пикритовые порфириты, залегающие в виде лав, даек, трубок, штоков, сиппов, и их полнокристаллические аналоги - разнообразные перидотиты.

На Урале можно найти представителей всех главных типов ультрабазитов. Не установлены пока в коренном залегании кимберлиты, однако на их присутствие указывает наличие россыпных алмазов и их спутников, щелочных ультраосновных базальтоидов - на западном склоне Урала. Наиболее распространены ультрабазиты дунит-гарцбургитовой (альпинотипной, хромитоносной) и дунит-клинопироксенитовой (платиноносной) ассоциаций согласно принятой уральскими геологами в последние годы терминологии. Они изучены в работах Л.Дюпарка (1913), Н.К.Высоцкого (1913, 1925), А.Н.Заварицкого (1909, 1928, 1932), Б.П.Кротова (1915), Е.А.Кузнецова (1958), П.М.Татарина (1928, 1940), А.А.Ефимова и Л.П.Ефимовой (1967), К.К.Золоева (1969, 1973), Л.Д.Булькина (1969а) и др.

Эти типы выделяются и зарубежными исследователями. Первый тип они называют альпинотипным, второй — зональным, имея в виду концентрически зональное строение массивов с дунитовым ядром и постепенно все более и более сложной по составу периферией (клинопироксениты, в том числе оливиновые, плагиоклазовые ультрабазиты, горнблендиты, габброиды). Примеры первого типа бесчисленны как в СССР, так и за рубежом. В качестве классических примеров второго типа обычно приводятся массивы Плагинносного пояса Урала и западного побережья Аляски.

Уральские геологи давно пришли к выводу о генетической общности этих двух типов ультрабазитов, доказываемой почти полной тождественностью химического и минерального состава их общего члена — дунитов, представляющих единый мировой тип (Ефимов, 1966). Они отказались от традиционных представлений об ультрабазитах второго типа как кумулятах основной магмы, развитых наиболее подробно А.Н.Заварицким (1928). Американские геологи, изучавшие ультрабазиты Аляски, также пришли к выводу о генетической самостоятельности ультрабазитов и габброидов в зональных массивах типа Уральского платиноносного пояса (Тейлор, Нобл, 1963).

Ознакомление с литературой показывает изумительное постоянство дунитов и гарцбургитов этих ассоциаций во всем мире независимо от их возраста и геологической позиции, которое подтверждается все новыми и новыми данными. Это постоянно выражается прежде всего в железистости пород и минералов ($f = \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$), которая колеблется около среднего значения 9% с отклонением обычно $\pm 2\%$, редко больше (рис. 1–3). Характерно отсутствие градиента железистости по вертикали, прослеживаемое на Урале в ряде скважин глубиной до 1500 м. (Баженовский, Кемпирсайский, Хабаровинский массивы). Эта выдержанность железистости резко отличает рассматриваемые геологически самостоятельные ультрабазиты от кумулятов стратиформных интрузий, иногда на первый взгляд аналогичных или тождественных, как, например, в Великой дайке Родезии (рис. 4–6). Иначе говоря, ультрабазитовые массивы рассматриваемого типа не обнаруживают признаков дифференциации, за исключением иногда наблюдаемых в нижней части массивов дунитов, резко, без постепенных переходов, сменяющихся сверху гарцбургитами с той же железистостью. Наблюдаемая местами пониженная железистость дунитов объясняется, как правило, вторичными процессами. На рис. 1–3 приведены гистограммы для различных типов ультрабазитов Урала, характеризующие выдержанность железистости и вторичную природу пониженных ее значений, приуроченных к пегматоидным, перекристаллизованным, дунитам (рис. 1). Резкое понижение железистости оливина вплоть до 2–3% фаялита вблизи хромитовых тел на расстоянии до 5–10 м от контакта отмечено рядом исследователей (Павлов и др., 1969; Варлаков и др., 1966; Савельев, 1974). Столь же низка железистость оливина внутри хромитовых тел. Понижение железистости оливина наблю-

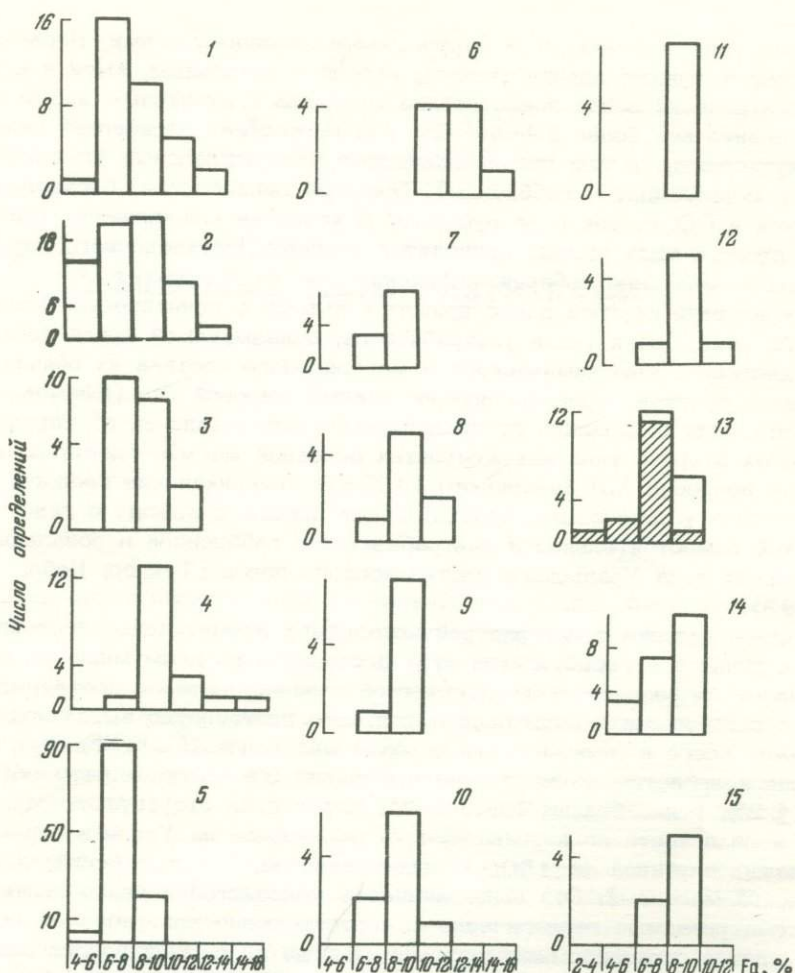


Рис. 1. Гистограммы железистости оливина в дунитах и габбро-дунитах некоторых массивов Урала (здесь и дальше N – общее количество определений), по данным А.А.Ефимова и Л.П.Ефимовой (1967) (1–2)

1 – Косьюинское плечо, дуниты ($N = 34$); 2 – Иювское тело, дуниты ($N = 69$); 3 – Желтая сопка, дуниты ($N = 15$) – по данным А.А. Ефимова и Е.П. Царицына (1973); 4 – гора Кожурина, дуниты ($N = 19$); 5 – гора Соловьева, дуниты ($N = 109$); 6 – Уктус, дуниты ($N = 9$); 7 – Рай-Из, габбро-дуниты ($N = 10$); 8 – Рай-Из, дуниты ($N = 8$); 9 – Кемпирсай, дуниты ($N = 8$); 10 – Баженовский, дуниты ($N = 9$); по данным Г.Н.Савельевой, 1973 (11 – 13): 11 – Войкаро-Сыньинский, габбро-дуниты ($N = 7$), 12 – Войкаро-Сыньинский, войкариты ($N = 7$); 13 – Войкаро-Сыньинский, дуниты ($N = 21$), 14 – Хабаровинский, габбро-дуниты ($N = 21$); 15 – Хабаровинский, дуниты ($N = 7$). Заштрихованы количества определений в пегматоидных дунитах

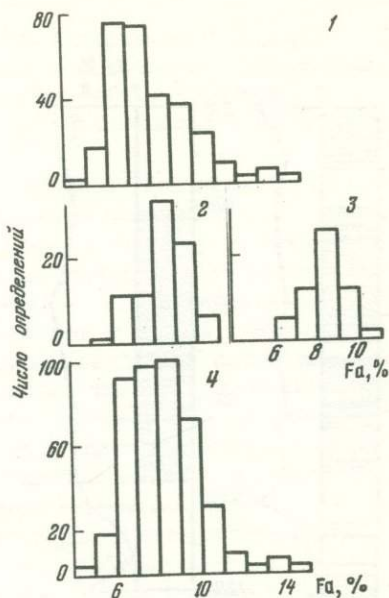
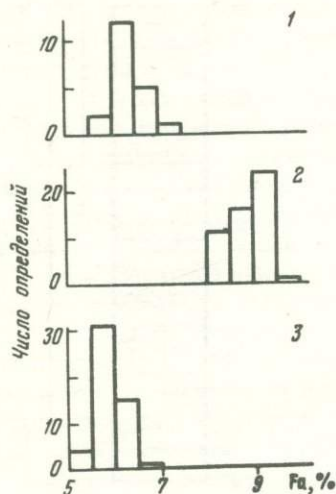


Рис. 2. Гистограммы железистости оливина в образцах дунитов Нижне-Тагильского массива

1 - обр. 26 ($N = 20$); 2 - обр. 42 ($N = 52$); 3 - обр. 44 ($N = 51$)

Рис. 3. Гистограммы железистости оливина в породах дунит-клинопироксенитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциаций Урала

1 - дуниты дунит-клинопироксенитовой ассоциации ($N = 290$); 2 - дуниты дунит-гарцбургитовой ассоциации ($N = 88$); 3 - гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации ($N = 57$); 4 - все оливины ($N = 435$)

дается также на границе дунитов и гарцбургитов (см. ниже рис. 10). В то же время местами наблюдается повышение железистости также вторичной природы. Наиболее отчетливо оно проявляется вблизи контакта с клинопироксенитами. Примеры повышенной железистости приводит и Т.А. Смирнова (1973). Обычно повышение железистости оливина не превышает 15% фаялита. Вторичные колебания железистости оливина одно из характерных отличий мантийных ультрабазитов от стратиформных.

Колебания железистости обычно связаны обратной зависимостью с содержанием в оливине никеля (Ефимов, Иванова, 1963). Несомненно, что никель, так же как и железо, способен мигрировать при преобразованиях ультрабазитов в твердом состоянии. Наиболее распространены оливины с содержанием никеля 0,35% (запись в расчете на безводный состав), но местами содержание его, даже при сохранении железистости, падает до 0,15-0,20% (например, в боль-

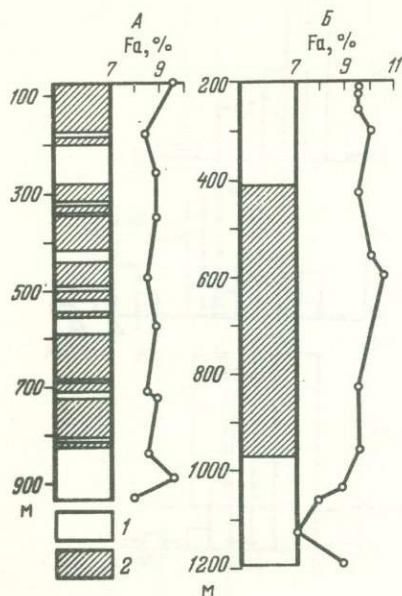


Рис. 4

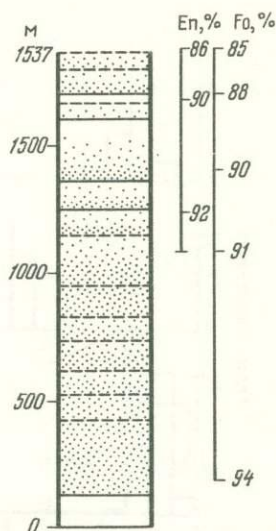


Рис. 5

Рис. 4. Вариации железистости оливина в дунитах и гарнбургитах дунит-гарнбургитовой ассоциации по рентгеновским данным

А - юго-восточная часть Кемпирсайского массива, скв. 8; Б - Баженовский массив, скв. 1956; 1 - дуниты, 2 - гарнбургиты

Рис. 5. Изменение с глубиной железистости сосуществующих оливинов и ортопироксенов в дунитовых и гарнбургитовых кумулятах Великой дайки в районе Хартли (по Уэйджеру, Брауну, 1970)

Состав кумулятов: точки - оливин; пунктир - хромит; белое поле - бронзит

Рис. 6. Вариации размера зерен и железистости оливина в девяти ритмах оливиновых кумулятов Стиллоутера (Page et al., 1972).

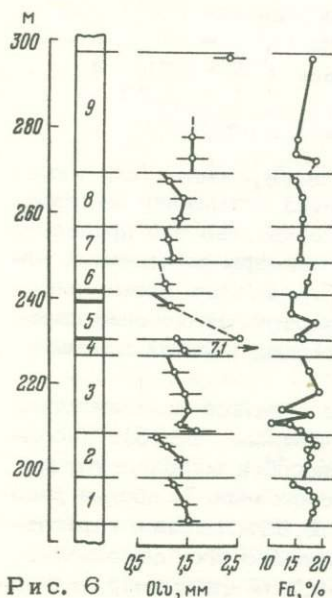


Рис. 6

шинстве дунитов Платиноносного пояса). Столько же содержится никеля и в некоторых дунит-гарцбургитовых массивах (Штейнберг, Малахов, 1964). Содержание никеля в мантийных ультрабазитах тождественно таковому в ультрабазитовых включениях в щелочных базальтах и в силикатных метеоритах.

9%-ная железистость, несомненно, отражает исходные соотношения железа и магния в силикатном веществе мантии. Стоит отметить, что концентрация суммарного железа в расчете на закись железа в ультрабазитах (в пересчете на безводный состав) и в базальтах почти одинаковая: в кимберлитах - 9,5, дунитах - 8,5, гарцбургитах - 8,9, базальтах - 11,4% (от 9 до 14). Это свидетельствует о том, что при дифференциации исходного вещества мантии железо распределялось таким образом, что его абсолютное содержание оставалось примерно на одном уровне как в расплаве, так и в твердом остатке, контролируемое законами распределения.

Характерны также различия в количественных соотношениях ортопироксена и оливина. В дунит-гарцбургитовых ассоциациях намечается наиболее распространенный тип гарцбургита, содержащего около 15% энстатита (10-20%). Таково наиболее часто встречаемое содержание энстатита в гарцбургитах Урала (Золоев и др., 1973; Савельева, 1973; Татаринев, 1940; Булькин, устное сообщение, подтвержденное и нашими наблюдениями), в гарцбургитах Сибири (Пинус, Колесник, 1966; Лодочников, 1936), Кавказа (Соболев, 1952), Греции и Кипра (Menzies, Allen, 1974) и во многих других районах мира. Характерны часто наблюдающиеся резкие переходы от дунита к гарцбургиту, сопровождавшиеся столь же быстрым изменением состава и морфологии акцессорного хромшпинелида - от непрозрачного идиоморфного, как правило, в дунитах до просвечивающего желто-бурым цветом и ксеноморфного в гарцбургитах (рис. 7-10).

Несколько отличаются гарцбургиты океанических хребтов. По данным Л.В. Дмитриева (1973) и Аументо (Aumento и др., 1971), содержание энстатита в них составляет около 30%, будучи, судя по имеющимся данным этих авторов, довольно устойчивым (рис. 89). В то же время по железистости они аналогичны альпинотипным ультрабазитам континентов.

В стратиформных ультрабазитах такого выдержанного типа гарцбургитов нет. Во-первых, содержание ортопироксена колеблется в них в широких пределах, вплоть до 100%, во-вторых, он, как правило, богаче железом, в-третьих, гарцбургиты всегда постепенно переходят в более сложные по составу перидотиты - с авгитом, плагиоклазом.

Представляет интерес сопоставление состава акцессорного хромшпинелида из различных типов ультрабазитов. Оно приведено в табл. 1, заимствованной у Е.П. Царицына (Царицын, 1974), и на рис. 11, где видно различие в распределении двухвалентного железа между хромшпинелидом и сосуществующим оливином: в мантийных ультрабазитах и метеоритах коэффициент распределения много выше.

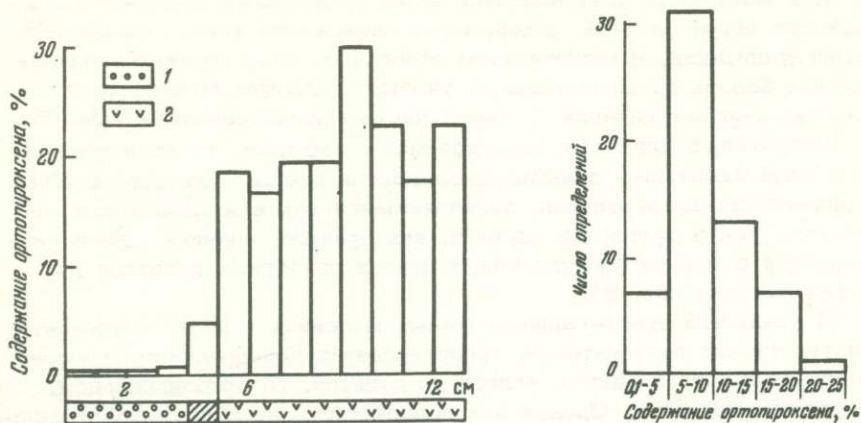


Рис. 8. Характер распределения ортопироксена на контакте дунит - гардбургит. Восточно-Тагильский массив (Золов и др., 1973)
 1 - дуниты; 2 - гардбургиты. Заштрихована зона непосредственного контакта

Рис. 9. Гистограмма распределения содержаний ортопироксена по скв. 8 Кемпирсайского массива (N = 59)

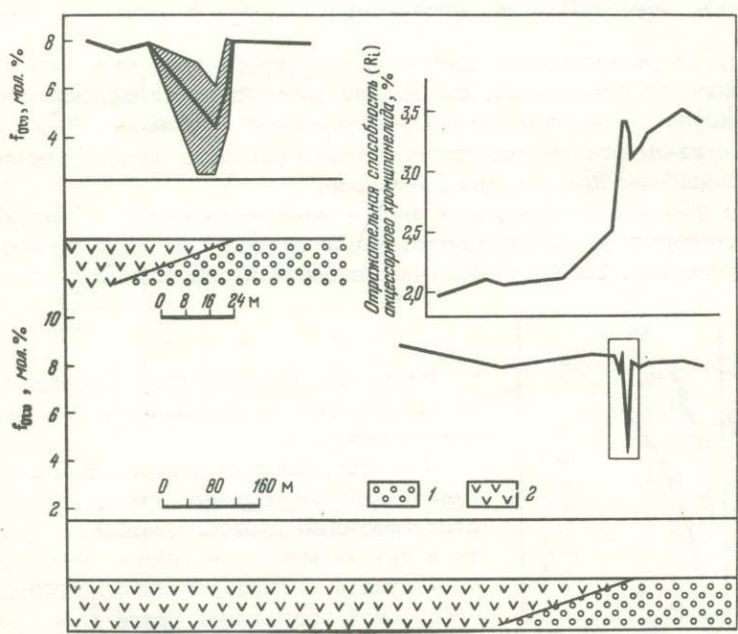


Рис. 10. Вариации состава сосуществующих оливина и акцессорного хромшпинелида в контакте дунитов (1) и гардбургитов (2) на Хабаровском массиве. Заштрихована область вариаций железистости оливина. (Царицын, Чашухин, 1972).

Для мантийных ультрабазитов характерна также выдержанность размера зерна оливина, закономерно зависящего только от степени серпентинизации, за исключением отдельных, явно перекристаллизованных вплоть до пегматоидных участков. Обычно выдержана и степень серпентинизации, большей частью значительная — 70–80%.

Напротив, в типичных стратиформных массивах, по многочисленным опубликованным данным, наблюдается всегда закономерная неоднородность по вертикали, проявляющаяся как в железистости минералов, так и крупности зерна и, как правило, подчиняющаяся ритмичности с мощностью единичных циклов от первых десятков до сотен метров (рис. 6).

В уральских дунит–гарцбургитовых массивах нередко встречается текстурная полосчатость, представленная чередованием прослоев, обогащенных то оливином вплоть до дунитов, то ортопироксеном, местами хромитами. Однако эта полосчатость не обнаруживает асимметричной ритмичности, свойственной стратиформным массивам: полосы повторяются бесчисленное число раз через расстояния, измеряемые сантиметрами и дециметрами, более крупных ритмов не обнаруживается, средний состав на достаточно крупных отрезках (более метра вкрест полосчатости) остается выдержанным и отвечает гарцбургиту со средним содержанием ортопироксена около 15%. Таким образом, полосчатость является продуктом дифференциации первично однородного на всем протяжении массива гарцбургита, находящегося, по-видимому, уже в твердом состоянии.

Широко развиты жилы дунита и ортопироксенита явно метасоматического происхождения, съедающие ранее существовавший текстурный рисунок, в первом случае растворяющие ортопироксен, во втором — оливин. Все это говорит о широком развитии метаморфической дифференциации при участии растворов.

Все изложенное говорит в пользу дискретности типов мантийных и стратиформных ультрабазитов, различающихся по ряду существенных признаков. Главные различия: первичная однородность первых

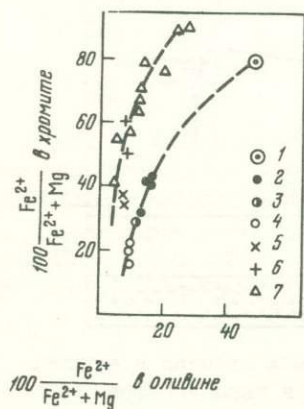


Рис. 11. Распределение железа между сосуществующими оливином и хромшпинелидом

1 — гортонолитовый дунит Бушвельда, Южная Африка (Вагнер, 1932); 2–4 — стратиформные дуниты Станового хребта и других массивов (Щека, 1968); 5 — дуниты и гарцбургиты дунит–гарцбургитовой ассоциации Урала (Малахов, 1966); 6 — включения в базальтах (Ross et al., 1954); 7 — метеориты (Bunch, Keil, 1971)

3707

Таблица 1

Состав аксессуарных хромшпинелидов из ультрабазитов различных типов (Царицын, 1974)

| № п/п | Число анализов | Число катионов в ячейке | | | | | TiO ₂ , вес.% | Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg | | К _Д |
|-------|----------------|-------------------------|-------|------------------|------------------|------|-----------------------------|--|--------|----------------|
| | | Cr | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | | хромит | опивин | |
| 1 | 39 | 11,34 | 3,75 | 0,67 | 3,78 | 4,22 | 0,22 | 47 | 7,5 | 6,3 |
| 2 | 24 | 7,84 | 7,39 | 0,72 | 3,32 | 4,68 | 0,29 | 42 | 8,3 | 5,0 |
| 3 | 2 | 3,92 | 11,62 | 0,46 | 1,91 | 6,09 | | 24 | | |
| 4 | 24 | 10,00 | 2,62 | 3,24 | 4,18 | 3,82 | 0,75 | 52 | 7,9 | 6,6 |
| 5 | 8 | 7,8 | 1,40 | 4,52 | 4,80 | 3,20 | 2,78 | 60 | | |
| 6 | 4 | 8,07 | 4,10 | 3,83 | 5,42 | 2,58 | 1,10 | 68 | | |
| 7 | 8 | - | - | - | - | - | - | 65 | 17,0 | 3,8 |
| 8 | 8 | 3,66 | 10,78 | 1,55 | 1,94 | 6,06 | 1,58 | 24 | 9,4 | 2,5 |
| 9 | 1 | 7,13 | 5,83 | 3,04 | 3,35 | 4,65 | 1,60 | 42 | 9,6 | 4,4 |
| 10 | 10 | 7,11 | 8,37 | 0,52 | 2,89 | 5,11 | 0,24 | 36 | 7,5 | 4,8 |
| 11 | 8 | 12,75 | 2,08 | 0,80 | 6,90 | 1,10 | 1,66 | 86 | 13,0 | 6,6 |

Дунит-гарцбургитовая ассоциация: 1 - дуниты, 2 - гарцбургиты, 3 - лерцолиты; дунит-клинопироксенитовая ассоциация: 4 - дуниты; стратиформные ультрабазиты: 5 - перидотиты массива Рам, 6 - гарцбургиты Сарановского массива на Урале, 7 - дуниты Стиллутера; включения в щелочных базальтах: 8 - лерцолитов, 9 - гарцбургитов; 10 - включения лерцолитов в кимберлитах; 11 - метеориты.

и неоднородность вторых, контролируемая гравитационным фактором, широкое развитие высокотемпературного метаморфизма, метаморфической дифференциации в первом типе и слабое (или отсутствие) — во втором. Поэтому нам представляется, что сейчас, как и раньше, нет основания отказываться от выделения этих двух типов.

Мантийные ультрабазиты, судя по всему, представляют собой перемешанные каким-то способом участки гомогенизированного однородного верхнего слоя мантии, рафинированного от большинства базальтоидных элементов: натрия, калия, титана, фосфора, а в дунитах и от алюминия. Эту очистку и однородность в колоссальных, планетарных, объемах нельзя объяснить накоплением кристаллов в магматических камерах ограниченных размеров.

Критерий Хесса для различия базальтоидных и самостоятельных (стратиформных и мантийных) ультрабазитов надо, вероятно, изменить, дополнив его различиями градиента железистости по вертикали, т.е. степени однородности.

Дуниты в ассоциации с развивающимися по ним метасоматическими клинопироксенитами, а затем и более сложными по составу существенно полевошпатовыми или фельдшпатоидными ассоциациями встречаются и на платформах в виде вертикальных трубчатых тел с диаметром до 5 км, прослеживаемых в глубину по геофизическим данным до 5–8 км (Инаглинский, Кондерский массивы юго-восточной окраины Сибирской платформы). Эти дуниты по составу — железистости, платиноносности, ассоциации с клинопироксенитами — полностью аналогичны Аляскинско-Уральскому платиноносному типу, что дает основания предполагать их генетическую общность. Сближает их и тектоническая позиция: приуроченность к стадиям стабилизации складчатых областей, секущая по отношению к структуре вмещающих толщ вертикальная воронкообразная или трубчатая форма. Отсутствие обязательной связи с габбро (уральские массивы, как показали детальные геологические съемки последних 10–25 лет, залегают во вмещающих габбровые массивы вулканогенно-осадочных толщах, подвергшихся метаморфизму различных ступеней), хотя и частая пространственная ассоциация с ним, исключает кумулятивное их происхождение, так же как и явные признаки непосредственного внедрения дунитов во вмещающие толщи с образованием контактово-термальных роговиков.

По составу главных первичных пород альпинотипную ассоциацию можно назвать гарцбургитовой, а платиноносную — дунитовой. Обе ассоциации можно рассматривать как две неравные по объему ветви мантийных рафинированных ультрабазитов, отвечающих двум стадиям дифференциации вещества мантии в ходе селективного плавления.

За пределами Урала в ряде регионов намечается третья ветвь — лерцолитовая (Альпы, Динариды, Пиренеи, Срединно-Атлантические хребты). На Урале породы, называемые лерцолитами, в действительности представляют собой диопсидсодержащие гарцбургиты, нередко

анортитсодержащие, в которых клинопироксен и плагиоклаз имеют явно вторичное метасоматическое происхождение.

Таким образом, можно выделить три главные генетические группы: мантийную, кумулятивную и вулканическую — эвмагматическую. Для каждой из них характерны свои особенности процесса серпентинизации, связанные с различием условий, прежде всего с различием глубины залегания. Наиболее развита серпентинизация в мантийных, наименее — в кумулятивных и вулканических ультрабазитах, где нередко можно встретить довольно или совсем свежие разности, особенно в кумулятах.

Нами исследована в основном серпентинизация мантийных ультрабазитов дунитовой и гарцбургитовой ветвей, как имеющая наибольшее значение.

Особое место занимают метасоматические ультрабазиты оливин-нового, оливин-пироксенового и более сложного состава, образовавшиеся на месте пород иного состава. Наиболее распространены среди них продукты метаморфизма доломитов — магнезиальные скарны. К ним надо присоединить и серпентиниты, образовавшиеся непосредственно на месте доломитов на контактах с дайками габброидов. На Урале типичным представителем серпентинитовых скарнов, образовавшихся по оливиновым и оливин-пироксеновым аподоломитовым скарнам, являются скарны Валуевского и Надеждо-Коммерческих месторождений, связанных с Кушвинским сиенитовым массивом, дифференциатом базальтовой магмы. Антигоритовые серпентиниты по доломитам раннего рифея (саткинской свиты) широко распространены на западном склоне Южного Урала, в районе Бакал-Сатка-Куса.

II. УЛЬТРАБАЗИТЫ УРАЛА

(краткая геологическая характеристика)

Ультрабазиты Урала описаны в многочисленной литературе. Последняя сводка по ним опубликована в XII томе "Геологии СССР" (Штейнберг, 1969). Поэтому мы ограничимся самыми краткими сведениями, необходимыми в основном для читателей, недостаточно знакомых с Уралом.

Большая часть ультрабазитов Урала представлена породами дунит-гарцбургитовой ассоциации, которая с 1959 г. рассматривается уральскими геологами как генетически самостоятельная, имеющая мантийное происхождение. На ее долю приходится примерно 98% от всего объема ультрабазитов. В этом отношении Урал ничем не отличается от остальных регионов мира. Ассоциация сложена преимущественно гарцбургитами с подчиненными им дунитами. Лерцолиты встречаются лишь в некоторых массивах (Нурали, Крака и др.) в незначительных объемах и приурочены к верхним или периферическим их частям. Они представлены в основном разностями, переходными к гарцбургитам, с подчиненным по отношению к энстатиту количеством диопсида, который большей частью является метасоматическим. Явно первичного клинопироксена в уральских перцопитах пока не встречено.

Пироксениты, представленные всеми тремя возможными разностями — клинопироксенитами, ортопироксенитами и вебстеритами, составляют незначительный в целом объем и имеют метасоматическое происхождение, являясь результатом метаморфической дифференциации гарцбургитов, воздействия более молодых интрузий габбро или гранитов. Для клинопироксенитов характерна ассоциация с метасоматическими же дунитами, развивающимися по гарцбургитам, что приводит к развитию во многих гарцбургитовых массивах дунит-клинопироксенитовой ассоциации (в Нуралинском, Хабарнинском, Рай-Из, Баженовском, Алапаевском и др. массивах), аналогичной платиноносной с образованием стандартной зональности: клинопироксенит-дунит-гарцбургит (Булькин, устное сообщение; Ваганов, Кузнецов, 1974а; Мардиросьян, неопубликованные данные; Варлаков, 1966).

В первом приближении можно выделить два главных морфологических типа массивов, сложенных породами ассоциации и свойственных, по-видимому, всем альпийским ультрабазитам мира. Один тип — это пластообразные тела, согласные со структурой вмещающих вулканогенно-осадочных толщ, участвующие вместе с ними в деформациях (складчатости, сланцовке, дроблении и т.д.), региональном метаморфизме, и поэтому большей частью преобразованные в антигоритовые серпентиниты. Местами они перекристаллизованы в продукты более высоких ступеней метаморфизма — оливин-антигоритовые, оливин-тальковые, оливин-энстатитовые породы, нередко метасоматически преобразованные в талькиты, талько-карбонатные и другие

породы. Мощностъ такихъ телъ можетъ быть совсемъ незначительной, всего до несколькихъ метровъ. Очень часто пластообразные тела серпентинизированныхъ (обычно нацело) ультрабазитовъ залегаютъ сериями, перемежаясь съ вулканогенно-осадочными толщами или продуктами ихъ метаморфизма — амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами. Такое переслаивание характерно, в частности, для многихъ амфиболит-гнейсовыхъ комплексовъ Урала, развивающихся на эвгеосинклинальномъ субстрате Ильменогорско-Сысертского, Адуйского, Мугоджарского, Салдинского массивовъ. Пластообразные тела серпентинитовъ часто ассоциируются съ кремнистыми осадками (радиоляритами и др.), диабазами, спилитами, известняками, входя в составъ типичныхъ офиолитовыхъ ассоциаций (формаций). Пластообразные тела серпентинитовъ, переслаивающиеся съ вулканогенно-осадочными породами, особенно характерны для силурийскихъ, точнее, нижнесилурийскихъ толщ, составляя ихъ характерный элементъ, облегчающий картирование и выявление складчатыхъ структуръ.

Второй типъ — это крупные массивы, протягивающиеся на десятки и сотни километровъ, достигающие горизонтальной мощносты 10–20 км, в значительной мере или полностью остановившиеся на ранней безмагнетитовой стадии серпентинизации и поэтому наиболее пригодные для ее изучения.

Крупные массивы нередко залегаютъ среди почти неметаморфизованныхъ толщ (например, массивы Крака). В то же время выделяется общеуральский поясъ крупныхъ массивовъ дунит-гарцбургитовой ассоциации, приуроченный к западной окраине Уральской палеозойской эвгеосинклинальной области и протягивающийся от крайнего юга до крайнего севера Урала на расстояние свыше 2200 км. Его можно назвать Главнымъ ультрабазитовымъ поясомъ, и онъ сопровождается местами интенсивнымъ метаморфизмомъ вмещающихъ вулканогенныхъ, частью осадочныхъ толщ (в основномъ эффузивныхъ диабазовъ ландовери, частью ордовика), примыкающихъ к поясу с запада и реже с востока.

Метаморфизмъ проявляется в различныхъ степеняхъ — от зеленосланцевой через преобладающую амфиболитовую до гранулитовой — и обнаруживаетъ явную зональность по отношению к ультраосновнымъ массивамъ при общей ширине метаморфического ореола до 500–1000 м.

Крупнейшими массивами пояса являются Кемпирсайско-Хабарнинский на юге и Войкаро-Сыньинский на крайнемъ севере. С нимъ связаны и наиболее четко выраженные метаморфические ореолы.

На Среднемъ и Северномъ Урале поясъ на протяжении примерно 900 км почти полностью прерывается, будучи представленъ мало мощными линейными в плане телами Салатимского пояса, расположенного непосредственно к западу от Платиноносного пояса среди ордовикскихъ вулканогенныхъ толщ в непосредственной близости от древнихъ толщ западной зоны Урала. Место Главного пояса здесь занимаетъ Платиноносный поясъ преимущественно дифференцированныхъ габбровыхъ (габбро-гранитоидныхъ, габбро-плагиогранитныхъ, габбро-сиенитовыхъ) интрузий и ассоциированныхъ съ ними небольшихъ тел дунитовъ, окаймленныхъ клинопироксенидами, с которыми связаны рос-

сыпи и коренные месторождения платины, давшие поясу его название. Платиноносный пояс, так же как и Главный, сопровождается преимущественно с запада, зоной метаморфических пород, большей частью амфиболитов, частью термальных роговиков различных ступеней, претерпевших интенсивную пластическую деформацию и образовавшихся на месте вмещающих вулканогенных толщ ордовикско-силурийского возраста.

Амфиболиты секутся неметаморфизованными дайками позднесилурийских базальтов, чем определяется верхний предел возраста метаморфизма.

К востоку от Главного пояса располагаются многочисленные массивы дунит-гардбургитовой формации, не отличимые от него по составу, и не сопровождающиеся метаморфическими комплексами. Некоторые массивы увязываются в субмеридиональные пояса, получившие собственные названия, которые мы не приводим ввиду их значительной условности. Часть этих массивов попала в зоны развития регионального динамо-термального метаморфизма (области гнейсо-амфиболитовых комплексов) и претерпела соответствующие изменения.

Далеко не для всех массивов с достоверностью устанавливается их геологический возраст. Однако несомненно преобладание нижнесилурийских ультрабазитов, ассоциированных с близкими по возрасту диабазами и спилитами и нередко прорываемых пространственно связанными с ними интрузивными массивами и дайками габбро и их более кислых дериватов. Силурийский возраст доказывается для Главного пояса и для крупнейшего Серовско-Невьянского пояса нахождением обломков ультрабазитов в отложениях верхнего силура.

В то же время известны ультрабазиты, прорывающие более молодые отложения вплоть до нижнекаменноугольных в восточной части Магнитогорского прогиба, в Восточно-Уральском поднатию. Вызываются сомнения о природе контактов этих ультрабазитов: действительно ли она первичная или тектоническая. Ясности в этом вопросе пока нет. Можно лишь отметить, что в Южном Тянь-Шане известны заведомо верхне-визе-намюрские альпинотипные ультрабазиты, приуроченные к северной окраине складчатого пояса (Муминов, 1973).

Для целей наших исследований неясности геологического возраста альпинотипных ультрабазитов Урала значения не имеют.

Ультрабазиты дунит-клинопироксенитовой ассоциации, выделенной уральскими геологами из состава габбро-пироксенит-дунитовой формации еще в 1960 г., распространены во много раз меньше, чем альпинотипные. Помимо Платиноносного пояса, где площадь дунитов составляет 85 км², а продуктов их преобразования - перкнитов - 245 км², ультрабазиты дунит-клинопироксенитовой ассоциации встречаются в виде двух самостоятельных небольших массивов: Уктусского около г. Свердловска (Безман, 1961) и похожего на него Сахаринского к востоку от г. Магнитогорска (Замига, 1966).

Основаниями для отделения ультрабазитов от габбро явились объективные признаки генетической самостоятельности этих пород. Как уже было нами отмечено, дуниты этой и альпинотипной ассо-

циации тождественны по первичному составу: закономерные изменения железистости в тех и других отсутствуют. Постепенных переходов к габбро нет, клинопироксениты, в том числе оливинсодержащие, отделены от дунитов резким контактом и имеют метасоматическое происхождение. Дуниты образуют ксенопиты в габбро. Таким образом, вариант кумулятивного происхождения полностью отпадает.

Как было указано выше, дунит-клинопироксенитовая ассоциация встречена и в альпинотипных массивах. Она всегда приурочена к их краевым частям и слагает либо зональные (см. выше), либо тонкополосчатые комплексы, сменяясь по мере удаления от альпинотипных массивов габброидами. Геологические и геофизические данные свидетельствуют, что массивы ультрабазитов рассматриваемой ассоциации в пределах Платиноносного пояса, а вне его Уктусский и Сахаринский массивы, имеют вертикальную воронкообразную форму, секущую по отношению к геологической структуре вмещающих толщ. Это указывает на их формирование в условиях жесткости земной коры, т.е. на достаточно поздних стадиях развития эвгеосинклинали и дает основания рассматривать ассоциацию как более позднюю по сравнению с альпинотипной. Аналогичную форму имеют и ультрабазитовые концентрически зональные тела береговой зоны Аляски.

Очень существенно, на это обратил внимание А.А. Ефимов (Ефимов, 1966), что дуниты рассматриваемой ассоциации встречаются и на платформах в виде вертикальных трубкообразных тел (Кондерский и Инаглинский массивы на Дальнем Востоке в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы - Алданского шита) и аналогичны уральским по платиноносности и составу пород (та же железистость, метасоматические клинопироксениты и т.д.) (Разин, 1968).

Несомненно, что здесь мы встречаемся с мировым типом дунита, дифференциатом верхней мантии, в отличие от альпинотипных ультрабазитов, внедрившихся в верхние горизонты земной коры в твердом состоянии (Ефимов, 1966).

Стратиформные ультрабазиты представлены на Урале единственным массивом - Сарановским на западном склоне Среднего Урала, залегающим среди древних - доордовикских - слабо метаморфизованных толщ типа филлитов. Массив имеет пластообразную форму и мощность до 300 м. Он круто падает ($60-80^\circ$) на запад, прослежен бурением до глубины 500 м и содержит согласную пластообразную залежь бедных хромом и богатых глиноземом хромититов типа Стиллиутера, которая разрабатывается как огнеупор Сарановским рудником. Внизу массив сложен нацело серпентинизированными дунитами, которые кверху переходят в серпентинизированные же гарцбургиты с постепенно возрастающей железистостью от 12% внизу (как и в дунитах) до 18% вверху. Массив имеет отчетливо выраженное стратифицированное внутреннее строение, а слагающие его породы нередко тонкополосчаты благодаря неравномерному расположению зерен бастита. По-видимому, аналогично Стиллиутеру, массив имел первоначально пологое залегание, нарушенное в результате складчатости (Зимин, 1938, Иванов, 1971).

III. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ МАССИВОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

Глава 1

ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВАЯ (ПЛАТИНОНОСНАЯ) АССОЦИАЦИЯ

МАССИВЫ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

Массив горы Соловьевой (Нижне-Тагильский) (рис. 13). Расположен в 25 км к юго-западу от г. Нижнего Тагила. Слагает большую возвышенность с максимальной отметкой 540 м (вершина горы Соловьевой). Общая площадь массива — 45 км², в том числе дунитов — 29, клинопироксенитов — 31, габброидов — 1 км². Залегает среди основных пород, относившихся ранее к полосчатым габбро. Обтекание массива полосчатостью трактовалось либо как результат жесткости дунитов, слагающих более древнее ядро (Заварицкий, 1909), либо как результат внедрения дунитовой магмы в полосчатые габбро и раздвигания их (Высоцкий, 1913; Кузнецов, 1939). Позднейшие наблюдения показали, что полосчатый деформированный комплекс представляет собой не габбро, а продукт метаморфизма и деформации вулканогенно-осадочных толщ верхнего ордовика — силура. Этот комплекс отделяет дунитовый массив от расположенного восточнее Тагильского габбрового комплекса.

Дунитовый массив окаймляется маложелезистыми светлоокрашенными зеленоватыми клинопироксенитами, отделенными от дунитов резким контактом, содержащим незначительную примесь оливина и акцессорного титаномагнетита, бедного титаном (3–4% TiO₂). Клинопироксениты, как отметили Н.К. Высоцкий и А.Н. Заварицкий, образуют также жилы внутри дунита по диагональной системе трещин явно метасоматического происхождения.

Дунитовый массив серпентинизирован, как правило, на 70–90% местами слабее (50–70) или сильнее (до 95–100). Дуниты массивны. Кое-где они перекристаллизованы с образованием пегматоидных разностей, описанных Г.М. Виноградской (Виноградская, 1954).

Вдоль западного контакта внутри массива проходит узкая зона шириной до 100 м, сложенная брусит-магнетит-антигоритовыми серпентинитами, выделенными Н.К. Высоцким как "серые мзевики" и описанными А.Н. Заварицким (1909), образовавшимися за счет перекристаллизации серпентинизированных дунитов. Клинопироксениты, примыкающие к этой зоне, частично замещены антигоритовым серпентинитом с выделением тонкозернистого магнетита. К клинопироксенитам этой зоны приурочены месторождения светлоокрашенного зеленоватого андрадита, ставшего известным под названием

"хризолит", добывавшегося еще в прошлом веке из россыпей по реке Бобровке к северу от массива. Андрацит является результатом гидротермального преобразования клинопироксенита по трещинам и представляет, по-видимому, своеобразный продукт его родингитизации. К клинопироксенитам с запада примыкает полоса альбит-эпидотовых амфиболитов с реликтовой порфириковой структурой пироксен-плагиоклазовых порфиритов, развитых севернее дунитового массива. По-видимому, антигоритовые серпентиниты изофациальны с указанными амфиболитами и являются результатом того же наложенного метаморфизма вдоль узкой меридиональной зоны.

В южной части дунитового массива, в районе так называемого Александровского лога, расположен карьер, где добывается дунит как огнеупорное сырье. В районе этого лога находится единственное на Урале коренное месторождение платины ("Госшахта"), разрабатывавшееся в 20-х годах нашего столетия, приуроченное к крутопадающему веретенообразному телу хромитов, наиболее крупному из целой системы субпараллельных тел с аналогичной морфологией, залегающих внутри дунитов в этой части массива. В настоящее время месторождение не разрабатывается, т.к. полностью выработано.

С целью исследования серпентинизации нами были сделаны широтные и одно меридиональное пересечения массива общей длиной 22 км с отбором проб в среднем через 100 м. Кроме того, более детально был опробован карьер (по бортам). В карьере был опробован также через 1 м участок длиной 10 м с целью детализации степени неравномерности серпентинизации дунитов. По результатам опробования построены профили и карта изолиний степени серпентинизации, дополняющая ранее составленные Н.В. Бутыриным аналогичные карты, которые также приводятся (см. ниже рис. 75, А-В).

Всего отобрано 300 проб, в которых определена плотность как показатель степени серпентинизации, в 70 образцах замерен иммерсионным методом состав оливина, 50 проб проанализированы на C , CO_2 , подвергнуты термомагнитному анализу, в 20 пробах определены MgO , FeO , Fe_2O_3 , H_2O . В южной части массива 1924 г. по инициативе А.Н. Заварицкого пробурена скважина глубиной 600 м.

В скважине на глубине 440 м были встречены свежие дуниты, а в интервале 400-450 м наблюдался выброс газа, состоящего из водорода - 80%, метана - 10%, азота - 10% (Заварицкий, 1925). Позднее скважина была описана Н.В. Бутыриным (1941), А.Н. Тимофеевым и В.В. Тимофеевой (1960). Однако к этому времени kern скважины в интервале 100-400 м был утрачен. К началу наших работ kern был утрачен полностью.

Кытлымский массив (рис. 14). Расположен на Северном Урале в 55 км к западу от г. Серова, в 20 км к востоку от г. Карпинска. Приурочен к горному массиву с вершинами до 1500 м (Тылайский Камень, Конжаковский Камень). Ультрабазиты представ-

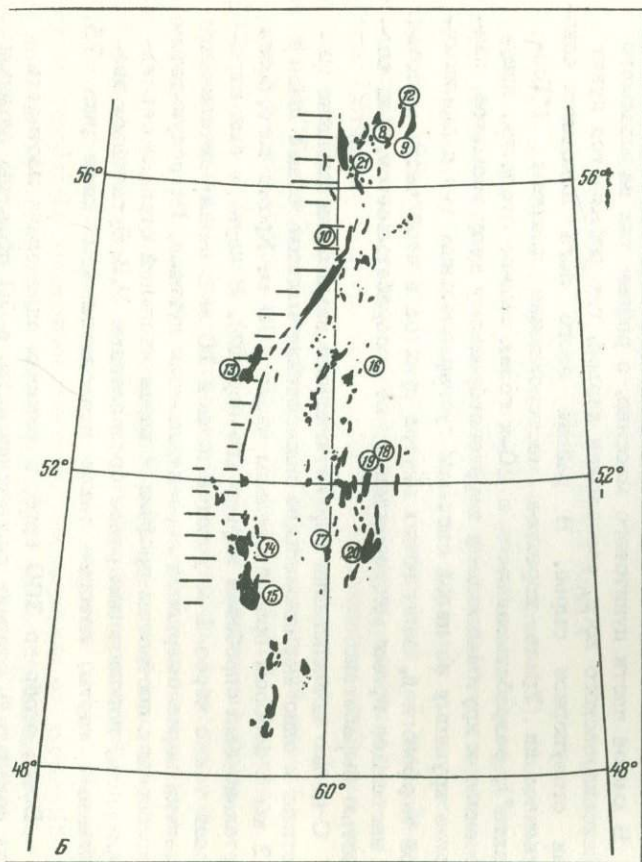
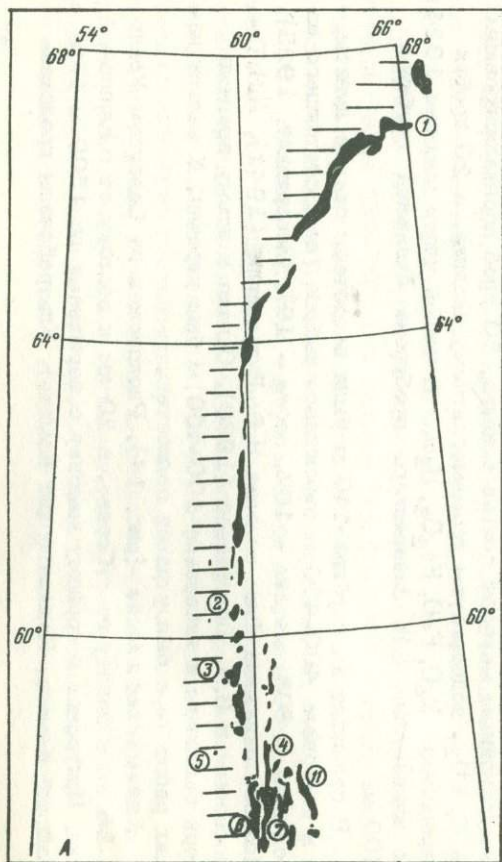


Рис. 12. Схема расположения габбро-ультрабазитовых массивов Урала (по А.А. Ефимову)

Массивы (рис. 4, Б): 1 - Рай-Из; 2 - Денежкин Камень (Желтая сопка); 3 - Кытлымский; 4 - Восточно-Тагильский; 5 - Сарановский; 6 - Нижне-Тагильский; 7 - Верхне-Тагильский; 8 - Уктусский; 9 - Ключевской; 10 - Нуралинский; 11 - Алапаевский; 12 - Баженовский; 13 - Крака; 14 - Хабаровинский; 15 - Кемпирсайский; 16 - Успенковский; 17 - Кюмбаевский; 18 - Шевченковский; 19 - Джетыгаринский; 20 - Бурьктапский; 21 - Полевской

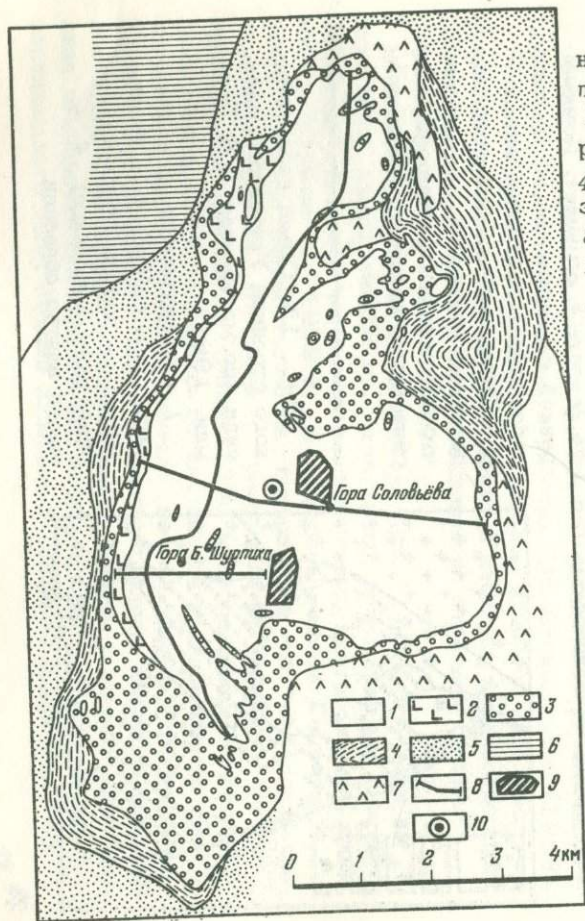
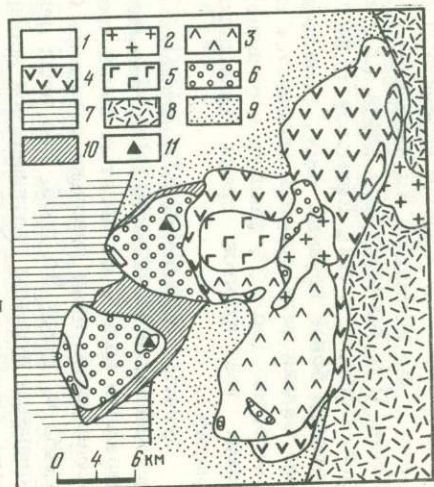


Рис. 13. Схема геологического строения Нижне-Тагильского дунитового массива (по материалам Н.К.Высоцкого, 1913 и И.А.Мапахова, Л.В.Мапаховой, 1970)

1 - дуниты и аподунитовые петельчатые серпентиниты; 2 - антигортитовые и брусит-антигортитовые серпентиниты; 3 - пироксениты; 4 - роговики по эффузивно-осадочным породам; 5 - амфиболиты и зеленые сланцы; 6 - песчано-глинистые сланцы; 7 - габброиды; 8 - линии маршрутов отбора образцов; 9 - карты серпентинизации; 10 - устье скважины 1924 г. (Заварицкий, 1925)

Рис. 14. Схема геологического строения Кытлымского массива (по материалам А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой, 1967)

1 - дуниты; 2 - гранитоиды; 3 - оливковое габбро; 4 - габбро-нориты; 5 - амфибол-пироксеновые и амфибол-пироксеновые габбро; 6 - пироксениты; 7 - зеленые сланцы и эффузивы ордовика; 8 - основные эффузивы-силура; 9 - амфиболиты ордовика-силура; 10 - кытлымиты; 11 - место взятия образцов



лены в основном клинопироксенитами с переменной примесью оливины, с подчиненными им небольшими телами дунитов - Сосновского Увала (1), Косьвинского плеча (2) и Иовской пропасти (3). По А.А. Ефимову и Л.П. Ефимовой (1967), дуниты представляют собой реликты более крупных масс, замещенных клинопироксенитами. Более мелкие тела дунитов отличаются несколько повышенной железистостью (до 12% фаялита в оливине) - это общая особенность таких тел дунитов среди клинопироксенитов (Уктусский массив).

Дуниты Иовского тела выделяются своей свежестью. Степень серпентинизации колеблется от нескольких процентов до 20-30, содержание воды - от десятых долей процента до 5-6. Поэтому они исследованы нами довольно детально. Сделано пересечение длиной 1200 м, взято 35 проб. Все наши данные по слабо серпентинизированным дунитам платиноносной ассоциации относятся к Иовскому телу. Отдельные пробы взяты в дунитах Косьвинского Плеча, залегающих среди клинопироксенитов. По всем дунитовым телам использованы данные А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой (1967).

МАССИВЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ ВНЕ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

Уктусский массив (рис. 15). Находится около старинного села Уктус, ныне пригорода г. Свердловска, расположенного на его южной окраине, и образует Уктусские горы, максимальная высота которых 450 м. Слагающие его породы залегают среди деформированных зеленокаменных вулканогенно-осадочных силурийских тош.

Пробы взяты из северного дунитового тела среди клинопироксенитов, отличающегося, так же как и дуниты Кытлымского массива, повышенной железистостью (до 14% фаялита в оливине). Помимо ранней серпентинизации, местами наблюдается наложение антигернитизации, сопровождающееся выделением вторичного магнетита, что обусловлено метаморфизмом, связанным, вероятно, с влиянием

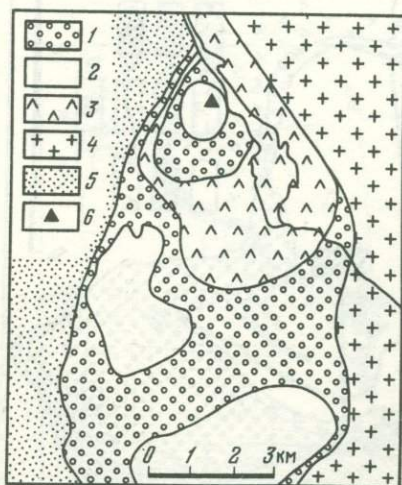


Рис. 15. Схема геологического строения Уктусского массива (по материалам Д.Б. Безман, 1961)

1 - пироксениты; 2 - дуниты; 3 - габбро; 4 - граниты; 5 - породы эффузивно-осадочного комплекса; 6 - место взятия образцов

расположенных вблизи позднепалеозойских гранитоидных массивов. Характерна повышенная крупность зерна оливина, хорошо заметная макроскопически по блестящим плоскостям спайности — признаку воздействия деформаций.

Глава 2

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ (АЛЬПИНОТИПНАЯ, ХРОМИТОНОСНАЯ)

Баженовский массив (рис. 16). Расположен около г. Асбеста в 50 км к востоку—северо—востоку от г. Свердловска. Входит в состав общеуральской зоны развития альпинотипных ультрабазитов, совпадающей с осевой частью Восточно—Уральского поднятия, к которой приурочены гнейсовые комплексы и позднепалеозойские глубинные водные гранитные массивы. Ультрабазиты входят в состав субстрата гнейсовых комплексов и залегают среди силурийских, возможно частью ордовикских вулканогенно—осадочных толщ, сложенных продуктами базальтоидного эвгеосинклинального магматизма (вулканиитами, частью интрузивами) и связанными с ними осадками. Массив расположен в восточной части зоны, претерпел сложную историю преобразования под воздействием каледонских габброидных и позднепалеозойских гранитных интрузий, с которыми связано и образование Баженовского месторождения хризотил—асбеста. Массив описан в монографии П.М. Татарина (1928), в неопубликованных материалах Н.А. Мардиросяна и в ряде статей (Татарин, 1954; Соколова, 1960; Судиловский, 1969 и др.).

Вопросы серпентинизации и ее взаимоотношений с формированием хризотил—асбеста рассмотрены в работах Г.Н. Судиловского (1969).

Наши наблюдения произведены в карьере Асбестовского месторождения и в керне скважин 1 и 1956 и касались взаимоотношений ранней серпентинизации с более поздними ее стадиями, которые здесь проявились особенно полно.

Кемпирсайско-Хабарнинский массив (рис. 17). Это — один из крупнейших альпинотипных массивов Урала, общая площадь выхода 1500 км². К южной части массива приурочено месторождение хромита, открытое в 1939 г. В северной части Кемпирсайского массива разрабатываются гипергенные месторождения силикатного никеля. В связи с разведкой на хромиты массив пробурен скважинами до глубины 1300 м и прослежен геофизическими методами до глубины 5—10 км. Вблизи поверхности по геологическим и геофизическим данным массив имеет пологое залегание и блюдцеобразную лополитоподобную форму, вертикальная мощность его — до 2 км. По геофизическим данным в южной части массива намечается продолжение его вглубь в виде трубообразного вертикального тела. Массив залегает в основном среди основных

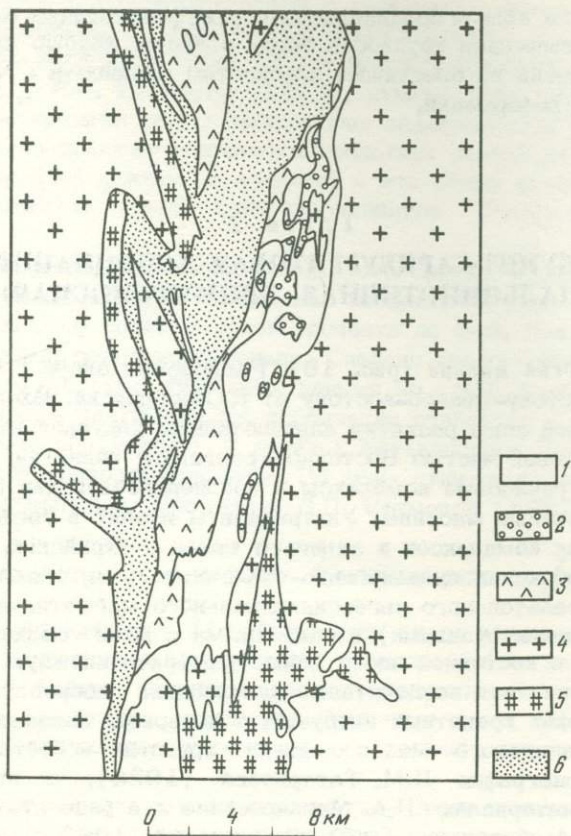


Рис. 16. Геологическая карта Баженовского массива (Геологическая карта Северного, Среднего Урала и восточной части Южного Урала. Т. II. Средний Урал. Министерство геологии РСФСР, Уральское территориальное геологическое управление, 1966)

1 - гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты; 2 - пироксениты; 3 - габбро; 4 - граниты; 5 - гнейсы; 6 - зеленые сланцы и амфиболиты; 7 - устье скв. 1956

эффузивов - диабазов раннего силура, подвергшихся зональному, по отношению к массиву, динамотермальному метаморфизму с переходами от зеленосланцевой к амфиболитовой, а местами и к гранулитовой фациям на протяжении около 500-1000 м.

По периферии массива местами наблюдается развитие дунит-клинопироксенитовой ассоциации обычного типа.

Висячем боку хромитовых тел, а местами и вне их, в серпентинизированных ультрабазитах наблюдаются тонкодисперсные сульфиды, придающие породам сажистый облик, принимавшиеся одно время за графит.

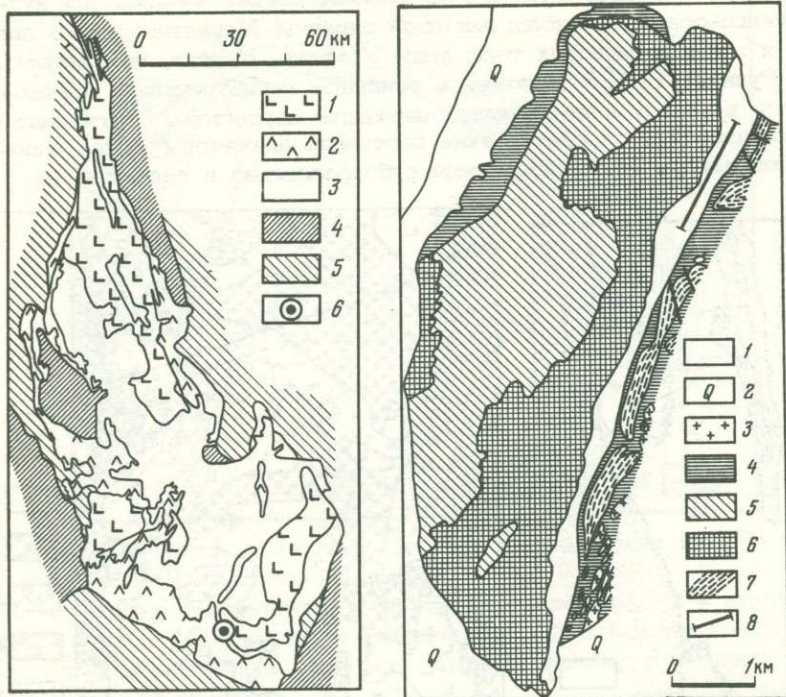


Рис. 17. Схема геологического строения Кемпирсайско-Хабарнинского массива (по материалам Н.В. Павлова, Г.Г. Кравченко, И.И. Чупрыниной, 1968 и Т.А. Смирновой, 1969)

1 - габбро; 2 - серпентинизированные гарцбургиты; 3 - серпентинизированные дуниты; 4 - отложения ордовика; 5 - протерозойские отложения; 6 - устье скв. 8

Рис. 18. Схема геологического строения Нуралинского массива (по материалам Г.Б. Рудника, 1965)

1 - аподунитовые серпентиниты; 2 - четвертичные отложения; 3 - роговообманковое габбро и габбро-амфиболиты; 4 - серпентиниты хризотил-антигоритовые; 5 - плагиоклазовые лерцолиты; 6 - гарцбургиты; 7 - дунит-клинопироксенитовый комплекс; 8 - линия маршрута отбора образцов

Ультрабазиты массива описаны в основном в связи с хроми-тоносностью в многочисленных работах (Павлов и др., 1968; Смирнова, 1969 и др.).

Ультрабазиты массива затронуты почти исключительно ранней серпентинизацией, которая и явилась предметом наших наблюдений в керне скважин и в обнажениях.

Нуралинский массив (рис. 18). Находится на территории Башкирской АССР, недалеко от г.Учалов, назван по хребту Нурали,

который он слагает. Залегает на границе среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ западной окраины Магнитогорского прогиба и метаморфических толщ зоны Уралтау. Массив, по данным Г.Б. Рудника (1965), сложен в основном гарцбургитами, переходящими к западу в плагиоклазосодержащие лерцолиты. Плагиоклаз в них (анортит) слагает тонкие веретенца диаметром менее одного миллиметра, ориентированные субпараллельно и падающие на

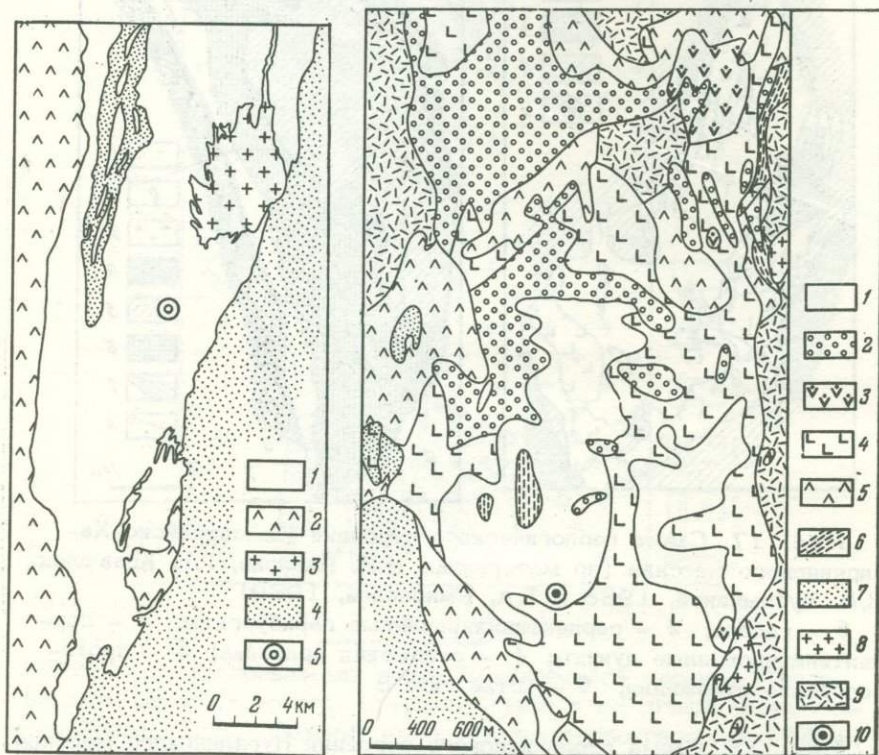


Рис. 19. Схема геологического строения Восточно-Тагильского массива (по материалам А.А. Спасского, 1963)

1 - гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты различного состава; 2 - габбро; 3 - граниты; 4 - породы эффузивно-осадочного комплекса; 5 - устье скв. 2925

Рис. 20. Схема геологического строения Верхне-Тагильского массива (по материалам Н.Н. Кубашина, А.Е. Малахова, Б.А. Телегина, Т.А. Шиловой и др.)

1 - дуниты и аподунитовые петельчатые серпентиниты; 2 - пироксениты; 3 - серпентиниты неясного генезиса; 4 - аподунитовые брусит-антигоритовые серпентиниты; 5 - габбро; 6 - хлорит-биотитовые и хлорит-уралитовые сланцы; 7 - вулканогенно-осадочные породы; 8 - гранитоиды; 9 - делювиальные отложения; 10 - устье скв. 14

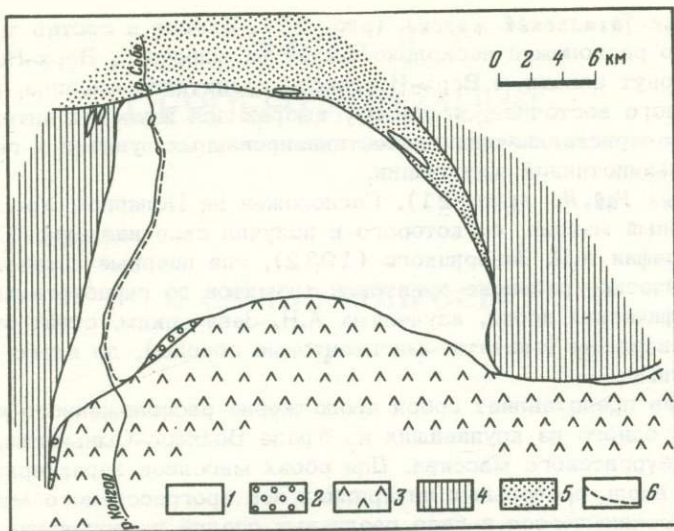


Рис. 21. Схема геологического строения массива Рай-Из (по материалам А.Н. Заварицкого, 1932)

1 - дуниты, гарцбургиты и серпентиниты по ним; 2 - пироксениты и верлиты; 3 - габбро-амфиболиты; 4 - кристаллические сланцы; 5 - осадочные породы и зеленые сланцы; 6 - линия маршрута отбора образцов

юго-восток под средними углами 30–50°; они содержат ядра хромшпинелида, отчетливо выделяющиеся макроскопически на фоне белого плагиоклаза как черные точки. Под микроскопом хромшпинелид просвечивает желто-бурным цветом и относится к хромпикотиту.

Гарцбургиты характеризуются разнообразной формой нахождения энстатита, образующего местами явно более поздние скопления: жилки, кристаллы, нередко пегматоидного облика, вытягивающиеся в цепочки, имеющие часто форму жил.

Вдоль юго-восточной части массива прослеживается зона дунитов, которые еще юго-восточнее сменяются полосчатым дунит-клинопироксенитовым комплексом. Налицо стандартная ситуация: дуниты отделяют гарцбургиты от клинопироксенитов.

Наши исследования ограничились опробованием серпентинизированных дунитов.

Восточно-Тагильский массив (рис. 19). Входит в состав крупного почти непрерывного (меридионального) пояса альпийских ультрабазитов, который протягивается от широты г.Свердловска до г.Серова на 350 км и прослеживается далее на север (по геофизическим данным) под покровом рыхлых отложений мезо-кайнозоя. Расположен к востоку от г. Нижнего Тагила. Слабо затронут наложенными процессами. Поэтому выбран для наблюдений над ранней серпентинизацией гарцбургитов.

Верхне-Тагильский массив (рис. 20). Входит в состав того же пояса, но расположен несколько южнее на широте г. Верх-Нейвинска. Затронут влиянием Верх-Исетского гранитного массива, расположенного восточнее, и поэтому выбран для изучения антигортитовой перекристаллизации серпентинизированных дунитов и гарцбургитов альпинотипной ассоциации.

Массив Рай-Из (рис. 21). Расположен на Полярном Урале. Слагает горный массив, от которого и получил свое название. Описан в монографии А.Н. Заварицкого (1932), где впервые показано метасоматическое развитие дунитов и хромитов по гарцбургитам. Из метаморфических пород, изученных А.Н. Заварицким, стоит отметить сагвандиты (энстатит-магнезитовые породы), до этого в СССР неизвестные.

Массив представляет собой продолжение расположенного юго-западнее одного из крупнейших на Урале Войкаро-Сыншинского дунит-гарцбургитового массива. Для обоих массивов характерно наложение вдоль продольных внутренних зон прогрессивного метаморфизма, проявившегося в виде различных стадий десерпентинизации, начиная с антигортитизации и кончая регенерацией гарцбургитов.

На массиве нами выполнены наблюдения над взаимоотношениями ранней серпентинизации и антигортитизации.

Часть II

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Глава I

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Существуют хорошие обзоры по истории изучения серпентинов и серпентинизации ультрабазитов. Из них можно отметить как наиболее обстоятельные статьи Бенсона (Benson, 1918), Аументо (Aumento, 1970), Фауста и Феи (Faust, Fahey, 1962), капитальную монографию В.Н. Лодочникова (1936). Поэтому мы ограничимся краткой исторической справкой, заимствованной частично из упомянутых работ, и остановимся лишь на некоторых наиболее важных для целей нашей работы сведениях.

История изучения серпентинизации охватывает длительный период, начавшийся с первой половины прошлого столетия, когда впервые были выделены главные серпентиновые минералы — хризотил и антигорит, и продолжающийся до настоящего времени. Сам термин серпентин, происходящий от латинского слова "серпент" — змея, ведет свое начало от Агриколы, введшего в 1546 г. слово "серпентария". Греческий эквивалент этого термина — "офитес" и "литос офитес" ("офис" по-древнегречески — змея) встречается уже у античных авторов в начале нашей эры (Диоскоридес, 50 г., Плиний, 77 г.). Русский эквивалент — "змеевик" появился в XVIII в. Термин "серпентинит" был предложен В.Н. Лодочниковым в 1936 г. в капитальной монографии с целью ликвидации путаницы, проистекавшей от одинаковости названий минерала и породы, на что обращали внимание многие исследователи еще в прошлом веке. Сейчас термин "серпентинит" принят во всем мире.

Теоретическая формула магниезиального серпентина $H_4Mg_3Si_2O_9$, сохранившая свое значение и до сих пор, была предложена в конце XIX в. Чермаком, который рассматривал этот минерал как крайний член изоморфного ряда серпентин-хлорит (амезит).

Слово "хризотил", происходящее от греческих "хризос" — золотой и "тилос" — волокно, введено фон Кобелем в 1834 г. Антигорит

описан впервые Швейцером в 1840 г. и получил название по долине Антигорио в Италии (провинция Пьемонт). "Бастит" происходит от названия местечка Басте, расположенного в горах Гарца, вблизи Гарцбургга. Он назван так Гайдингером в 1845 г. и описан им в ультраосновных породах, образующих шпирь в габбро и получивших название "гарцбургитов" (термин предложен Розенбушем в 1878 г.). В 1936 г. В.Н. Лодочников выделял две главные разновидности серпентинов — хризотил и антигорит. Новый вид серпентинов, оказавшийся очень распространенным, выделен и описан в 1951 г. Мидгли в ультрабазитах Лизарда (Корнуолл, Англия) под названием лизардит, как "вероятно, одна из разновидностей антигорита, очень бедная железом" (Midgley, 1951), а затем переопределен Уиттекером и Зусманом в 1956 г. (Whittaker, Zussman, 1956).

Дир, Хауи и Зусман (Deer, Howie, Zussman, 1963) считали, что среди серпентинов существуют три главные модификации: хризотил, антигорит и лизардит.

Представление о том, что все серпентины, несмотря на волокнистый характер некоторых из них, относятся к листовым силикатам, сложилось после работы Уоррена и Хэринга (Warren, Hering, 1941), оно развито последующими исследователями (Aruja, 1943; Whittaker, 1953) и сейчас общепринято. Хризотил по этим представлениям рассматривается как свернутые в трубки диаметром 110–260 Å слои.

Несмотря на то что разности серпентина долгое время рассматривались как морфологические модификации одинакового химического состава, многочисленные данные уже в 50-х годах показали систематические различия между ними: избыток воды и дефицит кремния по отношению к катионам в хризотиле и лизардите и обратные соотношения в антигорите (Дир, Хауи, Зусман, 1965 – 1966).

После открытия лизардита накопился огромный материал по рентгеноструктурному и электронографическому изучению серпентиновых минералов, показавший исключительное разнообразие тонких деталей структуры и трудность идентификации наблюдаемых под микроскопом морфологических разновидностей серпентинов с определенными их рентгеноструктурными типами, что причиняет большие неудобства в отношении номенклатуры. Многие петрографы предпочитают поэтому в определенных случаях чисто морфологические термины, например "петельчатый серпентин" (Page, 1967a и др.). Подробнее этот вопрос будет рассмотрен при характеристике серпентиновых минералов.

Перейдем теперь к истории изучения процесса серпентинизации, знание которой полезно, так как многие, весьма ценные наблюдения, значение которых стало ясным лишь сейчас, были сделаны очень давно. Начнем обзор с Урала, с которым связаны наиболее существенные достижения в области изучения серпентинизации в СССР.

Описание процессов серпентинизации можно найти во всех петрографических описаниях ультрабазитов Урала. Мы отметим лишь исследователей, внесших что-то новое.

С этой точки зрения следует прежде всего отметить непревзойденные по точности и объективности описания работы А.Н.Заварицкого и Н.К.Высоцкого, посвященные изучению Тагильского и Качканарского массивов Платиноносного пояса Урала. А.Н.Заварицкий уже в 1908 г. (Заварицкий, 1909) обратил внимание на отсутствие выделений магнетита при ранней массовой серпентинизации дунитов горы Соловьевой и сохранение железа в составе серпентина, несмотря на высокую степень его окисления, чем объясняются отчетливо выраженная желтовато-зеленоватая окраска и плеохроизм. Как известно, В.Н.Лодочников считает важнейшим диагностическим отличием серпентина от хлорита отсутствие в первом плеохроизма. Из этого ясно, что наблюдения А.Н.Заварицкого, подтвержденные Н.К.Высоцким, остались незамеченными даже таким крупным специалистом-петрографом, написавшим специальную капитальную монографию по серпентинитам, как В.Н.Лодочников, известный своей огромной эрудицией. Тем более не заметили эти важнейшие наблюдения широкие круги геологов и петрографов, которые до сих пор у нас и за рубежом продолжают считать вторичный пылевидный магнетит обязательным спутником серпентинизации, хотя мы показали важное значение этих наблюдений не только по отношению к изученным нами массивам, но и ко всему Платиноносному поясу (Штейнберг, Малахов, 1964). Оказалось, что отсутствие вторичного магнетита — особенность ранней серпентинизации геологически самостоятельных ультрабазитов (альпинотипных и входящих в "платиноносную" дунит-клинопироксенитовую ассоциацию) вообще, что выделение магнетита — результат последующего разложения раннего петельчатого поперечно-волокнистого серпентина, сопровождающегося его обесцвечиванием или полной перекристаллизацией с образованием антигорита или других модификаций серпентина (пизардита, хризотила, хризотил-асбеста).

В дальнейшем наблюдения А.Н.Заварицкого и Н.К.Высоцкого неоднократно подтверждались исследователями других массивов Платиноносного пояса, которые считали само собой разумеющимся, что магнетит при серпентинизации дунитов пояса не выделяется, но не придавали этому принципиального значения (Падалка, 1936).

А.Н.Заварицкий в то же время описал "серые" змеевики, выделенные Н.К.Высоцким на геологической карте как продукт преобразования обычных серпентинизированных дунитов вдоль западного контакта массива горы Соловьевой, и показал, что они состоят из антигорита, брусита, магнетита и реликтового хромита. Иначе говоря, А.Н.Заварицкий показал, что в результате серпентинизации дунита образуется парагенезис антигорит-брусит-магнетит. Из этого уже можно было сделать вывод, имея в виду аналогичность химического состава антигорита и поперечно-волокнистого петельчатого серпентина, что брусит должен присутствовать в тонкодисперсной форме и в обычных серпентинизированных дунитах.

Наблюдения А.Н.Заварицкого были подтверждены геофизиком А.Н.Тимофеевым, который исследовал керн буровой скважины, пробуренной в 1924 г. на горе Соловьевой, и установил неожиданный

факт: серпентинизированные дуниты оказались менее магнитными, чем свежие, вскрытые скважиной в интервале 440–600 м (см. ниже рис. 77). Носителем магнитных свойств свежих дунитов оказался аксессуарный хромит (Тимофеев, Тимофеева, 1960). Как мы показали, это объясняется присутствием небольшой примеси магнетитового компонента в хромите, возникшей в результате досерпентинового окисления железа, и растворением ее в ходе ранней серпентинизации.

За рубежом к аналогичным выводам об отсутствии выделения магнетита на начальных стадиях серпентинизации пришли сравнительно недавно (Hess, Otalora, 1964), и многие продолжают рассматривать магнетит как обязательный спутник этого процесса, не разделяя безмагнетитовую и магнетитовую стадии.

Крупной вехой в изучении серпентинитов не только Урала, но и всего Советского Союза явилась монография Б.П. Кротова, посвященная змеевикам Миасской дачи на Южном Урале (Кротов, 1915). Долгое время, вплоть до 30-х годов, она была настольным пособием всех геологов при петрографическом изучении серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов Урала. Б.П. Кротов применил к уральскому материалу классификацию серпентиновых минералов и серпентинитов, разработанную зарубежными петрографами (Вейншенком и др.), усовершенствовал ее и проиллюстрировал прекрасными микрофотографиями.

Принципиальное значение имели работы Н.В. Бутырина, исследовавшего дуниты горы Соловьевой и Уктусских пор как сырье для приготовления магнезального огнеупора для черной металлургии. Н.В. Бутырин показал, что в пересчете на безводную часть химический состав дунитов в ходе серпентинизации остается постоянным, т.е. серпентинизация происходит изохимически (Бутырин, 1941). Этот вывод послужил толчком для постановки нами специальных исследований уральских ультрабазитов с целью количественной оценки роли изо- и аллохимической серпентинизации и привел к открытию тонкодисперсного брусита как постоянного обязательного спутника ранней серпентинизации дунитов (Штейнберг, 1960), образующегося в строго стехиометрических соотношениях по реакции: оливин + вода = серпентин + брусит.

Из этого следовал неизбежный вывод об увеличении объема дунитов при полной серпентинизации на 50%. Детальные исследования показали, что наряду с изохимической серпентинизацией в условиях постоянства объема вдоль путей циркуляции водных растворов может происходить и незначительная аллохимическая серпентинизация, вызывающая вынос значительного количества вещества, в том числе полное выщелачивание брусита (Штейнберг, 1960).

Как известно, в зарубежной и отечественной литературе серпентинизации оливина, а следовательно, и дунита, состоящего почти целиком из этого минерала, долгое время рассматривалась даже такими авторитетными петрографами, как Боуэн и Хесс, как результат приноса кремнезема или выноса магния, хотя отдельные исследователи, например А.Г. Бетехтин (1953), указывали на неизбежность образо-

вания при серпентинизации оливина смеси серпентина и брусита. Можно отметить, что и Н.Д. Соболев подразумевал сохранение соотношения нелетучих компонентов в ходе серпентинизации, предлагая различные способы пересчета серпентинизированных ультрабазитов на первичный состав (Соболев, 1952).

А.С. Варлаков и А.Е. Рыцк продолжили эти наблюдения на материале ультрабазитов Хабаровинского массива и показали, что при появлении магнетита количество брусита закономерно уменьшается в соответствии со стехиометрическими соотношениями в условиях изохимического течения процесса (Варлаков и др., 1966).

Л.Д. Булыкин (1969б) обнаружил, что при образовании антигоритовых серпентинитов на месте серпентинизированных ультрабазитов, в результате аллотетаморфизма с выделением магнетита, степень окисления железа в породе понижается, ибо в ранних серпентинах она близка к магнетитовой, а в антигорите значительно ниже. Из этого следует, что выделение магнетита сопровождается не поглощением кислорода, а, наоборот, его удалением из породы и что главными факторами перекристаллизации с образованием магнетит-антигоритовых серпентинитов должны являться общее давление, давление воды, температура, но не режим кислорода. Правда, сам Л.Д. Булыкин дал своим наблюдениям несколько иное объяснение: он полагал, что при перекристаллизации происходит преобразование тонкодисперсного гематита, присутствием которого он, так же как и Н.Д. Соболев (1952), объяснял высокую степень окисления железа в серпентинизированных ультрабазитах в магнетит, т.е. происходит реакция восстановления.

Уральские ультрабазиты послужили материалом и для разработки классификации серпентиновых минералов, начало чему было положено Б.П. Кротовым в 1915 г. Наиболее детально этим занялся В.Р. Артемов с сотрудниками, опубликовавший начиная с 1964 г. серию статей (см. список литературы), в которых предложил поперечно-волокнистый петельчатый серпентин называть лизардитом вместо принятого ранее названия "хризотил" или "альфа-хризотил", по Трегеру (1958). В.Р. Артемов доказывал, что этот серпентин имеет не волокнистую, а пластинчатую, "псевдоволокнистую" форму и рентгеноструктурно аналогичен эталонному лизардиту Уиттекера и Зусмана (Whittaker, Zussman, 1956). Как известно, за рубежом поперечно-волокнистый петельчатый серпентин принято сейчас на основе рентгеноструктурного анализа трактовать как смесь лизардита с хризотилом. Предложение В.Р. Артемова было подхвачено многими геологами СССР, и в многочисленных публикациях и еще более многочисленных рукописных отчетах слово "хризотил" в применении к поперечно-волокнистому петельчатому серпентину (mesh-serpentine по-английски) почти исчезло и заменено словом "лизардит". Поскольку в серпентинизированных ультрабазитах существует еще более поздний, явно пластинчатый лизардит, образующий волнистые жипки ("пенточный" или ribbon по-английски серпентин) или замещающий оливинные ядра в петельчатой

структуре, В.А. Артемов назвал его "лизардитом 2-й генерации".

Как будет показано более подробно ниже, В.А. Артемов изучил рентгеноструктурно и химически не петельчатый серпентин, а какой-то другой, но распространил полученные данные на петельчатый. Во всяком случае, приводимый им материал по химическому составу резко отличается от достаточно систематических данных, собранных нами и другими исследователями. В результате В.А. Артемов внес путаницу в номенклатуру серпентиновых минералов, и если раньше описания понимались всеми петрографами однозначно, то теперь каждый раз приходится разбираться, что же имеют в виду авторы под названием лизардит.

Далеко не все петрографы восприняли терминологию В.А. Артемова. На Урале особенно резко возражал ему И.М. Лашнев, основываясь на данных электронографии (Лашнев, 1966, 1969, 1970).

Распространением серпентинизации в пространстве занимались многие уральские геологи и петрографы. Л. Дюпарк обнаружил почти свежие дуниты в Кытлымском массиве (Иовская Пропасть) наряду с сильно серпентинизированными дунитами Соснового Увала. В скважине, пробуренной в 1924 г. по предложению А.Н. Заварицкого на массиве горы Соловьевой, на глубине 440 м были обнаружены свежие дуниты, которые в нескольких метрах выше сменяются сильно серпентинизированными (на 70%). Н.В. Бутырин провел специальную съемку двух небольших участков серпентинизированных дунитов горы Соловьевой в районе Александровского лога, разделяя их по степени серпентинизации (Бутырин, неопубликованные данные).

И.Ф. Таврин на основе магнитометрических и гравиметрических данных сделал оценку глубины распространения серпентинизированных перидотитов ряда массивов Южного Урала. Исходя из соотношения плотности и степени серпентинизации, он получил величины до 4-5 км (Таврин, Родионов, 1963).

Прогрессивный метаморфизм серпентинизированных ультрабазитов Урала был описан рядом исследователей.

Антигоритовые серпентиниты впервые были четко отделены от хризотиповых и детально описаны для массива горы Соловьевой А.Н. Заварицким (1909). Подробное описание антигоритовых серпентинитов Миасского района приведено Б.П. Кротовым (1915). Антигоритовые серпентиниты как продукт контактового воздействия даек микродиоритов в серпентинизированных гарцбургитах Невьянско-Красноуральского массива описаны В.В. Аршиновым и Б.Я. Меренковым (1930).

Наиболее высокотемпературные продукты прогрессивного метаморфизма серпентинизированных перидотитов - оливин-бронзитовые породы были изучены на Среднем Урале В.С. Коптевым-Дворниковым и Е.А. Кузнецовым (1931).

Разнообразная серия продуктов прогрессивного метаморфизма серпентинизированных перидотитов ("десерпентинизации") описана на Полярном Урале, в массивах Войкаро-Сыншинском и Рай-Из В.Ф. Мор-

ковкиной (1967, 1969), Г.Н.Савельевой (1973). Наиболее распространены здесь оливин-антигоритовые породы, сохраняющие химический состав гарцбургитов, представляющие собой продукт метаморфизма, в условиях устойчивости ассоциации оливин-серпентин, ограниченной, судя по экспериментам, температурами, примерно 400–500°. Отмечены здесь и более высокотемпературные стадии – оливин-гальтовые, оливин-куммигтонитовые и оливин-энстатитовые. Метаморфизм связан с тектонической зоной – областью регионального динамотермального метаморфизма, продольной по отношению к массиву. Аналогичный метаморфизм прослеживается на продолжении той же зоны в следующем к северо-востоку массиве Рай-Из, в свое время подробно описанном А.Н.Заварицким (1932).

Родингиты Урала, ограниченные в своем распространении массивами дунит-гарцбургитовой формации и отсутствующие в дунит-клинопироксенитовой, описывались, по существу, всеми исследователями, начиная с Б.П. Кротова, изучавшими ультрабазиты. В этой области следует отметить работы В.Н. Кузнецовой, высказавшей предположение об образовании родингитов за счет кальция, освободившегося в ходе серпентинизации (Кузнецова, 1963), и В.П. Логинова, подробно описавшего родингиты по вмещающим диабазам и песчано-алевритовым осадкам в массиве Южного Крака в районе дер. Яумбаевой (Логинов, 1966). Отсутствие родингитов в лишенных кальция дунитах, несмотря на обилие в некоторых случаях секущих их даек основного состава, приуроченность к гарцбургитам, содержащим заметные количества этого элемента, образование по любым породам, находящимся в контакте с серпентинизированными ультрабазитами (дайкам, ксенолитам, боковым породам), – все это исключает возможность аутометасоматоза и оставляет только одну возможность, о которой пишет В.Н. Кузнецова. Иначе говоря, судя по всем имеющимся данным, есть основания рассматривать родингиты как изофациальные и сингенетичные с серпентинизацией.

Аналогичные взгляды на родингитизацию как результат выноса кальция при серпентинизации ультрабазитов высказаны и зарубежными исследователями (Coleman, 1961, 1963, 1966). Они полагают также, что натрий, освобождающийся при родингитизации содержащих его пород, может привести к образованию жадеитов, столь обычных в серпентинизированных альпинотипных ультрабазитах. Таким образом, у исследователей, изучающих ультрабазиты, сложились представления о существовании целого комплекса процессов метасоматоза, синхронных с серпентинизацией ультрабазитов и протекающих при тех же РТ-условиях.

И.А. Малахов установил существенную деталь образования антигоритовых серпентинитов, обусловленную неустойчивостью хромшпинелида в присутствии магнетита (обязательного элемента парагенезисов с участием антигорита) – замещение хромшпинелида магнетитом с растворением хрома в окружающем антигорите. По данным И.А. Малахова, содержание трехоксида хрома в антигоритах может достигать 0,3% (Малахов, 1969б). Таким образом, хромшпинелид

в антигоритовых серпентинитах может присутствовать исключительно как неустойчивый неравновесный реликт, сохранение которого определяется только кинетикой. Обрастание и замещение хромшпинелида магнетитом отмечалось и ранее многими исследователями.

Серия работ, так или иначе затрагивающих вопросы серпентинизации, связана с изучением месторождений хризотил-асбеста на Урале. Первой крупной работой в этой области является известная монография П.М. Татарина по Баженовскому месторождению (Татаринов, 1928), в которой подробно рассматривается зональное строение асбестоносных зон. Затем надо отметить работы: В.В. Аршинова и Б.Я. Меренкова (1930) о Красноуральском месторождении, В.Р. Артемова и Г.А. Ковалева (1967) о Киембаевском и других месторождениях, К.К. Золоева о месторождениях Урала (Золоев, 1969; Золоев и др., 1973), электроннографические исследования хризотил-асбеста И.М. Лашнева (1969, 1970). В этих работах рассматриваются в основном вопросы асбестообразования, которые выходят за рамки нашей книги, и мы на них не останавливаемся. Отметим лишь, что все авторы придерживаются традиционной точки зрения: асбестообразование происходит в результате воздействия гидротерм, связанных с более молодыми интрузиями. Физико-химический смысл асбестообразования заключается, с одной стороны, в собирательной перекристаллизации серпентина с образованием крупных волокон, с другой - в очистке от железа, которое частично выделяется в виде магнетита, частью уносится гидротермами. Брусит нередко сохраняется в виде волокон немалита, находящихся в параллельном сростании с хризотил-асбестом. Хризотил-асбест по оптическим свойствам и составу тождествен гамма-хризотилу Трегера, отличаясь от него только большим размером волокон.

Все авторы отмечают связь асбестоносности со слабо серпентинизированными гарцбургитами, бесплодность дунитов (Золоев и др., 1973).

Из работ неуральских авторов надо отметить исследования Н.Д. Соболева, который, исходя из допущения об изохимичности процесса, рекомендовал пересчитывать химические анализы серпентинизированных ультрабазитов на первичный состав и обратил внимание на корреляцию степени окисления железа и степени серпентинизации (1951а), а также А.Г. Бетехтина, который показал неизбежность образования брусита при серпентинизации дунита (1953), описал железистый брусит в серпентинизированных ультрабазитах горы Соловьевой (1950) и охарактеризовал процесс развития самородного железа при серпентинизации (Бетехтин, Альбов, 1940).

Особое место в изучении серпентинизации и серпентинитов занимает капитальная работа В.Н. Лодочникова (объемом 77 печатных листов), вышедшая в 1936 г. В ней наряду с собственными наблюдениями автором был собран весь известный к тому времени материал о небольшом Ильчирском асбестоносном, первично гарцбургитовом, массиве в Восточных Саянах. Автор рассмотрел важнейшие проблемы, связанные с серпентинитами, в том числе изо- и алло-

химизма, изменения объема, источника воды, связи с более поздними интрузиями и региональным метаморфизмом, вопросы минералогии и терминологии. В.Н. Лодочников первый предложил термин "серпентиниты" для пород, сложенных серпентиновыми минералами. Этот термин широко вошел не только в отечественную, но и мировую литературу. Он справедливо критиковал обилие терминов для различных морфологических разновидностей серпентиновых минералов, поддерживая в этом вопросе Вейншенка и других петрографов, и предложил оставить только три: "антигорит, хризотил и серпофит" (вместо употреблявшегося до тех пор "офит") для пластинчатых, волокнистых и аморфных разновидностей одинакового, по его мнению, химического состава.

Из собственных наблюдений В.Н. Лодочникова следует отметить два: преимущественная серпентинизация энстатита по сравнению с оливином, который сохраняется даже при высокой степени серпентинизации (80–90%), тогда как энстатит оказывается полностью преобразованным в бастит; замещение энстатита в некоторых случаях не однородным прозрачным и бесцветным баститом (серпентином), а тонковолокнистым, бурым в проходящем свете и малопрозрачным агрегатом минералов с косым угасанием, скорее всего, по мнению автора, амфиболовым. Аналогичные псевдоморфозы по энстатиту впоследствии были описаны многими исследователями в гарцбургитах из районов месторождений хризотил-асбеста.

Несомненно, что это – особенность гарцбургитов, подвергшихся наложенному метаморфизму под влиянием внешних факторов. В гарцбургитах, не затронутых наложенными процессами, расположенных вне зон влияния более молодых интрузий и регионального метаморфизма, такие псевдоморфозы отсутствуют, и энстатит замещается бесцветным серпентином.

Присутствие в серпентинизированных дунитах и гарцбургитах незначительной примеси углерода давно привлекало внимание исследователей.

Многочисленные разрозненные указания на углерод в форме графита в серпентинизированных ультрабазитах можно найти уже у В.Н. Лодочникова в его монографии, правда, без точных сведений об условиях и форме нахождения. Первые систематические данные о содержании углерода в серпентинизированных ультрабазитах в пределах СССР появились в результате постановки специальных исследований в связи с поисками коренных источников алмазов. В.С. Трофимов (1940а,б) первый показал, что наряду с самостоятельными выделениями графита, иногда заметными макроскопически, чаще же обнаруживаемыми под микроскопом, в ультрабазитах присутствует более или менее равномерно распределенный тонкодисперсный углерод, среднее содержание которого колеблется от 0,06 до 0,1%. По данным Трофимова, столько содержится углерода в ультрабазитах Карелии (Ветреный Пояс) и массива Крака на Южном Урале, представленных серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами, лерцолитами, верлитами). Форма нахождения тонкодисперсного углерода осталась для Трофимова неясной.

В последующем рассеянный углерод был обнаружен в ультрабазитах Алтае-Саянской области (Шестопалов, 1938; Трофимов, 1939, 1940а). Н.П. Михайлов отметил наличие в этих ультрабазитах карбидов, не указывая при этом метода их диагностики (Михайлов, Полякова, 1959). И.В. Белов и М.В. Богдаева (1962) пришли к выводу о графитовой природе тонкодисперсного углерода. Ю.Н. Колесник (1966) описал миграцию тонкодисперсного графита в ходе серпентинизации тех же ультрабазитов (гарцбургитов, дунитов). Все исследователи связывали образование тонкодисперсного углерода с восстановлением углекислоты и отмечали постоянную ассоциацию его с карбонатами. У В.П. Еремеева и А.К. Сибилёва (1970) имеется указание на присутствие в ультрабазитах когенита в сростании с самородным железом.

Н.Д. Соболев и М.В. Соболева, Н.М. Успенский и С.В. Москалева (неопубликованные данные) установили примесь тонкодисперсного углерода в серпентинизированных гарцбургитах Алапаевского массива и дунитах Платиноносного пояса Урала (в основном из Нижне-Тагильского массива) в количествах преимущественно 0,01-0,1%, как в форме графита, так и карбидов, однако опять-таки без указания способа их определения.

Особое место в истории изучения процесса серпентинизации занимает проблема объема и тесно связанная с ней проблема изо- и аллохимизма. В дискуссии по ним начиная с прошлого века приняли участие десятки, если не сотни исследователей, включая всех известных специалистов по ультрабазитам. Материалы последней дискуссии (с участием Тайера, Хостетлера и других видных ученых) были опубликованы на страницах одного из американских журналов в 1966-1967 гг. (*The American Mineralogist*, 1966, 1967). Главные аргументы сторонников увеличения объема при серпентинизации - изохимический ход процесса, т.е. сохранения постоянства отношений между компонентами химического состава первичных пород независимо от степени серпентинизации. Дополнительные доводы - прямые структурные признаки увеличения объема, наблюдаемые под микроскопом. Долгое время единственным признаком такого рода было дробление зерен плагиоклаза и пироксена на границе с зернами серпентинизированного оливина. Недавно независимо друг от друга были получены новые, еще более убедительные доказательства такого рода. Американские исследователи Кларк и Гринвуд обнаружили псевдосмещения структурных элементов оливина - двойниковых границ - при пересечении их под косым углом метасоматическими жилками серпентина, что можно объяснить только расширением их в ходе образования (Clark, Greenwood, 1972). Эти авторы ссылаются на неопубликованные данные Релея (Raley) который в 1963 г. наблюдал аналогичные псевдосмещения при пересечении жилками серпентина пластинок клинопироксена в энстатите - продуктов распада твердых растворов. Псевдосмещения других структурных элементов - игольчатых пустот в оливине при пересечении их под косыми углами жилками серпентина - были установлены нами, о чем было доложено

на IV Всесоюзном петрографическом совещании в г. Баку в 1969 г. Одновременно нами были обнаружены будинаж и разрыв жилок серпентина при пересечении их более молодыми жилками. Будинаж жиллок серпентина такого же происхождения наблюдался С.М. Фроловым (Фролов, 1970).

Таким образом, сейчас мы располагаем доказательствами различного рода: изохимизмом и прямыми наблюдениями над структурами, согласно свидетельствующими в пользу увеличения объема при серпентинизации. Подсчеты, основанные на изохимизме и структурных наблюдениях, дают близкие величины увеличения объема при 100%-ной серпентинизации: 50% - для дунитов и около 40% - для гарпбургитов.

Противники теории об увеличении объема при серпентинизации в своих доводах основываются на фактах отклонения от изохимизма, которые действительно иногда наблюдаются, и на сохранении в некоторых случаях реликтовых структур первичных пород. Главным сторонником таких взглядов сейчас является Тайер. Как будет показано дальше, отклонения от изохимизма, которые особенно наглядны в дунитах, свойственны почти исключительно стратиформным ультрабазитам, где серпентинизация, действительно, проходит, по видимому, при постоянном объеме.

Существенным вопросом, прямо связанным с проблемами генезиса самих ультрабазитов, является природа серпентинизации. Что это: результат регионального метаморфизма, захватившего и вмещающие толщи, или продукт автономного процесса, не выходящего за рамки ультрабазитов и связанного тогда с их охлаждением и поглощением воды из окружающих толщ? На этот счет пока ясности нет. Крайней точкой зрения на серпентинизацию как на метаморфизм под влиянием воды, заключенной в ультраосновной магме, придерживались В.Н. Лодчиков (1936) и И.А. Малахов (1971б). В настоящее время она уже никем не разделяется. Остается лишь альтернатива - региональный, т.е. прогрессивный, метаморфизм или регрессивный метаморфизм собственно ультрабазитов. А.А. Маракушев склоняется к первому варианту (Маракушев, 1968).

Физико-химическая сторона процесса серпентинизации была экспериментально разработана Боуэном и Таттлом (1950), с исследования которых начинается новый этап в понимании процесса. В последующих исследованиях, рассмотренных в следующей главе "Физико-химические основы петрологии серпентинизированных ультрабазитов", были уточнены температурные границы, положение полей устойчивости некоторых фаз, влияние примеси железа, при этом остались без изменения основные положения, сформулированные Боуэном и Таттлом.

Принципиально новые представления были предложены А.А. Маракушевым (1968), обратившим внимание на возможное преобладающее влияние избыточного давления на твердые фазы по сравнению с давлением воды, что могло привести, по его мнению, к выклиниванию поля устойчивости ассоциации талька и антофиллита с оливином и обусловить прямую реакцию оливина с энстатитом с образо-

ванием серпентина. Самой простой причиной возникновения избыточного давления А.А. Маракушев считает высокое отношение водорода к воде в серпентинизирующих флюидах, обусловленное равновесием с карбидом железа, самородным железом и магнетитом, т.е. резко восстановительной обстановкой (Маракушев, 1975).

В последние годы появились исследования, в которых для определения температуры процесса и источника воды были использованы соотношения изотопов кислорода и водорода в продуктах серпентинизации (Wenner, Taylor, 1971, 1973, 1974).

Основные выводы из этих исследований: 1) температуры образования lizardit-хризотиловой группы серпентиновых минералов близки к 100° , антигорита колеблются от 250 до 460°C ; 2) вода, участвующая в образовании первой группы минералов, имеет метеорное происхождение, второй — глубинное. Выводы о температуре основаны на распределении изотопов кислорода O^{18} и O^{16} между серпентиновыми минералами и магнетитом, выводы о происхождении воды — на соотношении дейтерия и водорода в первой группе минералов, которое хорошо коррелируется с соотношением изотопов водорода в современных метеорных водах, которое, в свою очередь, коррелируется с географической широтой места нахождения серпентинизированных ультрабазитов. В антигоритовых серпентинах такой зависимости не наблюдается.

Поскольку, как мы установили, и что подтверждено многими исследованиями независимо от нас, ранняя серпентинизация происходит без выделения магнетита, то приведенные выше температуры в случае lizardit-хризотилового минералов характеризуют, по-видимому, не главную стадию процесса, отвечающую равновесию оливин-брусит-серпентин, а значительно более позднюю и, следовательно, более низкотемпературную, на которой ранний железистый, петельчатый, зеленоватый под микроскопом серпентин разлагается с выделением магнетита и переходит в бесцветную маложелезистую разность. Что касается метеорных вод, то, как отмечают упомянутые исследователи, такой же изотопный состав могут иметь и захороненные минерализованные воды. Иначе говоря, это означает, что вода при ранней серпентинизации заимствовалась из окружающих осадочных толщ.

По мнению указанных исследователей, данные об изотопах кислорода говорят в пользу образования lizardit-хризотиловой группы серпентиновых минералов при невысоких температурах (менее 200°C) и на малых глубинах (давление менее 4 кб).

Интересно отметить и главные этапы наших исследований.

Установлены изохимический характер серпентинизации и присутствие тонкодисперсного брусита, не обнаруживаемого под микроскопом (Штейнберг, 1960). Показано, что магнетит выделяется только при перекристаллизации поперечно-волокнистых хризотилового серпентинитов, образование которых происходит, когда все железо (несмотря на высокую, примерно магнетитовую степень окисления) входит в серпентиновые минералы (Штейнберг, Малахов, 1964).

Найден способ определения железистости тонкодисперсного брусита (термовесовой и химический) и установлено, что она падает по

мере увеличения степени серпентинизации (Штейнберг, Чашухин, 1969а). Установлено, что во всех серпентинизированных ультрабазитах размер зерен оливина увеличивается вместе со степенью серпентинизации примерно в 3-4, а объем в 30-60 раз. Иначе говоря, показано, что размер зерен коррелируется со степенью серпентинизации и с распределением железа между серпентином и бруситом, что говорит о равновесном характере всех трех параметров, определяемых интенсивными факторами (Штейнберг, Чашухин, 1971).

Показано, что модификация серпентина - антигорит, петельчатый серпентин, лизардит и хризотил - представляют собой не просто структурные разновидности, но и различные по химическому составу минеральные виды (Штейнберг, Чашухин, 1970б). Главное различие состоит в степени окисления железа, в форме его вхождения в решетку (в шестерную или четверную координации), в количестве связанной воды, в одном случае избыточной, в другом - недостаточной. Отклонения от нормы в обоих случаях пропорциональны содержанию железа. Показана корреляция степени окисления железа в сосуществующих серпентине, магнетите, хромшпинелиде (Штейнберг, Чашухин, Лагутина, 1973). Обнаружено постоянное присутствие карбида железа в продуктах ранней автометаморфической серпентинизации, которое можно объяснить только привнесом углерода в ходе процесса. Выяснено, что гидроксил частично замещается не только хлором и фтором, но и уголекислотой, что когенит при перекристаллизации разлагается, превращаясь в смесь графита и магнетита (Штейнберг, Чашухин, Лагутина, 1973).

Намечена специфика серпентинизации стратиформных массивов на примере Сарановского массива западного склона Урала, заключающаяся: а) в раннем выделении магнетита одновременно с начальной серпентинизацией и б) в отсутствии брусита в серпентинизированных дунитах, что свидетельствует об аллохимическом течении процесса, по-видимому, при постоянстве объема (Штейнберг, Чашухин, Лагутина, 1973).

Найдены прямые доказательства увеличения объема при серпентинизации мантийных ультрабазитов (Штейнберг, Чашухин, 1971).

Глава 2

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПЕТРОЛОГИИ СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Серпентинизация - это гидратация первичных безводных силикатов магния и железа. Кальций практически в состав серпентина не входит и если он присутствует в исходных породах, то либо растворяется, расходуется на родингитизацию (Coleman, 1963, 1967; Кузнецова, 1963) и частью растворяется, либо выделяется в форме известково-магнезиальных силикатов. Как показывают эксперименты (рис.22)

P, кбар

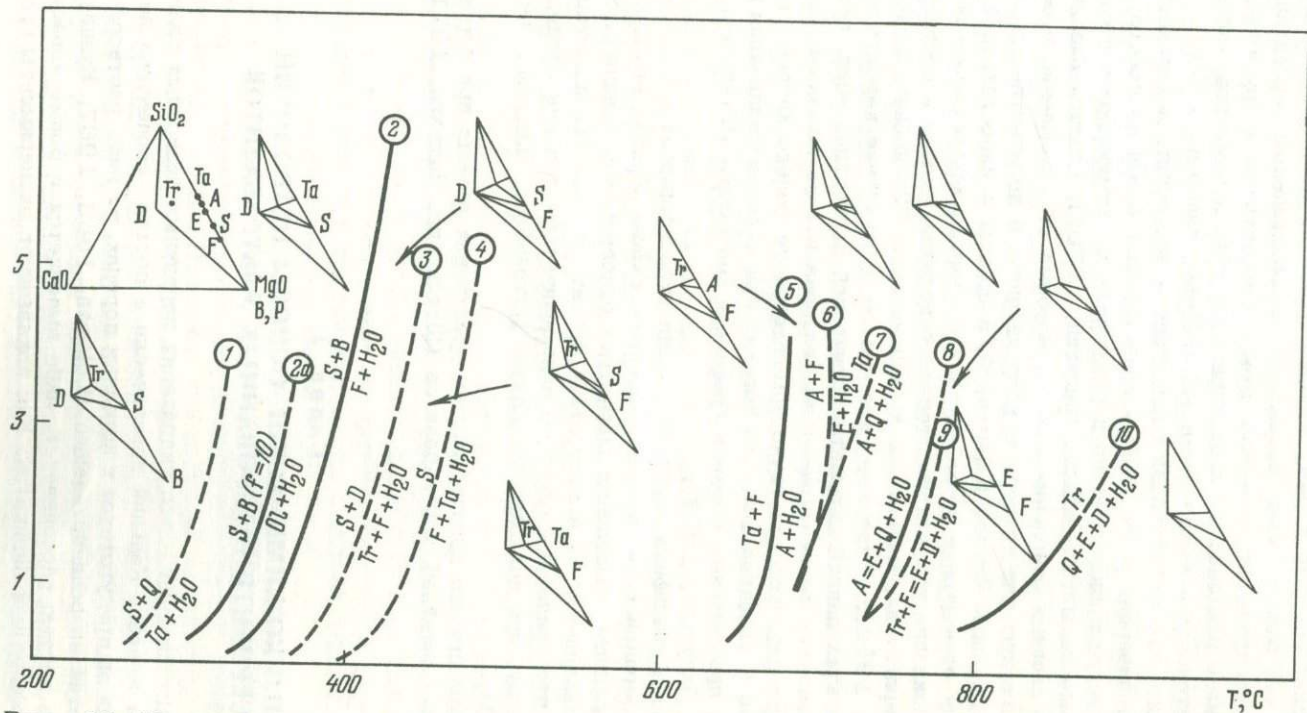


Рис. 22. Моновариантные равновесия в системе $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P$ из работы Evans, Trommsdorff (1970).

Цифры в кружках - номера реакций (и на рис. 23, 24, 26). Сплошные кривые - экспериментальные; пунктирные - рассчитанные

и наблюдения, в природе с серпентином и бруситом может сосуществовать только диопсид, с серпентином без брусита — как диопсид (примерно ниже $400\text{--}420^\circ\text{C}$), так и тремолит (выше этой температуры). Тремолит становится неустойчивым в присутствии оливина при температурах выше 750°C (примерно) или без оливина — выше $800\text{--}900^\circ\text{C}$. Он снова заменяется диопсидом, как и при низких температурах. Сказанным объясняется устойчивость моноклинного пироксена к серпентинизации, возможность появления парагенезисов с участием безводного силиката — диопсида, изофациальных с парагенезисами, содержащими серпентин.

Примесь глинозема может входить изоморфно в состав серпентина и, при достаточной концентрации, может фиксироваться в хлоритах. Обычно имеет место первый случай и хлорит появляется как результат привноса глинозема гидротермальными растворами.

При серпентинизации дунитов и гарцбургитов кальциевые минералы не образуются, и физико-химическая сущность процесса может быть понята на основе бескальциевых систем.

Атомная доля железа по отношению к магнезию в мантийных ультрабазитах, серпентинизацию которых мы изучали, не превышает, как правило, 10% (см. выше рис. 1-3). Это дает основание рассматривать серпентинизацию в первом приближении на чисто магнезиальной основе.

Примесь железа, замещающего изоморфно магний, в первичных силикатах играет двоякую роль. Во-первых, железо, оставшееся в двухвалентной форме, снижает температуры равновесия (см. ниже рис. 25). Во-вторых, переходя частично в трехвалентную форму, оно вызывает появление реакций окисления — восстановления. В связи с этим важнейшую роль приобретает режим кислорода, т.е. его парциальное давление и активность, а следовательно, пропорция воды и водорода во флюидах, вызывающих серпентинизацию. Поскольку в продуктах серпентинизации мы встречаем, в зависимости от ее типа и стадии процесса, либо магнетит, либо когениит, либо самородное железо, постольку среда должна быть достаточно восстановительной. Расчеты показывают, что доля водорода по отношению к его смеси с водой не меньше 90% и может достигать 99% и более. Это означает появление большого избыточного давления по сравнению с давлением воды и понижение температур равновесия против экспериментальных, определенных при давлении воды, равном общему (Маракушев, 1975).

Таким образом, даже незначительная примесь железа коренным образом меняет физико-химические условия серпентинизации, вызывая появление новых фаз — магнетита, когениита, самородного железа или его сплавов с никелем (аваруита), во много раз понижая давление воды по сравнению с общим, снижая тем самым температуры равновесий реакций с участием воды, обуславливая восстановительную обстановку среды. Из сказанного ясно, что примесь железа усложняет систему, увеличивая число компонентов с трех до пяти: магний, железо, кремний, кислород, водород.

Выполненные нами исследования показали еще большую сложность системы, в рамках которой происходит серпентинизация ультрабазитов в природе, за счет появления в составе ее продуктов углерода и хлора. Углерод присутствует в зависимости от типа и стадии серпентинизации в форме карбида железа (когенита), графита, примеси уголекислоты в составе брусита; хлор входит в основном в брусит, замещая гидроксил. Примесь хлора существенно влияет на распределение железа между бруситом и силикатами. Если по экспериментам В.И. Фонарева и А.М. Аксюка (устное сообщение) железистость оливина в два раза выше, чем железистость сосуществующего брусита, то в природе, наоборот, железистость брусита значительно выше, чем сосуществующих силикатов – серпентина и оливина (см. ниже рис. 62–64). Это лишь раз показывает необходимость осторожности при переносе результатов экспериментов на природные условия.

Таким образом, число компонентов, даже при серпентинизации самых простых по составу ультрабазитов – дунитов и гардбургитов – достигает семи: магний, железо, кремний, водород, кислород, углерод, хлор. Этим обусловлена исключительная сложность состава флюидов, в который должны входить вода, водород, углеводороды, окислы углерода, хлороводород. Надо сказать, что это подтверждается данными о составе природных флюидов (Маракушев, Перчук, 1971). По-видимому, в состав флюидов входит и сера, а небольшая примесь сульфидов, закономерно увеличивающаяся по мере серпентинизации пород, наблюдается во всех ультрабазитах.

Несмотря на все эти сложности, основные закономерности природных парагенезисов, продуктов метаморфизма ультрабазитов при участии воды, могут быть поняты на основе самой простой трехкомпонентной системы: окись магния – кремнезем – вода.

Это приближение позволяет понять физико-химический смысл многих минеральных ассоциаций – продуктов изохимического метаморфизма ультрабазитов с участием воды, хотя примесь железа, которой мы пренебрегаем, и вносит некоторые существенные поправки, рассматриваемые несколько позже. Ниже, на рис. 25, сведены экспериментальные данные по рассматриваемой системе. Признаков участия уголекислоты в виде образования карбоната магния и железа мы не наблюдаем. По данным экспериментов Джоханнеса (Johannes, Mets, 1968; Johannes, 1969 – рис. 23, 24), это свидетельствует о содержании уголекислоты в водном флюиде не более 0,5 мол.% при давлении 2 кбар.

Впервые наиболее полно система $MgO - SiO_2 - H_2O$ экспериментально была изучена Боуэном и Таттлом (1950 – рис. 25). Исходным материалом служили химически чистые MgO , SiO_2 и дистиллированная вода. Длительность опытов – от 4 до 72 час. Состав полученного продукта диагностировался оптическим и рентгеновским методами. Начальная точка моновариантной кривой имеет координаты 385°C и 150 бар, конечная – 450°C и 2,8 кбар; таким образом, с увеличением температуры реакция смещается в область больших давлений.

Рис. 23. Моновариантные равновесия в системе $MgO-CO_2-H_2O$ при $P = 1$ кбар из работы Johannes, Metz (1968)

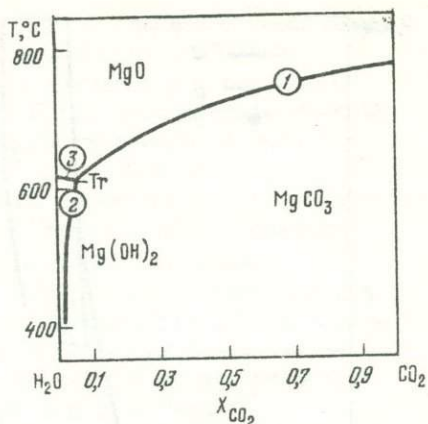


Рис. 24. Моновариантные равновесия в системе $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ из работы Johannes (1969)

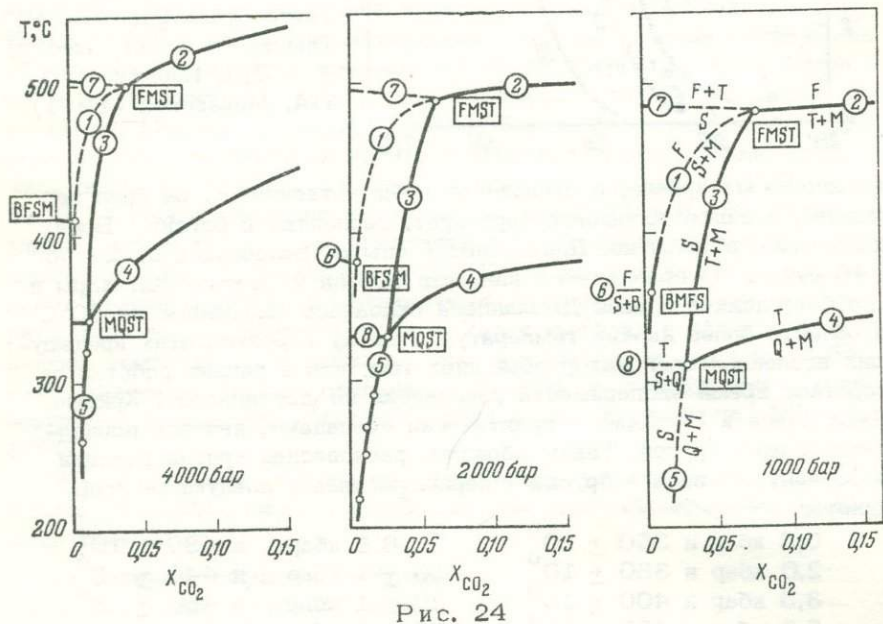


Рис. 23

Рис. 24

Писториус (Pistorius, 1963) и Катахара, Такенучи и Кеннеди (Kitachara et al., 1966) изучили систему $MgO-SiO_2-H_2O$ в условиях высоких давлений. Равновесная кривая, полученная Китахарой и сотрудниками, является продолжением кривой Боуэна и Таттла для области высоких давлений. Однако Писториус высказал сомнения в правомочности данных Боуэна и Таттла, отметив, что в условиях низких давлений, вследствие низкой скорости реакции, невозможно достигнуть равновесия реакции; наоборот, повышение давления ускоряет реакцию (Pistorius, 1963).

Экспериментальное исследование реакции с образованием брусита и серпентина продолжил Джоханнес (Johannes, 1968). В качестве

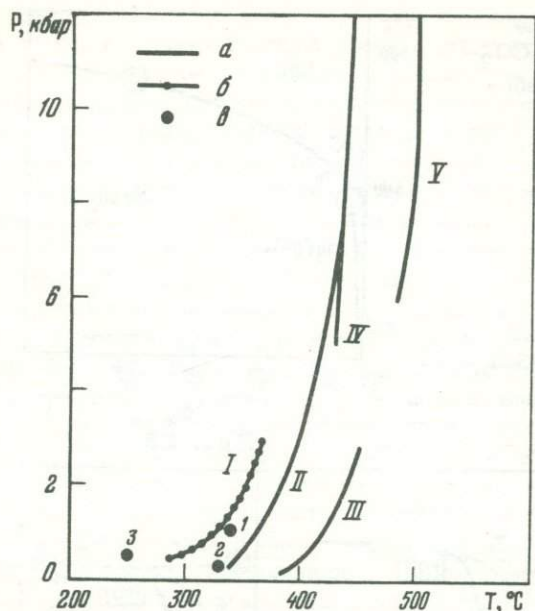


Рис. 25. Моновариантные равновесия в системах
a - MgO - SiO₂ - H₂O;
б - MgO - FeO - SiO₂ - H₂O по данным разных авторов: I - Scarfe, Wyllie (1967); II - Johannes (1968); III - Боуэн, Таттл (1950); IV - Pistorius (1963); V - Kitachara et al. (1966); *в* - эксперименты с природными оливинами Fa 8-10: 1 - Боуэна и Таттла (1950), 2 - Такеши (Takeshi, 1967), 3 - Э.П. Корытковой и Т.А. Макаровой (1971)

исходного материала, в отличие от предшественников, он брал не окислы, а синтезированные форстерит, серпентин и брусит. Вода подавалась в избытке. Длительность опытов колебалась от 24 до 145 суток. По сравнению с данными Боуэна и Таттла, Китахары и его соотрудников кривая Джоханнеса оказалась смещенной на 60°C в область более низких температур. Ошибку в результатах предыдущих исследователей автор объясняет тем, что в ранних работах за короткое время эксперимента равновесия не достигалось. Кривые Джоханнеса и Писториуса практически совпадают, являясь продолжением одна другой. Таким образом, равновесная кривая реакции форстерит + вода = брусит + серпентин имеет следующие координаты:

| | |
|----------------------|------------------------|
| 0,5 кбар и 350 ± 10° | 6,5 кбар и 430 ± 10° |
| 2,0 кбар и 380 ± 10° | 10 ± 1 кбар и 440 ± 8° |
| 3,5 кбар и 400 ± 10° | 20 ± 1 кбар и 450 ± 8° |
| 5,0 кбар и 420 ± 10° | 50 ± 1 кбар и 480 ± 8° |

Многие попытки установить *P* - *T*-условия серпентинизации природных оливинов, содержащих железо, успеха не имели. Причина, по-видимому, заключалась в том, что в экспериментах применялась слишком высокая температура - выше температуры равновесия (Боуэн и Таттл, 1950). Боуэн и Таттл в течение двух недель обрабатывали водой оливин из Северной Каролины с железистостью, равной 10%, при 465°C и 1054,5 бар (первый опыт) и 340°C и том же давлении (второй опыт). Первый опыт не привел к образованию серпентина, в продуктах второго эксперимента были определены серпентин, брусит, форстерит и магнетит (точка 1 на рис. 25). Таким

образом, вхождение в оливин около 10% FeO понизило температуру его серпентинизации на 80°C (Боуэн и Таттл, 1950).

Такеши для серпентинизации оливина применил раствор NaOH. При температуре 330°C и давлении 300 бар образовалась смесь хризотила, магнетита, брусита и аморфной субстанции (точка 2). Длительность опытов - 30-80 дней (Takeshi, 1967).

Экспериментальное изучение процесса серпентинизации природного оливина состава Fo₈₅ провели Э.П. Корытова и Т.А. Макарова (1971). Оливин обрабатывался суспензией, состоящей из 0,5-5%-ного раствора смеси NaOH и SiO₂, для получения стехиометрии серпентина. Через 30 суток при температуре 250°C и давлении 500 атм произошла полная серпентинизация с выделением магнетита (точка 3). Серпентин на 1/5 состоял из хризотила и 4/5 - из антигорита. Последний содержал 6,15% Fe₂O₃.

Систематическое изучение гидратации ультрабазитов при различных температурах и давлениях провели К. Скарф и П. Уилли (Scarfe, Wyllie, 1967). Исходным материалом для исследования служили два образца частично серпентинизированного гарцбургита с о-ва Фидальго (штат Вашингтон), один из них содержал около 60% оливина и энстатита (Raleigh, Paterson, 1965). Серпентин петельчатой структуры состоял из смеси лизардита и клинохризотила; образцы содержали около 2% брусита и менее 1% хромита. Содержание FeO и Fe₂O₃ в породе составляло соответственно 3,33 и 3,25%. Опыты длились около трех недель. Полученная равновесная кривая проходит близко от точки 1 (результат опыта Боуэна и Таттла). По сравнению с кривой Джоханнеса, отражающей реакцию гидратации форстерита, равновесная кривая Скарфа и Уилли смещена в область более низких температур; оказалось, что вхождение в оливин 7-8% FeO (типичный состав оливина в дунитах и гарцбургитах мира) понижает температуру серпентинизации в среднем на 30-50°C.

Моновариантные равновесия, важные для понимания природных процессов изохимического преобразования ультрабазитов, описываются реакциями

- 1) оливин = серпентин + брусит;
- 2) серпентин = тальк + оливин;
- 3) тальк + оливин = антофиллит;
- 4) антофиллит + оливин = энстатит.

Температура указанных равновесий при давлении воды и общем 2 кбар составляет соответственно 400, 500, 670 и 700°C. Изоморфная примесь железа к магнезию в количестве 10% (атомных), что отвечает природным составам, понижает, судя по экспериментальным данным, температуры равновесия на 25-50°C.

Из приведенных реакций следует, что верхний предел устойчивости серпентина составляет 400-500°C, ассоциации брусит-серпентин - 350-400°C, нижний предел устойчивости оливина 350-400°C, энстатита - 700°C. В интервале 350-400-700°C оливин ус-

тойчив последовательно в ассоциации с серпентином ($400-500^{\circ}$), тальком ($500-670^{\circ}$), антофиллитом ($670-700^{\circ}$) и энстатитом (выше 700°). Как показывают эксперименты, при наличии небольшой примеси кальция вместо антофиллита появляется его моноклинный аналог — куммингтонит. Правда, эксперименты проводились с железистой разностью, содержащей свыше 40% железистого компонента. В природе встречается и магнезиальный куммингтонит в ассоциации с оливином, образующийся за счет энстатита.

Теоретически при равенстве давлений воды и общего перечисленные парагенезисы должны сменять друг друга во времени и в пространстве в соответствии с вариациями температуры, обуславливая либо зональность, либо наложение парагенезисов различных ступеней друг на друга при регрессивном и прогрессивном течении процессов.

В действительности такая смена наблюдается только в определенных условиях. Чаще всего она реализуется в продуктах регионального и контактово-термального метаморфизма. Уже в прошлом столетии описаны оливин-серпентиновые (оливин-антигоритовые) породы, получившие особое название штурбахитов, в которых оба минерала, несомненно, равновесны. Описавший их Вейншенк (Weinshenk, 1894, 1895) рассматривал оба минерала не только как одновременно образующиеся, но и как первично магматические. Породы эти отвечают области устойчивости двухминерального парагенезиса между реакциями 1 и 2, т.е. температурам $400-500^{\circ}$. В дальнейшем аналогичные породы были встречены и описаны в различных районах под разными названиями. В СССР они описаны Ф.П. Лесновым в Забайкалье как регенерированные дуниты (Леснов, 1972), М.М. Юдиным как дуниты особого типа (Юдин, 1959). Оливин-тальковые породы, отвечающие области между реакциями 2 и 3 (температуры $500-670^{\circ}$), впервые были встречены еще в прошлом веке. К ним, несомненно, относятся тальковые сланцы около оз. Иткуль на Южном Урале, в которых оливин образует призматические кристаллы длиной до 17 см, описанные П.В. Еремеевым под названием глиникита (Еремеев, 1866). В соответствии с экспериментами (Хеллнер и др., 1967) железистость оливина значительно выше, чем сосуществующего талька, и достигает иногда 40% фаялита и выше, что обуславливает появление заметной окраски под микроскопом и плеохроизма. Оливин-тальковые породы, в которых оба минерала, несомненно, равновесны, впоследствии описаны для многих районов в многочисленных статьях, появившихся в последние годы.

Точно так же известны и антофиллит-оливиновые и куммингтонит-оливиновые породы как продукты прогрессивного метаморфизма различных типов. При наивысших температурах образуются регенерированные гардбургиты, полностью обезвоженные. Переход серпентинизированных дунитов, сохранивших первичный химический состав, в регенерированные безводные дуниты происходит гораздо раньше; при температурах, отвечающих реакции 1, т.е. примерно при 400°C .

Что касается регрессивного метаморфизма, то в соответствии с экспериментами мы должны были бы ожидать последовательного замещения энстатита сначала оливином и антофиллитом (куммингтонитом), затем оливином и тальком, серпентином и тальком, а в присутствии избытка оливина — только серпентином. Однако это наблюдается лишь в виде исключения и только в гипабиссальных фациях. В наиболее распространенных альпинотипных ультрабазитах — гарцбургитах промежуточные стадии отсутствуют и самые ранние вторичные минералы представлены серпентином. Иначе говоря, можно предполагать, что области устойчивости парагенезисов оливин+тальк, оливин+антофиллит (куммингтонит) при регрессивном метаморфизме альпинотипных гарцбургитов почему-то выклиниваются, и происходит непосредственный переход к серпентиновым ассоциациям, возможно, по реакции оливин+энстатит+вода = серпентин, а избыток оливина при дальнейшем понижении температуры преобразуется в смесь серпентина и брусита по реакции 1.

А.А. Маракушев объяснил это явление влиянием неравенства давлений воды и давления на твердые фазы (Маракушев, 1968). Однако расчеты дают в этом случае очень высокие давления порядка 10 кбар и выше, что противоречит геологическим данным (рис. 26). Недавно А.А. Маракушев предложил новый вариант (Маракушев, 1975), исходя из того, что реакция окисления железа при серпентинизации значительно понижает долю воды во флюидах за счет водорода, что приводит к избыточному давлению, которое и вызывает отмеченный выше эффект (рис. 27). При очень низком содержании воды во флюиде (доли процента) для выклинивания областей талька и антофиллита с оливином достаточно более умеренных давлений порядка нескольких килобар. Правда, это влечет и значительное понижение температуры серпентинизаций (на 100–200°). Этот вопрос пока нельзя считать решенным. Косвенным подтверждением могут служить очень низкие температуры ранней серпентинизации, полученные по соотношениям изотопов кислорода в сосуществующих магнетите и серпентине (Wenner, Taylor, 1971).

Однако, как мы уже отмечали, магнетит образуется несколько позже. Ранняя серпентинизация, как правило, протекает без выделения магнетита. Поэтому температуры, полученные на основе распределения изотопов кислорода, могут оказаться ниже, чем температуры реакции 1 в природе.

Физико-химический смысл различий минеральных парагенезисов при регрессивном и прогрессивном водном метаморфизме ультрабазитов в связи со сказанным пока остается неясным.

Можно добавить, что эти различия сочетаются с различиями в поведении железа и в минеральных — кристаллохимических формах серпентина. При ранней серпентинизации образуется оксисерпентин со степенью окисления железа, близкой к магнетитовой, но магнетит не образуется (см. ниже рис. 66). Часть железа, однако, вы-

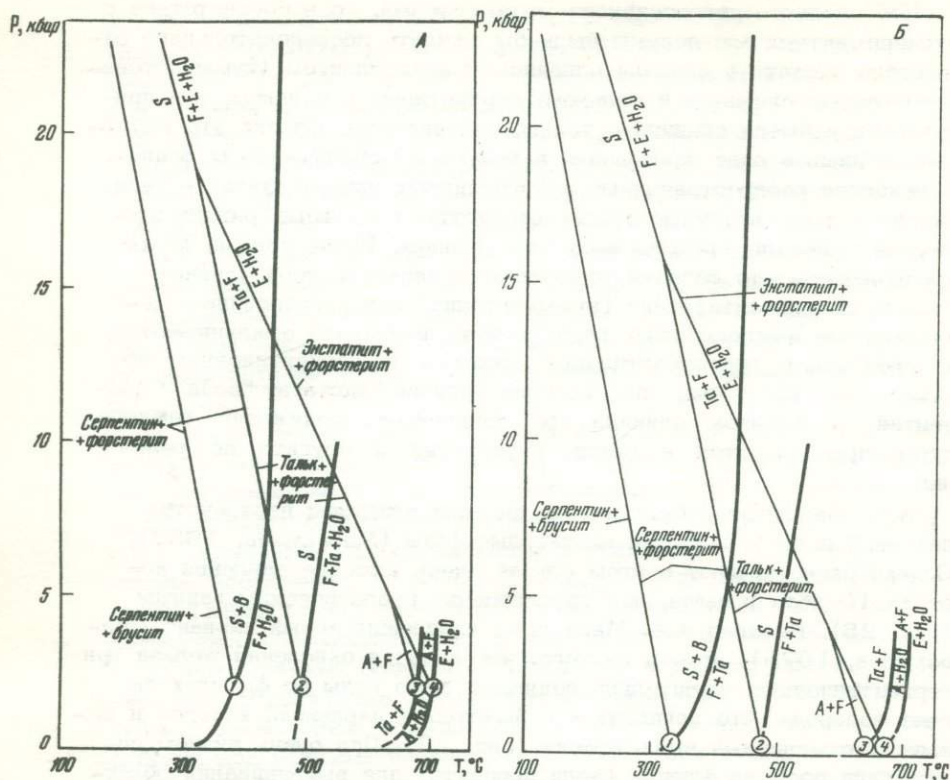


Рис. 26. Моновариантные равновесия в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при $P_{H_2O} = P$ и $P_{H_2O} = 2$ кбар (А) и $P_{H_2O} = 0,3$ кбар (Б).

Толстые кривые - для случая $P_{H_2O} = P$, тонкие - для случая $P_{H_2O} < P$

деляется в форме карбида (когенита). При прогрессивном метаморфизме серпентинизированных ультрабазитов микроволокнистый оксисерпентин прежде всего преобразуется в антигорит с выделением большей части железа в виде магнетита (железистость антигорита составляет всего 1-2 против 6-8% в микроволокнистом оксисерпентине). При этом освобождается некоторая часть воды, тем более что антигорит беднее ею, чем оксисерпентин. Поскольку степень окисления железа в антигорите меньше, чем в оксисерпентине, выделение магнетита, как уже мы отмечали, сопровождается не окислением железа, а некоторым его восстановлением по отношению к породе в целом. Воды, которая выделяется при переходе оксисерпентина в антигорит и магнетит, хватает на серпентинизацию какой-то части оставшегося свежим оливина. Поскольку степень ранней серпентинизации составляет большей частью 70-80%, то при антигоритизации может произойти полная серпентинизация породы без поступления воды извне, что нередко и наблюдается (см. ниже рис. 72).

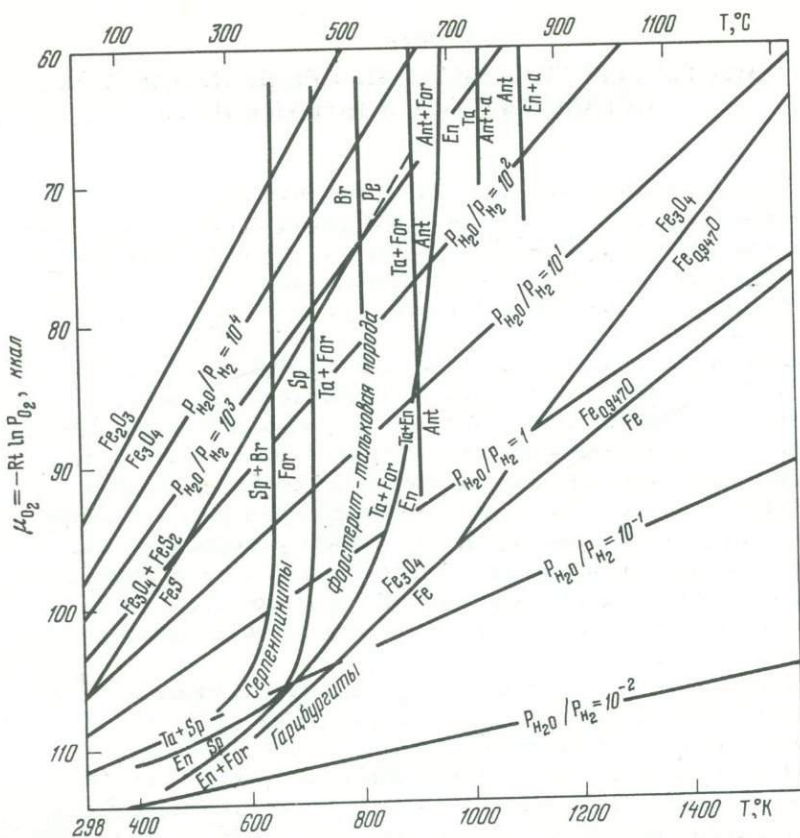


Рис. 27. Моновариантные равновесия в системе $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ в координатах $T-\mu_{\text{O}_2}$ из работы А.А. Маракушева (1975)

Современное состояние физико-химической экспериментальной основы, как видно из сделанного обзора, позволяет понять природу температурной зональности продуктов изохимического контактового и регионального динамо-термального метаморфизма ультрабазитов в условиях примерного равенства давлений воды и общего. Для этого достаточно самой простой трехкомпонентной чисто магниальной системы, которая в указанных условиях исследована вполне достоверно.

Физико-химический смысл непосредственного перехода от безводных парагенезисов к серпентин- и бруситсодержащим остается экспериментально неизученным. Представления А.А. Маракушева пока являются гипотезами, требующими проверки с помощью экспериментов при различном давлении воды и общем и наблюдений в природе. Требуют экспериментальных исследований и усложнения, обусловленные участием в реакциях серпентинизации железа, углерода, хлора.

МЕСТО СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ СРЕДИ ПРОЦЕССОВ
МЕТАМОРФИЗМА УЛЬТРАБАЗИТОВ

Серпентинизация, как показывают эксперименты и положение серпентинитов среди метаморфических фаций, протекает при температурах не выше $400-500^{\circ}$, тогда как первичные минеральные ассоциации ультрабазитов любого происхождения образуются при температурах $1100-1200^{\circ}$ и выше (см. выше рис. 22). Серпентинизация поэтому фиксирует лишь позднюю стадию жизни ультрабазитов, после того, как они испытали длительное охлаждение и ряд метаморфических регрессивных (включая метасоматоз) досерпентинитовых преобразований, которые все, включая серпентинизацию, могут быть объединены как метаморфизм регрессивного этапа.

Серпентинизированные в той или иной степени ультрабазиты, в том числе и серпентиниты, не сохранившие реликтов первичных минералов, могут в дальнейшем, как уже давно установлено, подвергаться прогрессивному метаморфизму, связанному либо с тепловым и химическим воздействием интрузий, либо с региональным динамометримальным метаморфизмом, либо с околотрещинным гидротермальным метасоматозом.

Естественно, что продукты прогрессивного метаморфизма серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов могут и должны классифицироваться по принципам, общим для всех метаморфитов, т.е. могут и должны относиться к тем или иным фациям метаморфизма, являясь нередко более чувствительными и точными индикаторами *РТХ*-условий, чем другие породы, благодаря, как мы уже отмечали, простоте состава, сводящей к минимуму число переменных параметров, управляющих равновесием.

Продукты прогрессивного метаморфизма серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов, испытавшие в той или иной мере дегидратацию и состоящие, как видно из предыдущей главы, из оливина и других силикатов железа и магния — энстатита, антофиллита, талька, серпентина, могут в дальнейшем, как часто и бывает, вновь подвергнуться регрессивному преобразованию с возникновением серпентинитовых парагенезисов второго поколения. Это показывает возможности весьма сложной последовательности метаморфических преобразований ультрабазитов, которые нередко наблюдаются в природе, что значительно затрудняет расшифровку их геологической и петрологической истории. Эти трудности усиливаются сходством парагенезисов, возникших различными путями; так, тальк и серпентин могут развиваться по оливину в ходе регрессивного метаморфизма, а могут быть равновесны с ним, являясь продуктами прогрессивных преобразований. Это обстоятельство часто служит причиной неправильного истолкования генезиса пород, обычно отнесения продуктов прогрессивного преобразования серпентинизированных ультрабазитов к продуктам регрессивного метаморфизма.

Огромный материал показывает, что как регрессивный, так и прогрессивный этапы метаморфизма свежих и серпентинизированных ультрабазитов протекают в подавляющем большинстве случаев без существенного участия углекислоты, количество которой не превышает, в отличие от воды, первых единиц весовых процентов, что подтверждается отсутствием карбонатов. Продукты метаморфизма с участием углекислоты – всевозможные породы, состоящие из карбонатов (преимущественно железистого магнезита – брейнерита, частью анкерита и доломита) и силикатов (энстатита, антофиллита, куммингтонита, талька, актинолита, тремолита, хлорита) или кварца (при полном разложении силикатов углекислотой), всегда приурочены к узким зонам повышенной циркуляции гидротермальных растворов и имеют поэтому ограниченное распространение. Они нередко связаны с гранитными интрузиями, преимущественно глубинными водными, являясь одним из элементов их гидротермального ореола.

Специфическое положение занимают продукты калиевого карбонатного метасоматоза – лиственины, состоящие из карбонатов магния и железа, кварца, калиевой хромсодержащей слюды (фуксита), ассоциирующие с рудными жилами, и фтор-калиевого метасоматоза – слюдиты, состоящие из флогопита и представляющие собой апоультрабазитовую фацию грейзеновой формации.

Метаморфизм с участием в качестве флюида воды с незначительной примесью углекислоты и других летучих (галогенов, серы) является важнейшим видом преобразования ультраосновных пород на регрессивном и прогрессивном этапах. Он описывается достаточно точно в рамках системы окись магния – закись железа – кремнезем – вода – кислород, к которой в кальцийсодержащих ультрабазитах добавляется известь. Присутствие ее вызывает при средних температурах появление тремолита или актинолита, а при низких или высоких – диопсида.

При серпентинизации кальций, содержащийся в виде изоморфной примеси в ортопироксенах, выносится, так как не в состоянии войти в решетку серпентиновых минералов. Этот кальций, по мнению многих исследователей, является источником кальциевого метасоматоза силикатных пород даек, включений и вмещающих пород с образованием на контакте с серпентинизированными ультрабазитами известково-силикатных роговиков – родингитов, которые, таким образом, оказываются изофациальными и синхронными с серпентинизацией (Coleman, 1963, 1967; Кузнецова, 1963).

Досерпентиновый регрессивный метаморфизм ультрабазитов представлен на наиболее высокотемпературных стадиях безводными минеральными ассоциациями. Самыми ранними являются процессы метаморфической дифференциации кремнезема и магния, приводящие к метасоматическому развитию в одних участках энстатита, в других – оливина, что выражается в образовании метасоматических ортопироксенитов и дунитов (Никитин, устное сообщение; Ваганов,

Кузнецов, 1974б). Последние обладают обычно несколько пониженной железистостью (на 2–3% фаялита) по сравнению с первичной. Элементом этих процессов являются, по-видимому, и местные концентрации хромита в ассоциации с дунитом.

Более поздними и, как правило, более ограниченными, явно приуроченными к путям проникновения растворов извне являются процессы высокотемпературного метасоматоза с привнесом кальция, алюминия, кремнезема. Они тяготеют к контактам ультрабазитов с вмещающими толщами, а также с более поздними интрузиями основного, среднего и кислого состава и выражаются в образовании клинопироксенитов, реже вебстеритов с переменной примесью оливина вплоть до верлитов и лерцолитов, габброидов – меланократовых оливиновых габбро, троктолитов, анортозитов (Ефимов, Ефимова, 1967).

Вынос некоторой части железа при замещении дунитов клинопироксеном приводит к образованию иногда узкой каймы на границе с клинопироксенитами дунитов с повышенной железистостью (см. ниже рис. 82), названных А.А. Ефимовым метадунитами (Ефимов, Ефимова, 1967). Они всегда серпентинизированы слабее, чем остальные дуниты, что является лишним доводом в пользу досерпентинового возраста клинопироксенизации. В результате выноса значительной доли магния из гарцбургитов при замещении их клинопироксеном на границе с последними образуется зона дунитов, развивающихся по гарцбургитам. Этим объясняется то, что непосредственные контакты клинопироксенитов с гарцбургитами и ассоциации первых с дунитами встречаются редко (Ваганов, Кузнецов, 1974б; Булькин, устное сообщение). Досерпентиновый возраст рассматриваемых процессов доказывается также дроблением метасоматических силикатов на контакте с оливином, происходящим в результате увеличения объема при серпентинизации.

Высокотемпературный характер рассмотренных процессов метаморфизма мантийных ультрабазитов подтверждается наличием во многих случаях высокотемпературных экзоконтактовых ореолов, сложенных контакто-термальными роговиками и метаморфитами гранулитовой, амфиболитовой и эклогитовой фаций, сменяющихся по мере удаления от ультрабазитов метаморфитами зеленосланцевой фации, а затем свежими слабо измененными породами (Ефимов, Ефимова, 1967; Никитин, 1974).

В то же время, как известно, большей частью вмещающие породы мантийных ультрабазитов обнаруживают лишь следы низкотемпературного воздействия на уровне серпентинизации – около 400°С, нередко контакты являются холодными тектоническими, и в таких случаях какое-либо воздействие на вмещающие толщи отсутствует. По-видимому, мантийные ультрабазиты первично внедрялись в нагретом, хотя и до разных температур, состоянии.

Элементом досерпентинового этапа регрессивного метаморфизма является перекристаллизация, в основном оливина, нарушающая первичные структуры, выражающаяся в возникновении неравнозернис-

тых агрегатов оливина с неправильными контурами зерен в отличие от правильных полигональных, свойственных первичным дунитам и гарцбургитам. Доказательством вторичной природы таких структур служат реликты участков с первичными более мелкозернистыми структурами среди перекристаллизованных (Савельева, устное сообщение). Самый характерный признак вторичных структур — более крупные размеры зерен оливина по сравнению с зернами энстатита. В первичных структурах обычны обратные соотношения: энстатит образует более крупные зерна, чем оливин.

Особо следует отметить пегматоидные и порфиroidные структуры собирательной перекристаллизации, встречающиеся среди дунитов и пироксенитов (Виноградская, 1954). Более крупные зерна в этих случаях имеют тот же состав, что и мелкозернистая масса, что отличает эти структуры от истинно порфиroidных, с которыми их иногда путают, рассматривая как доказательство закалки магматических расплавов.

Очень существенно, что высокотемпературные процессы метаморфической дифференциации происходят, как правило, при сохранении постоянной железистости или при незначительных ее колебаниях, о которых мы упоминали. Наиболее сильные колебания, а именно понижение содержания фаялита в оливине в пределе на 2–4%, наблюдаются лишь в узких зонах около хромитовых тел или в оливине, включенном в хромите. Но и здесь, как правило, содержание фаялита в оливине не снижается ниже 4–5%.

Повышение железистости максимум до 15% наблюдается лишь в узких ограниченных зонах: на контактах с пироксенитами, в оливине, в пироксенитах и в некоторых незначительных по размерам массивах.

Понижение железистости наблюдается также в метасоматических дунитах по гарцбургитам, пегматоидных дунитах, хотя и меньшее, чем в контактах с хромитовыми телами (на 2–3% фаялита) (Савельева, Шилова, устное сообщение). О понижении железистости энстатит–оливиновых пород по мере увеличения содержания оливина пишет и С.В. Москалева (1974), но она приводит совершенно неправдоподобные величины (стр. 168, табл. 4) железистости оливина — 0–2% фаялита в дунитах. Она объясняет это оливинизацией первичного энстатита и понижением железистости по мере перехода от исходной породы через гарцбургиты к дуниту. Достаточно систематические данные, собранные всеми исследователями Урала и других регионов и подтвержденные нами, показывают выдержанность железистости оливина и сосуществующего энстатита независимо от вариаций их количественных соотношений.

Мы остановились на краткой характеристике важнейших видов метаморфизма мантийных ультрабазитов, чтобы показать, что серпентинизация представляет собой неразрывный элемент их эволюции в ходе охлаждения, результат и индикатор изменения физико-химических условий, в которых находились ультраосновные породы после своего возникновения. Поэтому восстановление условий серпентини-

зации может помочь в реконструкции условий формирования и дальнейшего преобразования первичных ультрабазитов. Таким образом, изучение серпентинизации – важный элемент познания естественной истории ультрабазитов вообще.

Перейдем теперь к рассмотрению стадий самого процесса серпентинизации.

Достаточно систематические микроскопические наблюдения показывают, что регрессивная серпентинизация, являющаяся следствием охлаждения ультрабазитов и воздействия на них воды, замещенной из вмещающих толщ, ограничивается образованием петельчатого поперечно-волокнутого серпентина и замещением оставшихся оливиновых ядер серпентином, близким к изотропному (по видимому, в связи с тончайшим поперечником волокон), и никогда не доходит до 100%. Всегда остается какая-то часть свежего оливина. Преобладает серпентинизация на 70–80% (см. ниже рис. 71, 72). Образующийся на этой стадии серпентин имеет в проходящем свете отчетливую зеленовато-желтую окраску, заметный плеохроизм и не сопровождается магнетитом. Выделение магнетита в виде тончайших зерен происходит в результате разложения первичного поперечно-волокнутого серпентина и сопровождается его осветлением: около магнетита образуется бесцветная каемка. Обычно количество магнетита незначительно и по магнитным измерениям не превышает 0,1–0,2%. Магнитная восприимчивость таких серпентинизированных ультрабазитов не выходит за пределы 50–100, редко 200 миллионных долей электромагнитной единицы. Такой тип серпентинизации свойствен крупным массивам, сохранившим массивную текстуру и не обнаруживающим признаков последующих воздействий – дислокаций, метаморфизма.

Появление тонкопластинчатого серпентина, который мы отождествляем с лизардитом (лизардитом второй генерации, по В.Р. Артемову), в виде волнистых поперечно-пластинчатых жилок ("ленточный" или *ribbon* серпентин американских авторов) или конвертообразных сростков, замещающих ядра петель, сложенные свежим оливином или субизотропным серпентином первой генерации, всегда представляет собой процесс, наложенный на раннюю серпентинизацию и связанный с внешними воздействиями. Нередко лизардит такого типа приурочен к зонам, промежуточным между зонами антигоризации и ранней серпентинизации. В крупных массивах, не затронутых влиянием более поздних интрузий или регионального метаморфизма, такого лизардита нет.

Точно так же наложенным процессом является развитие жилок поперечно-волокнутого серпентина с положительным удлинением, аналогичным хризотил-асбесту, которое сопровождается выделением мелких зерен магнетита и очищением серпентина (хризотила) от железа, что выражается в его бесцветности. Этот серпентин, названный Трегером (1958) гамма-хризотилом, нередко накладывается на лизардит, что приводит к образованию смешанных лизардит-хризотил-магнетитовых агрегатов. Развитие лизардита и гамма-хри-

зогила представляет собой начальную стадию перекристаллизации — метаморфизма серпентинизированных ультрабазитов, из которых лизардитизация протекает без выделения магнетита, а гамма-хризотилизация — с выделением. Антигоритизация с образованием магнетит-брусит-антигоритового агрегата, обычно захватывающая, в отличие от лизардитизации и хризотилизации, весь объем пород, представляет собой уже другую ярко выраженную стадию прогрессивного метаморфизма, связанную с воздействием интрузий или регионального метаморфизма, протекающую, однако, в области неустойчивости оливина и поэтому не сопровождающуюся его регенерацией. Поскольку при антигоритовой перекристаллизации происходит дополнительная серпентинизация оставшегося при ранней серпентинизации оливина, этот процесс можно рассматривать и как продолжение серпентинизации первичных ультрабазитов, но уже в иных условиях. Антигоритовая перекристаллизация может протекать без добавления воды, за счет освобождения некоторых количеств ее при выделении магнетита и пониженного содержания воды в антигорите по сравнению с ранним микроволнистым оксисерпентином. Это возможно, если степень ранней серпентинизации не превышает 80%, что большей частью и имеет место (см. ниже рис. 71).

Антигоритовая перекристаллизация — последняя стадия прогрессивного метаморфизма серпентинизированных ультрабазитов, протекающая в рамках безоливиновой серпентин-бруситовой фации метаморфизма. Более высокотемпературные стадии прогрессивного метаморфизма сопровождаются уже исчезновением брусита и появлением регенерированного оливина. На первой из этих стадий сохраняется еще серпентин в равновесии с оливином всегда в форме антигорита, обычно в ассоциации с магнетитом, который, по-видимому, — характерный спутник всех прогрессивных стадий. Магнетитсодержащие антигорит-оливиновые породы формально похожи на антигоритизированные дуниты, за которые они нередко и принимаются, хотя уже Вейншенк в 1894 г. (Weinschenk, 1894) показал, что оливин и антигорит в этих породах образуются одновременно. Пропорция оливина и антигорита определяется исходным химическим составом — соотношением энстатита и оливина. Стандартные гардбургиты с 15% энстатита дают породы, состоящие из 35% антигорита и 65% оливина. При 25% энстатита соответствующие содержания будут 60% антигорита и 40% оливина. Магнетитом для простоты подсчетов мы пренебрегаем. Количество его невелико: не превышает обычно 1–2% (весовых). Оливин-антигоритовые породы — последняя стадия прогрессивного изохимического метаморфизма ультрабазитов с устойчивым серпентином. В более высокотемпературных стадиях оливин устойчив последовательно с тальком, антофиллитом (куммингтонитом) и энстатитом. Поэтому в широком смысле образование оливин-антигоритовых пород можно рассматривать как один из видов серпентинизации и в то же время как одну из стадий десерпентинизации и дегидратации серпентинизированных ультрабазитов.

II. МИНЕРАЛЫ

Целью изучения минералов, входящих в состав продуктов серпентинизации ультрабазитов, было выявить равновесные в момент формирования минеральные ассоциации. Поэтому главной задачей являлось установление пределов колебаний состава каждого минерала, т.е. степени однородности как важнейшего критерия равновесности. Эта задача предполагала сопоставление природной дисперсии состава минералов с дисперсией ошибок его определения различными методами, знание которых поэтому приобретало особое значение. Естественно, что если дисперсия состава не выходила за рамки ошибок измерения, то мы рассматривали такие минералы как однородные в пределах шлифа, образца или еще большего объема. Не менее важным критерием равновесности и одновременно точности определений состава была корреляция состава сосуществующих минералов, относящихся к одной, судя по петрографическим наблюдениям, предположительно равновесной ассоциации.

Ниже дается характеристика состава главных минералов — продуктов серпентинизации ультрабазитов: брусита, магнетита, карбидов железа, серпентина, т.е. возможных в условиях серпентинизации твердых фаз в системе магний — железо — кремний — углерод — кислород — водород. Известковые минералы, способные входить в равновесные ассоциации с серпентином, — тремолит, актинолит, диопсид не рассматриваются, так как в подавляющем большинстве серпентинизированных ультрабазитов они отсутствуют, а кроме того, их появление не вносит ничего принципиально нового в анализ истории и условий процесса серпентинизации.

Глава 1

СЕРПЕНТИНЫ

В связи со стоящей перед нами задачей серпентиновые минералы интересовали нас прежде всего как фазы, входящие в состав равновесных минеральных парагенезисов и участвующие в соответствующих химических реакциях в ходе серпентинизации. Поэтому мы попытались выделить достаточно индивидуализированные серпентиновые минералы, сохраняющие однородность при наибольших увеличениях, включая электронноскопические, и изучить их химический состав, не рассматривая сложнейшую проблему тонкой структуры этих минералов, которой посвящена огромная литература (Turkevich, Hillier, 1949; Whittaker, 1951, 1952, 1953; Noll, Kircher, 1952; Whittaker, Zussman, 1956; Zussman et al., 1957; Zussman, Brindley, 1957; Артемов и др., 1964; Rucklidge, Zussman,

1965; Бриндли, 1965; Звягин и др., 1966; Ковалев, 1967; Лашнев, 1969, 1970). В связи с этим мы изучили следующие морфологические разновидности, большинство из которых давно выделены петрографами (Заварицкий, 1909, 1925, 1932; Кротов, 1915; Аршинов, Меренков, 1930; Падалка, 1932, 1937; Татаринов, 1928, 1929, 1940; Соболев, 1951а, 1952; Меренков, 1957, 1958; Штейнберг, 1960, 1964; Peters, 1963; Лашнев, 1966; Пинус, Колесник, 1966; Морковкина, 1967; Ефимов, Ефимова, 1967; Малахов, Малахова, 1970 и мн.др.): поперечно-волокнистый апооливиновый петельчатый серпентин с отрицательным удлинением волокон, названный В.Е. Трегером (1958) α -хризотилом; пластинчатый лизардит, образующий агрегаты с конвертообразным угасанием или мощные прожилки с отрицательным удлинением пластинок; антигорит и поперечно-волокнистый серпентин с положительным удлинением волокон (γ -хризотил, по В.Е. Трегеру).

Принятая нами упрощенная классификация серпентиновых минералов во многом близка к классификации Т.Петерса (Peters, 1963) и И.М.Лашнева (1966) и несколько отличается от классификации В.Р.Артемова и Г.А.Ковалева (1967), о чем подробнее будет сказано ниже.

Ввиду того что основное внимание в работе уделено составу минералов, остановимся подробнее на истории изучения химизма серпентинов.

Долгое время предполагалось, что химический состав природных серпентинов мало отличается от теоретического $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. В.Н. Лодочников (1936) допускал возможность замещения магния ионами Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al и Cr, тем не менее возможность вхождения больших количеств этих компонентов в структуру серпентина многими исследователями отрицается до сих пор и предполагается, что освобождающееся в процессе серпентинизации ультрабазитов железо обычно идет на образование магнетита (Тернер, Ферхуген, 1961; Дир и др., 1965-1966).

Однако в минералогической литературе описаны серпентины, содержащие значительные, до 10%, количества закисного железа (Selfridge, 1936; Gröuner, 1936; Корнилов, 1961; Варлаков и др., 1970). Исследования Д.С. Штейнберга и И.А. Малахова (1964) показали, что в ходе ранней серпентинизации дунитов и гарцбургитов магнетит не образуется, а железо, в том числе в окисной форме, полностью входит в состав серпентина.

Таким образом, вхождение в структуру серпентинов значительных количеств железа, как окисного, так и закисного, можно считать установленным.

В последнее время появляется все больше данных, указывающих на различия в химизме отдельных серпентинов.

Дж.Калоузек и Л.Мутарт обнаружили дефицит кремния и избыток ионов водорода в формуле хризотилов, в отличие от антигоритов, в которых отношение Si : Mg больше теоретического (Kalousek, Muttart, 1957). К такому же выводу пришли и другие исследователи (Bates, 1959; Faust, Fahey, 1962; Артемов, 1967).

Пейдж (Page, 1968a) тщательно отобрал 75 анализов серпентинов из 248, опубликованных в мировой литературе за период с 1834 по 1962 г. и систематизированных Фаустом и Фахи (Faust, Fahey, 1962), обращая внимание на чистоту анализированных фракций. Все анализы принадлежали образцам, изученным рентгеноструктурным, оптическим и термогравиметрическим методами. Сопоставление химизма трех основных групп — хризотила, лизардита и антигорита — позволило автору установить следующие отличительные черты составов серпентинитов: 1) для антигорита и лизардита характерно высокое (выше теоретического) содержание SiO_2 ; 2) низкие значения Al_2O_3 типичны для хризотила и лизардита; 3) лизардит отличается сравнительно высокой степенью окисления железа; 4) для антигорита характерно низкое содержание MgO , H_2O и повышенное вхождение трехвалентных ионов в четвертую координацию.

Уиттейкер и Уикс проверяли данные Пейджа, отметив, что из 75 анализов только 57 являются представительными (Whittaker, Wicks, 1970). Авторы совершенно верно указали на упущение Пейджа, который пересчитывал анализы на 18 атомов (O, OH). Известно, что вода — наименее точно определяемый компонент, к тому же структурное положение группы (OH) и водорода в серпентинах до сих пор однозначно не установлено. Поэтому Уиттейкер и Уикс пересчитывали анализы на 14 атомов кислорода. В целом, по их данным, серпентины действительно различаются между собой по химическому составу. Главные отличия следующие:

1. Антигориты. Характерно высокое содержание SiO_2 и низкое MgO и H_2O + по сравнению с теоретической формулой. Содержание FeO никогда не бывает ниже 20–25% от суммы $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$.

2. Хризотилы. Содержания MgO и SiO_2 близки к теоретическим; очень малы количества Fe и Al, но повышено содержание H_2O^+ .

3. Лизардиты. Так же как и в хризотилах, содержание MgO и SiO_2 приближается к идеальному, весовой процент H_2O^+ близок к хризотилловому. Кремний замещается трехвалентными ионами в большей степени, чем в хризотилах и антигоритах. Содержание FeO составляет менее 7% от суммы $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$.

4. Шестислойные серпентины. Характерно очень высокое содержание H_2O^+ и очень низкое SiO_2 . В связи с этим возможно замещение Si^{4+} ионом (H^+). Другая отличительная особенность —

относительно низкое содержание FeO :
$$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3}$$
, составляющее 5–15%.

К сожалению, Уиттейкер и Уикс не привели петрографической характеристики использованных образцов, в связи с этим не ясно положение пегельчатого серпентина в их классификации. По химизму к нему близок шестислойный серпентин.

Подведя итог литературному обзору, посвященному химизму серпентинов, можно уверенно утверждать, что минералы этой группы отличаются не только по структуре, но и по химическому составу.

В первом приближении можно выделить группу антигоритов и группу, в состав которой входят хризотил, лизардит и шестислойный серпентин.

Ниже приведены результаты сопоставления химического состава выделенных нами серпентинов, которые базируются на 90 химических анализах (из них 51 — оригинальный, см. табл. I "Приложений"). Основное внимание уделено соотношению окисного и закисного железа, оснований и воды.

ПЕТЕЛЬЧАТЫЙ СЕРПЕНТИН

Петельчатый серпентин (альфа-хризотил, по В.Е. Трегеру, и лизардит первой генерации, по В.Р. Артемову) образуется только по оливину. Минерал слагает изогнутые жилки мощностью до 0,1 мм, развитие которых начинается от центральной просечки, сложенной изотропным серпентином (рис. 28). Цвет серпентина желтовато-зеленый (N_g) до желтого (N_p).

Фотографии реплик свежих сколов образцов частично серпентинизированных дунитов Кытлымского (обр. К-2) и Нижне-Тагильского (обр. 1446) массивов, снятые при увеличениях 10000–25000, однозначно устанавливают волокнистый облик минерала (рис. 29). Единичные волокна представляют собой, по всей вероятности, трубки диаметром 20–80 нм, имеющие сложное строение и похожие на образования, описанные И.М. Лашневым (1969).

В целях изучения химического состава петельчатого серпентина особое внимание было уделено получению мономинеральных фракций этого минерала. После тщательного изучения большого числа шлифов с серпентином было отобрано 17 образцов, содержащих только один петельчатый серпентин. Для удаления оливина, энстатита и хромшпинелида раздробленная порода (0,05 мм) после отмывки в воде многократно центрифугировалась в бромформе (уд. вес. 2,55–2,56 г/см³). В дальнейшем легкая фракция обрабатывалась 20%-ной уксусной кислотой для удаления брусита (Hostetler и др., 1966). Чистота полученной монофракции серпентина контролировалась под микроскопом в иммерсионной среде и термическим анализом.

В табл. I "Приложений" приведено 17 оригинальных химических анализов петельчатого серпентина. Все полные анализы пересчитаны на кристаллохимические формулы. В связи с этим следует остановиться на выборе способа расчета этих формул. В литературе в настоящее время химические анализы пересчитываются различными методами: методом зарядов (Faust, Fahey, 1962), полным кислородным методом (Дир и др., 1966), по части кислорода (Артемов, Ковалев, 1967). Большая часть перечисленных методов имеет определенные недостатки: метод зарядов не дает истинного соотношения катионов, кислорода и воды; за основу пересчета по классическому кислородному способу принимается содержание воды —

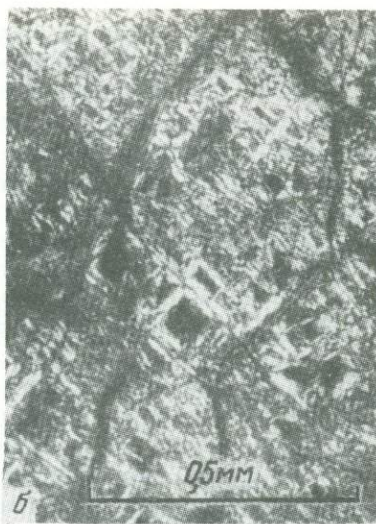
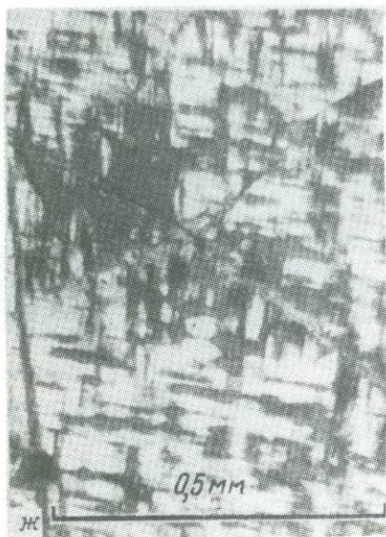


Рис. 28. Морфология породообразующих серпентиновых минералов

а - петельчатый серпентин, дунит Нижне-Тагильского массива, шл. 1897, с анализатором; *б* - в сильной степени петельчато серпентинизированный дунит, Кемпирсайский массив, шл. 350, с анализатором; *в* - лизардит, секториально-гаснущий; апогарцбургитовый серпентинит Восточно-Тагильского массива, шл. 3874, с анализатором; *г* - лизардит ленточный в петельчато-серпентинизированном дуните Баженовского массива, шл. 2177, с анализа-



тором; *д* - прожилковый хризотил в апогарцбургитовом антигоритовом серпентините, Баженовский массив, шл. 2248, с анализатором; *е* - перистый хризотил, апогарцбургитовый серпентинит Баженовского массива, шл. 2210, с анализатором; *ж* - решетчатый хризотил, апогарцбургитовый серпентинит Баженовского массива, шл. 2301, с анализатором; *з* - прорастание хризотила (серый) немалитом (белый), антигоритовый серпентинит Баженовского массива, шл. 2178, с анализатором

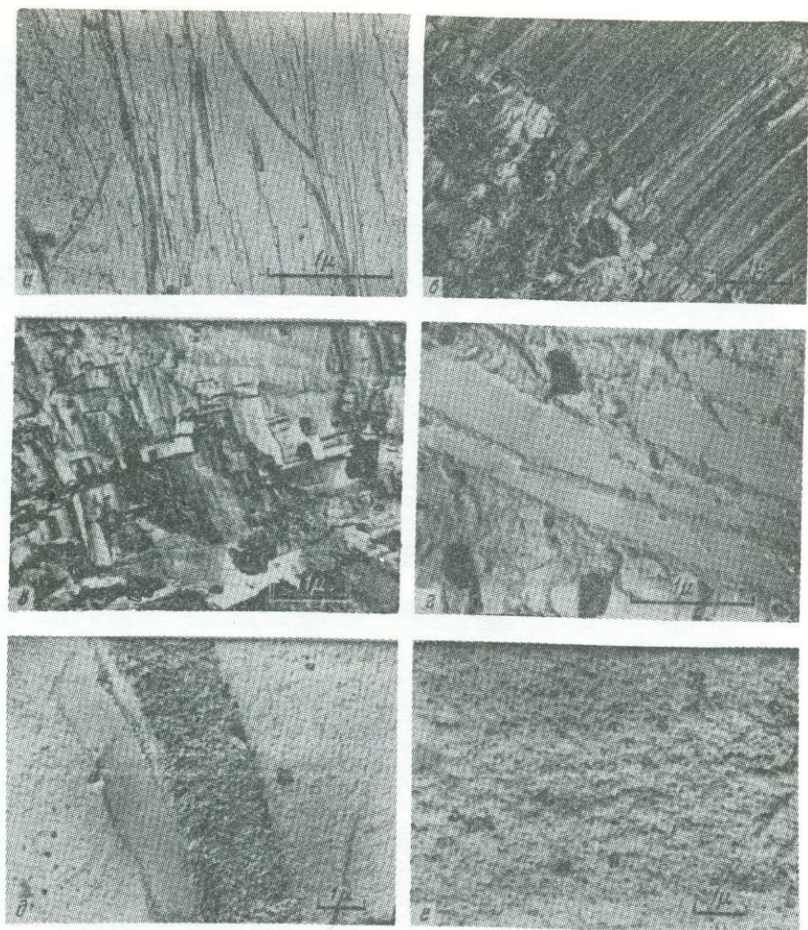


Рис. 29. Электроноскопические снимки реплик со сколов дунитов ранней степени серпентинизации (обр. К-2 и 1446)

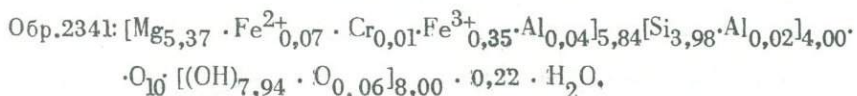
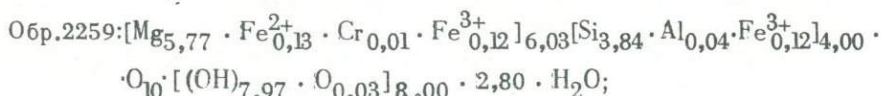
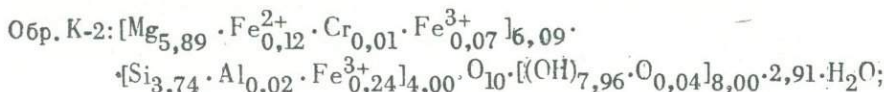
a-b — продольные сечения жилок петельчатого серпентина; *c-e* — поперечные сечения жилок

компонента, наименее точно определяемого (Faust, Fahey, 1962; Борнеман-Старынкевич, 1964; Whittaker, Wicks, 1970).

Нами применялся катионный способ пересчета, преимущества которого перед другими методами убедительно показала И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Сравнение кристаллохимических формул наших серпентинов, рассчитанных этим методом и по безводному веществу (на основе 14 атомов кислорода), показало близкие результаты, причем пересчет на 10 катионов дал лучшие суммы катионов. Ниже приведены кристаллохимические формулы, рассчитанные по части кислорода,

которые можно сравнить с формулами серпентинов, рассчитанных катионным методом (табл. I).



Железистость петельчатого серпентина колеблется в пределах 6–12 мол.% и соответствует колебаниям железистости сосуществующего оливина (см. ниже рис. 65), однако несколько ниже ее за счет повышенной по сравнению с оливином железистости брусита.

При рассмотрении анализов петельчатых серпентинов прежде всего обращает на себя внимание высокое содержание воды, значительно большее, чем в теоретической формуле серпентина. При этом намечается прямая зависимость содержания воды от количества Fe_2O_3 (см. ниже рис. 32); коэффициент корреляции равен 0,82.

В бедных окисным железом серпентинах содержание воды увеличивается от 13% (в среднем), что соответствует теоретической формуле минерала, до 15–16% при 5–8% Fe_2O_3 . Таким образом, 4–7% Fe_2O_3 соответствуют 2–3% воды. В молекулярном отношении $\Delta\text{Fe}_2\text{O}_3 : \Delta\text{H}_2\text{O}$ варьирует примерно от 1:3 до 1:6. Минимальное соотношение соответствует $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Все эти расчеты сугубо приблизительные, однако они с несомненностью показывают, что вхождение окиси железа в решетку серпентина не ограничивается замещением двухвалентного железа трехвалентным, а влечет за собой существенное изменение состава минерала в целом.

Действительно, расчет кристаллохимических формул минерала показывает, что большая часть трехвалентного железа входит в четверную координацию вместе с кремнием и алюминием. Можно было бы предположить загрязнение фракции серпентина тонкодисперсными гидроокислами железа, однако образцы перед анализом обрабатывались уксусной кислотой, а дериватограммы показали отсутствие гидроокислов. Замещение кремния трехвалентным железом характерно для всех без исключения проанализированных образцов.

Как известно, вхождение трехвалентного железа в четверную позицию типично для септехлоритов ряда амезит–кронстедтит. Таким образом, петельчатые серпентины можно представить как изоморфную смесь магнезиального серпентина с ферри–ферро–септехлоритом, отвечающим по составу кронстедтиту, в котором часть двухвалентного железа замещена магнием: $[\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}]_6 [\text{Si}, \text{Fe}^{3+}]_4 \text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

Изоморфной примесью кронстедтитового компонента объясняется, по-видимому, отчетливый плеохроизм апооливинового серпентина, не свойственный, как подчеркивал В.Н. Лодочников (1936), минералам серпентиновой группы и являющийся характерной особенностью хлоритов.

Поскольку в настоящей работе основное внимание уделено распределению железа среди минералов ультрабазитов и для удобства сопоставления химических анализов этих минералов нами использовались параметры химического состава — железистость и степень окисления железа. Железистость подсчитывалась в молекулярных процентах и численно равна:

$$f = \frac{(2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) \cdot 100}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} \text{ мол.}\%$$

Степень окисления железа определялась в весовом (ϕ) и молекулярном (ψ) выражении:

$$\phi = \frac{0,9\text{Fe}_2\text{O}_3}{0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}, \text{ вес. \%}, \quad \psi = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}, \text{ мол. \%}$$

ϕ и ψ связаны зависимостями:

$$\phi = \frac{2}{1 + \psi} \quad \text{и} \quad \psi = \frac{\phi}{2 - \phi} \quad \text{при} \quad \psi = 0,5 \quad \text{и} \quad \phi = 0,67.$$

Коэффициент ψ удобен для сопоставления степени окисления железа в породе, минерале и магнетите. Если ψ в минерале меньше 0,5, выделение магнетита повышает ϕ и ψ породы, если больше — понижает. Если в минерале $\psi = 0,5$, то имеет место экстремальное состояние равновесия минерала с магнетитом. Можно выбрать и другие отношения, характеризующие степень окисления железа (Штейнберг, Чашухин, 1970б).

Степень окисления железа (ϕ) в петельчатом серпентине варьирует от 0,60 до 0,87 (табл. I "Приложений"), наиболее часто встречающиеся значения укладываются в интервал 0,65–0,75 (табл. I там же).

На рис. 30 составы изученных нами серпентинов сопоставлены в координатах $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$. Здесь же проведены лучи одинаковой степени окисления железа $\frac{3}{2}$ (в молекулярном выражении). Отчетливо видно, что практически все анализы петельчатых серпентинов укладываются в сектор $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe} = 0,57-0,86$.

Соотношение FeO и Fe_2O_3 в баститах, судя по литературным данным (Соболев, 1951а), точно такое же, что и в петельчатом серпентине.

Химические анализы мономинеральных фракций были дополнены расчетами химического состава брусит-серпентиновой смеси на основе химических анализов серпентинизированных дунитов путем вычитания содержаний компонентов, связанных с оливином, из общего состава породы (см. ниже рис. 37). Количество оливина

определялось по содержанию воды как показателю степени серпентинизации, железистость его принималась равной железистости породы. Результаты пересчета приведены в табл. 5 (см. ниже стр. 91). Они показывают, что степень окисления железа в такой смеси равна магнетитовой, из чего следует, что в самом серпентине она должна быть несколько выше, поскольку степень окисления железа в брусите хотя и не равна нулю (см. ниже рис. 66), но меньше магнетитовой. Поскольку в брусите содержится примерно 10–15% общего железа по отношению к породе, постольку влияние пониженной степени окисления железа в брусите на ее величину в серпентине невелико. Ввиду неопределенности степени окисления железа в брусите, точно эта величина подсчитана быть не может. По примерной оценке она составляет (при степени окисления железа в брусите 40% и железистости 13%) 75% против 67% в магнетите.

Очень показательна диаграмма соотношений воды и оснований в серпентиновых минералах различных видов. На рис. 31 (верхняя

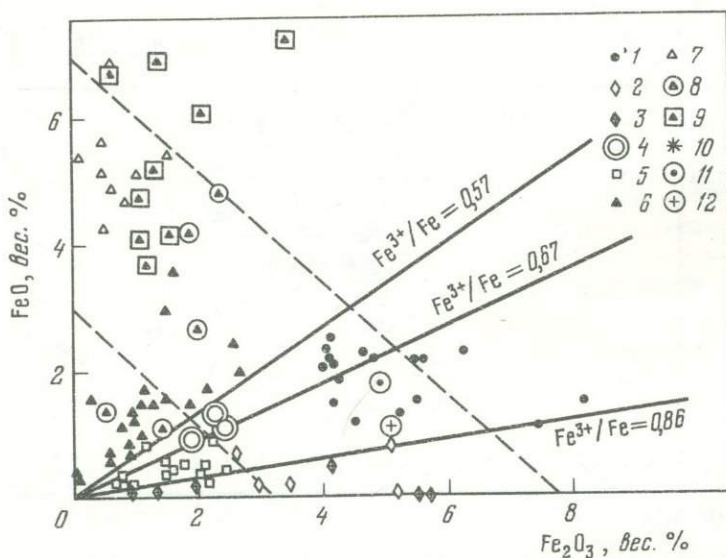


Рис. 30. Соотношения FeO и Fe₂O₃ в серпентинах

1 - петельчатые серпентины (без поправки на когенит); 2 - лизардиты Урала; 3 - лизардиты мира (Whittaker, Wicks, 1970); 4 - "лизардиты первой генерации" (Артемов, Ковалев, 1967; Колбанцев, 1971); 5 - антигориты, сосуществующие с магнетитом, из мантийных ультрабазитов; 6 - антигориты из безмагнетитовых серпентинитов Полевского района; 7 - антигориты Печенги (Корнилов, 1961); 8 - антигориты Сарановского массива, западный склон Урала (Варлаков и др., 1970); 9 - хризотилы, 10 - геотермический состав серпентина (см. рис. 31); 11 - средний состав петельчатого серпентина (без поправки на когенит); 12 - средний состав петельчатого серпентина (с поправкой на когенит)

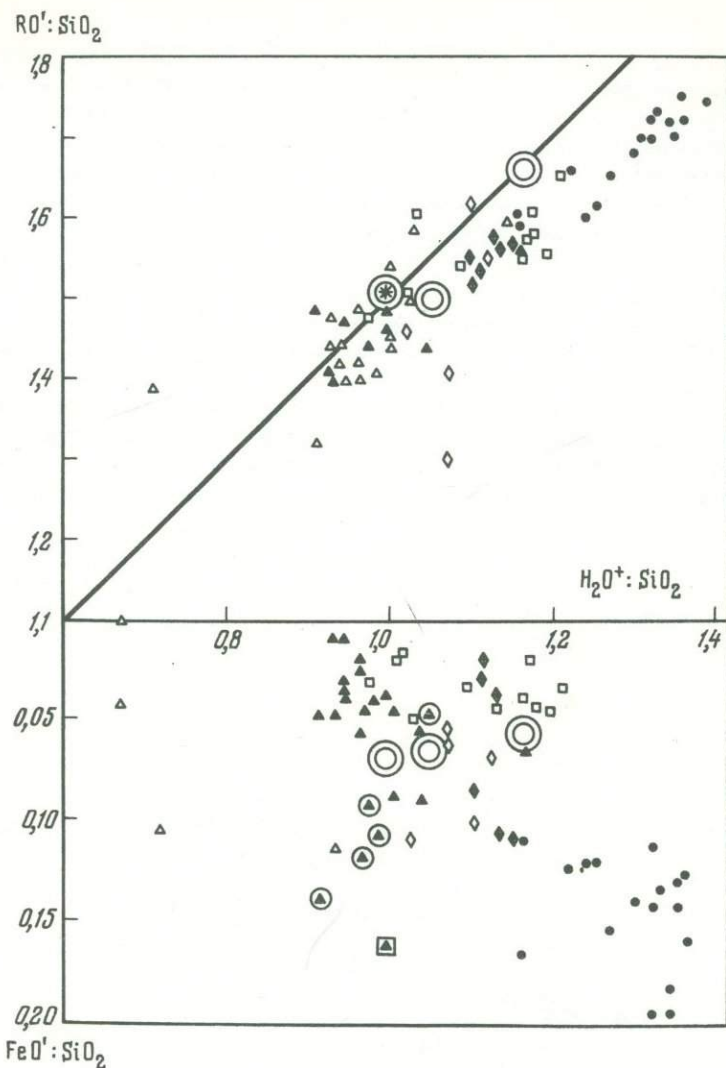


Рис. 31. Соотношения $RO': SiO_2 - H_2O^+: SiO_2 - FeO': SiO_2 - H_2O^+ : SiO_2$ в серпентинах

Условные обозначения те же, что на рис. 30

часть) по осям координат отложены молекулярные отношения суммы оснований и воды к кремнезему. Звездочкой обозначен состав, отвечающий формуле $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Все серпентиновые минералы образуют четко выраженную моновариантную серию, в которой зависимость между RO' и H_2O близка к прямолинейной, выражаемой уравнением $\frac{RO'}{SiO_2} = \frac{H_2O^+}{SiO_2} + 0,5$ (на рис. 31 прямая

линия). Это означает, что химический состав минералов может быть представлен как теоретический серпентин $H_4R_3Si_2O_9 \pm$ некоторое количество RO' и H_2O^+ .

Петельчатые серпентины образуют довольно компактную группу с максимальным избытком оснований и воды. Так же четко обособляются петельчатые серпентины на диаграммах $FeO : SiO_2 - H_2O^+ : SiO_2$ (рис. 31, нижняя часть), $Fe_2O_3 : SiO_2 - H_2O^+ : SiO_2$ — $FeO : SiO_2$ и $Fe_2O_3 : SiO_2 - RO' : SiO_2 - FeO : SiO_2$ (рис. 32).

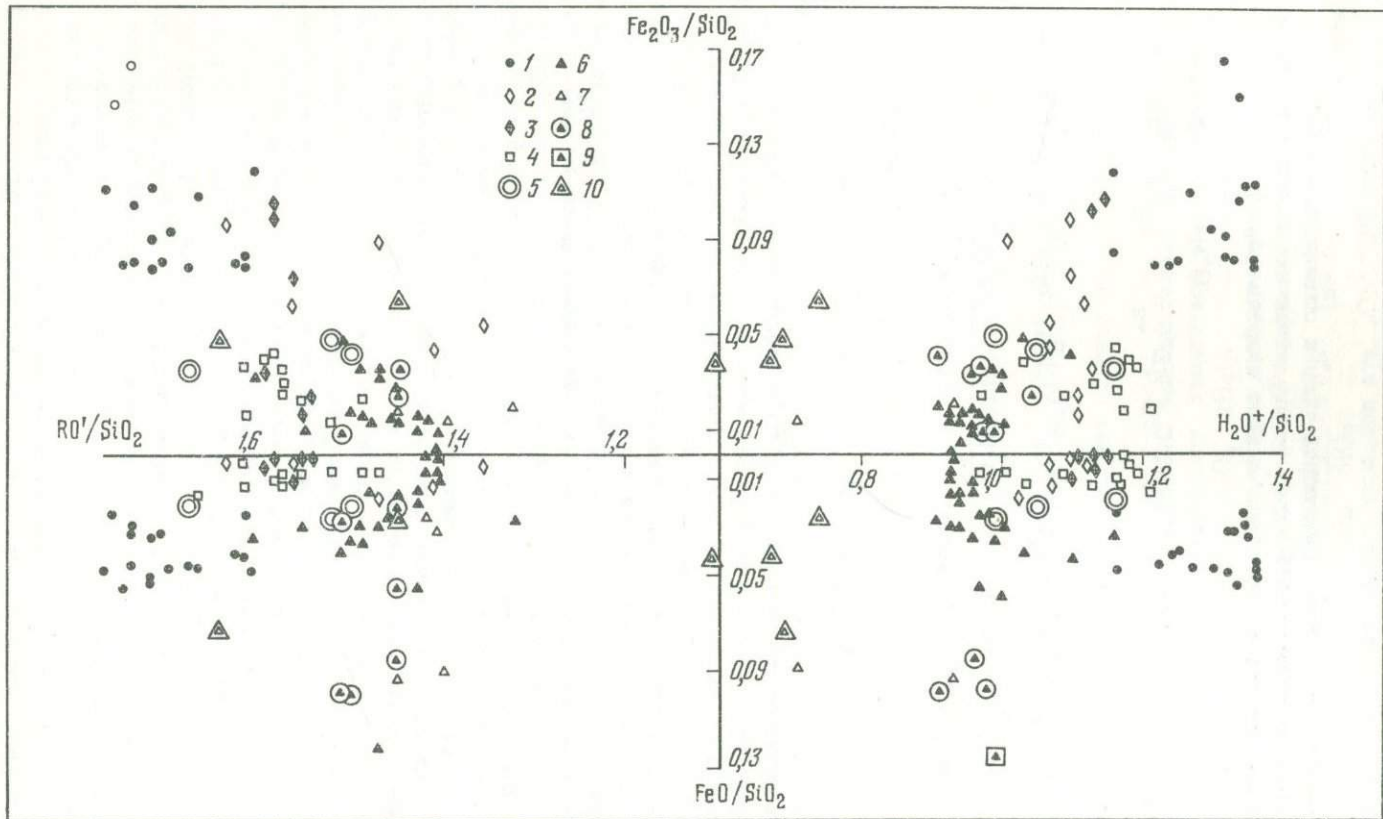
Приведённые выше расчеты сделаны при допущении мономинеральности выделенных фракций петельчатого серпентина. В действительности, как показали наши исследования (см. ниже), эти фракции содержат небольшую примесь (около 1%) тонкодисперсного когенита (Fe_3C), неотделимую от серпентина ни физическими, ни химическими методами. Исходя из полученных нами данных можно предварительно считать, что в карбидной форме присутствует примерно 1/8 часть всего железа в когенит-серпентиновой смеси. В связи с этим общее содержание железа в действительно мономинеральном петельчатом серпентине следует уменьшить примерно на 10–15% (относительных) целиком за счет двухвалентной его формы, что влечет за собой увеличение степени окисления железа (например, от 67 до 77%). Тем самым деление на закисные и окисные серпентины становится еще более четким, так как степень окисления железа в последних оказывается заметно выше магнетитовой и между обеими группами на диаграмме $FeO - Fe_2O_3$ образуется разрыв.

Приводим средние химические составы петельчатого серпентина (по 17 анализам), подсчитанные без поправки (1) и с поправкой (2) на когенит, и рассчитанные на их основе кристаллохимические формулы:

- 1) $SiO_2 - 38,12\%$, $Al_2O_3 - 0,38\%$, $Cr_2O_3 - 0,07\%$, $Fe_2O_3 - 5,06\%$,
 $FeO - 1,85\%$, $MgO - 39,21\%$, $H_2O^+ - 14,73\%$, $H_2O^- - 0,58\%$, сумма — 100,00%;
- 2) $SiO_2 - 38,45\%$, $Al_2O_3 - 0,38\%$, $Cr_2O_3 - 0,07\%$, $Fe_2O_3 - 5,06\%$, $FeO - 1,05\%$,
 $MgO - 39,55\%$, $H_2O^+ - 14,86\%$, $H_2O^- - 0,58\%$, сумма — 100,00%;
- 1) $[Mg_{5,70}Fe^{2+}_{0,15}Fe^{3+}_{0,15}]_6 [Si_{3,73}Al_{0,05}Fe^{3+}_{0,22}]_4 [O_{9,90}(OH)_{0,10}]_{10}(OH)_8 \cdot 0,75H_2O$;
- 2) $[Mg_{5,74}Fe^{2+}_{0,09}Fe^{3+}_{0,17}]_6 [Si_{3,75}Al_{0,05}Fe^{3+}_{0,20}]_4 [O_{9,92}(OH)_{0,08}]_{10} \cdot (OH)_8 \cdot 0,78H_2O$.

Как видно из приведенных данных, поправка на когенит не влияет на вывод о вхождении значительной части трехвалентного железа в четверную координацию и лишь уменьшает количество двухвалентного железа.

На величине $RO' : SiO_2$ эта поправка сказывается незначительно, уменьшая ее на 0,01–0,02.



Уточнение величины поправки — задача ближайших исследований. К остальным видам серпентиновых минералов эта поправка не относится.

Особое положение на приведенных диаграммах занимают немногочисленные анализы В.Р. Артемова (1967) и Р.В. Колбанцева (1971). По мнению авторов, эти анализы характеризуют породообразующий серпентин, слагающий поперечно-волокнистые жилки. В.Р. Артемов признает, что изученные им пробы представляли не мономинеральные фракции серпентина, а брусит-серпентиновую смесь, поэтому пересчет химических анализов показывает избыток оснований против теоретического состава серпентина. Более того, железистость проанализированного В.Р. Артемовым и Р.В. Колбанцевым серпентина резко отличается от довольно стандартной железистости породообразующего раннего петельчатого серпентина, что нельзя объяснить примесью брусита. Возникает обоснованное сомнение: что же анализировали авторы, какой вид серпентина? Судя по всему, не тот поперечно-волокнистый серпентин, который доминирует в продуктах ранней серпентинизации и отчетливо обособляется на диаграмме $FeO - Fe_2O_3$ на рис. 30 по данным наших анализов. Скорее всего, они анализировали смесь серпентина, называемого ими лизардитом второй генерации, с тонкодисперсным бруситом.

Серпентины, описанные В.Р. Артемовым, которые он предлагает рассматривать как лизардит первой генерации, по химическому составу не похожи ни на породообразующий петельчатый серпентин, ни на лизардит. Все лизардиты, называемые так исследовавшими их авторами (кроме "лизардитов" В.Р. Артемова и Р.В. Колбанцева), образуют четко выраженную серию с самой высокой из всех серпентиновых минералов степенью окисления, во всех анализах превышающей 78% (в 9 из 11 анализов — 85%, в 8 — 90%, в 4 — 96%). В первом приближении — это окисные минералы, содержащие десятые доли процента закиси железа при содержании окиси до 7%. В этом отношении серпентины, названные нами лизардитами, полностью аналогичны классическим, описанным Уиттейкером и Уиксом (Whittaker, Wicks, 1970).

Такое совпадение не может быть случайным и свидетельствует о том, что серпентин, названный нами лизардитом, по химическому

Рис. 32. Соотношения $Fe_2O_3 : SiO_2 - H_2O^+ : SiO_2 - FeO : SiO_2 - Fe_2O_3 : SiO_2 - RO : SiO_2 - FeO : SiO_2^B$ в серпентинах
1 — петельчатые серпентины; 2 — лизардиты Урала; 3 — лизардиты Уиттейкера и Уикса (Whittaker, Wicks, 1970); 4 — хризотилы; 5 — "лизардиты первой генерации" В.Р. Артемова (1967) и Р.В. Колбанцева (1971); 6 — антигориты, сосуществующие с магнетитом, из мантийных серпентинитов; 7 — антигориты из безмагнетитовых мантийных серпентинитов; 8 — антигориты Сарановского массива (Варпайков и др., 1970); 9 — антигориты Печенги (Корнилов, 1961); 10 — антигориты из войкаритов, по Г.Н. Савельевой

составу, во-первых, аналогичен классическому, во-вторых, резко отличается от петельчатого серпентина.

В целях выяснения структурной принадлежности петельчатого серпентина мы сочли необходимым провести небольшое самостоятельное рентгеновское изучение и сопоставление этих двух разновидностей серпентиновых минералов.

Прежде чем перейти к полученным результатам, следует остановиться на своеобразии структурных деталей минералов серпентиновой группы и на обусловленной этим более развернутой их номенклатуре.

Б.Б.Звягин и др. (1966), основываясь на результатах микродифракционного изучения однослойных серпентинов, выделили четыре упорядоченные структуры (модификации), различающиеся взаимным расположением и периодом чередования слоев, которое обычно сводится к смещению слоев (сеток) по осям a и b на величину $a/3$ и $b/3$. Характер смещений, их упорядоченные или неупорядоченные чередования приводят к тому, что любой конкретный образец может быть сложен либо одной, либо сочетанием нескольких упорядоченных модификаций, поскольку каждой модификации свойствен свой характер смещения слоев (сеток). Рентгенографически это выражается в расположении и интенсивности рефлексов hkl с $k \neq 3k'$.

Нарушение упорядоченности смещения слоев приводит к исчезновению (диффузному размытию) рефлексов с $k = 3k'$; т.е. рефлексов типа 02_1 . Так, из 10 образцов однослойных серпентинов Уиттейкера и Зусмана (Whittaker, Zussman, 1956) только в одном представлены оба отражения 021 и 022 . Поэтому, как указал Б.Б.Звягин, остальные 10 образцов нельзя связывать с какой-либо определенной упорядоченной структурой и, следовательно, было бы неправильным дать одно общее наименование всей группе этих образцов.

Изложенное выше еще в большей степени относится к рентгенограммам в работах В.Р.Артемова (1967, 1973) и Г.В.Пинуса и сотрудников (Пинус и др., 1973). Во всех случаях в порошкограммах изученных ими образцов рефлекс 021 и 022 отсутствуют. Р.В.Колбанцев (1971) вообще не приводит полной рентгенограммы. В связи со сказанным точная идентификация образцов невозможна.

Проведенное нами рентгеновское изучение семи образцов петельчатых серпентинов и 4 - лизардита, соответственно относимых В.Р.Артемовым к лизардитам первой и второй генерации, показало, что по степени совершенства структуры их можно разделить на три группы.

Первая группа - наиболее упорядоченные серпентины. К ней относятся два образца петельчатого серпентина: К-14 и 3888. Высокая степень совершенства структуры подтверждается наличием отражений 021 и 022 .

Вторая группа - менее упорядоченные серпентины, в порошкограммах которых отсутствует отражение 022 . К ним относятся большинство петельчатых серпентинов и два образца лизардита. Следует отметить, что по данным Руклиджа и Зусмана (Rucklidge, Zus-

span, 1965), изучивших наиболее совершенный образец однослойного серпентина, интенсивность рефлекса 022 значительно ниже, чем у 021. Поэтому отсутствие отражения 022 при наличии рефлекса 021 позволяет предполагать достаточно высокую упорядоченность этой группы образцов, поскольку отражение 022 вследствие очень слабой интенсивности могло не проявиться. По этой причине образцы этой группы близки к образцам первой группы.

Третья группа — неупорядоченные серпентины. Здесь отсутствуют оба отражения. К ним относятся два образца петельчатых серпентинов и два — лизардита. У образцов этой группы некоторые отражения заметно размыты (уширены). Причиной размытия может явиться наличие в решетке материала сильных внутренних микронапряжений, локализованных в объемах блоков мозаики.

Таким образом, только два образца — оба петельчатых серпентинов — имеют строго упорядоченную структуру, что позволяет определить их модификационный состав.

Интенсивность рефлексов рассчитана по выражению:

$$I = \frac{1 + \cos^2 2\theta}{\cos^2 \theta \cdot \sin \theta} \cdot \Sigma |F|^2,$$

где $\frac{1 + \cos^2 2\theta}{\cos^2 \theta \cdot \sin \theta} = LPG$ — произведение коэффициента Лоренца, поляри-

зационного и геометрического множителей для соответствующего рефлекса в случае съемки на дифрактометре; $\Sigma |F|^2$ — квадрат модуля структурного фактора (Звягин и др., 1966).

Результаты расчета отношений интенсивностей рефлексов и 021 и сравнение их с экспериментальными приведены в табл. 2. Экспериментальные интенсивности определялись как площади дифракционных пиков. Отношения экспериментально найденных интенсивностей не совпадают с расчетными, т.е. образцы К-14 и 3888 не являются представителями какой-либо одной упорядоченной модификации. Принимая за основу интенсивность рефлекса 021, как наиболее расходящуюся с расчетной, находим, что наши образцы можно описать сочетанием модификаций 1Т и 2М₁ в следующих соотношениях: обр. К-14 — 0,6(1Т) + 0,4(2М₁), обр. 3888 — 0,3(1Т) + 0,7(2М₁). Основой обр. К-14 служит однослойная модификация тригональной сингонии, однако строгая повторяемость в один слой сочетается со строгой же повторяемостью в два слоя. Для обр. 3888 основой является двухслойная модификация моноклинной сингонии. По данным Б.Б. Звягина (1966), модификация 2М₁ может быть отнесена к одной из модификаций шестислойного серпентина. В этом случае образцы К-14 и 3888 могут рассматриваться как сочетание одно- и шестислойного серпентина. Такое заключение справедливо в силу того, что на дифрактограмме обр. 3888 проявляются рудименты рефлексов с $d = 4,23, 4,09$ и $3,16 \text{ \AA}$, отвечающие шестислойному серпентину.

Таблица 2

Отношения интенсивностей отражений 021 упорядоченных модификаций однослойных серпентинов и сопоставление их с экспериментальными данными

| hkl | Модификация | | | | |
|-----|----------------------------------|------|-----------------|--|------|
| | I : I ₀₂₀ , расчетное | | | I : I ₀₂₀ , экспериментальное | |
| | 1T | 1M | 2M ₁ | K-14 | 3888 |
| 020 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 021 | 0,59 | 0,57 | 0,084 | 0,39 | 0,25 |
| 022 | 0,20 | 0,20 | 0,15 | 0,22 | 0,23 |

Основываясь на общности происхождения, можно предполагать, что образцы второй группы также представлены сочетанием этих модификаций, и всю группу петельчатых серпентинов можно рассматривать как в той или иной мере упорядоченные образования с различным соотношением одно- и шестислойных серпентинов.

В пользу сказанного говорят наблюдаемый в природе постепенный переход шестислойных серпентинов в лизардит (Muller, Schadel, 1968), а также сопоставление химизма петельчатых серпентинов и лизардитов с составом рентгеновски охарактеризованных образцов Уиттейкера и Уикса (Whittaker, Wicks, 1970). Наши лизардиты абсолютно аналогичны лизардитам Уиттейкера и Уикса, петельчатые серпентины близки по составу шестислойным серпентинам: в них также наблюдается недостаток кремнекислоты и избыток воды против теоретической формулы серпентина.

Что же касается данных В.Р. Артемова, то приводимые им в качестве эталонных рентгенограммы "лизардитов 1 генерации" следует отнести к третьей неупорядоченной группе, в которой в основном представлены серпентины, по химизму и морфологии названные нами лизардитами. Отсутствие рефлексов 021 не позволяет определить модификационный состав этих образцов. Но ясным остается следующее: ни по химическому составу, ни по рентгеноструктурным данным указанные образцы не могут рассматриваться в качестве эталонных петельчатых серпентинов.

Термовесовой анализ образцов петельчатых серпентинов выполнялся на дериватографе системы Ф.Паулик и Л.Эрдеи (ВНР), позволяющем при нагревании одной навески автоматически записывать четыре кривые: температурную, потерь веса, дифференциально-термическую и дифференциально-термическую кривую потерь веса. В целях повышения разрешающей силы прибора для выделения термических процессов, близких по температуре, применялся тарельчатый держатель образцов. Условия съемки: навеска от 380 до

1870 мг, скорость нагрева 10° в минуту, инертное вещество — прокаленная Al_2O_3 . Температура измерялась в пробе.

В табл. 3 приведена характеристика образцов петельчатого серпентина, отобранных для термического анализа. Дериватограммы представлены на рис. 33.

Для типичной дериватограммы серпентина характерны: один экзотермический максимум 820-900°С, отделенный от эндотермического перегибом, и эндотермический пик в области 650-730°С. Эндотермический максимум 700°С (проба 1446 м) и 710°С (проба У-78м) вызван небольшой примесью антигорита. Ширина эндотермического пика (665-690°) в пробе 3883, судя по характеру дифференциальной термограммы, объясняется присутствием двух серпентинов: петельчатого серпентина и бастита (других серпентинов, например антигорита, в шлифах обнаружено не было).

В связи с тем, что, по данным некоторых исследователей, петельчатый серпентин складывается двумя минералами — лизардитом и клинохризолитом (Faust, Fahey, 1962; Page, 1967a; Basta, Kader, 1967), была сделана попытка выявить эти фазы с помощью термического анализа. Фауст и Нейджи нашли, что обработка лизардит-хризотиловой фракции 1-N соляной кислотой при температуре, равной $95 \pm 1^\circ$, в течение часа разрушает хризотил, практически не затрагивая лизардит (Faust, Nagy, 1967). Эта методика использовалась

Таблица 3

Характеристика образцов петельчатого серпентина, отобранных для термического анализа.

| Проба | Порода | Массив | Примеси | Примечание |
|---------|------------|---------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|
| К-2 | Дунит | Кытлымский | Брусит, оливин | Порода |
| К-2м | " | " | - | Чистый |
| К-Тт | " | " | Брусит, оливин | Использовался тарельчатый держатель |
| К-3 | " | " | Брусит, оливин | Слабая степень серпентинизации. (17%) |
| 1446м | " | Нижне-Тагильский | - | Чистый |
| 1446НС1 | " | " | - | Чистый, после воздействия НС1 |
| У-78м | " | Уктусский | Антигорит | |
| 3883 | Гарцбургит | Восточно-Тагильский | Бастит, брусит, оливин, ортопироксен | Порода |
| К-13 | Дунит | Кытлымский | Брусит двух генераций, оливин | " |

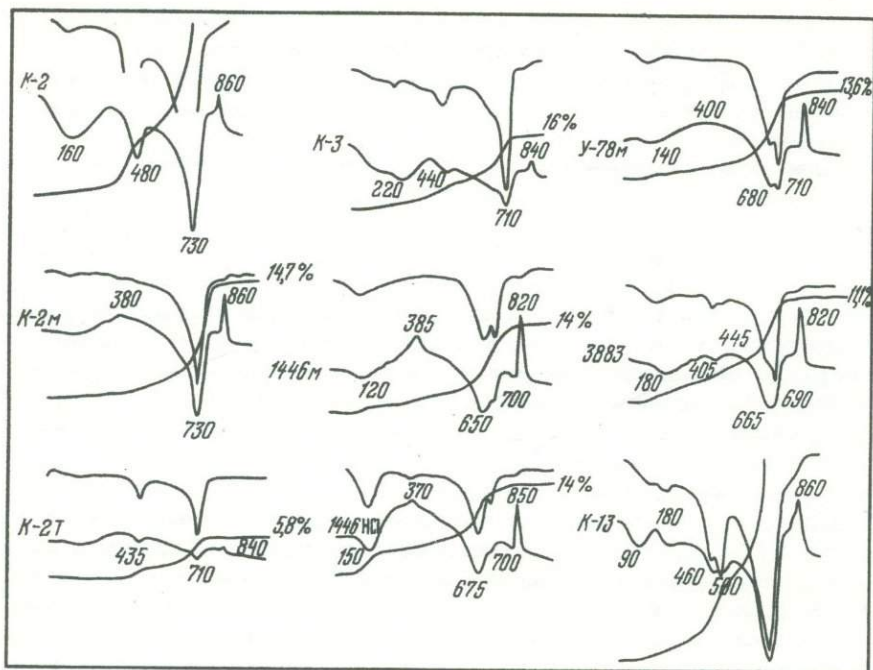


Рис. 33. Дериватограммы петельчатых серпентинов (характеристика образцов приведена в табл. 3)

ими для количественных подсчетов хризотила и лизардита в их смесях с помощью дифрактометрии. Мы повторили этот эксперимент с образцом 1446, применив, кроме того, последующее растворение хризотилового геля в углекислом натрии (Iang, 1960). Однако характер дериватограммы образца 1446M в результате химической обработки не изменился (рис. 33). Применение тарельчатого держателя также не привело к разделению эндотермического максимума 730° обр. К-2. Таким образом, можно предполагать, что образцы типичного петельчатого серпентина К-2 и 1446 не являются механической смесью двух серпентиновых минералов, а представляют собой однородное структурное образование.

Следовательно, данные термического анализа, наблюдения в шлифах, снимки реплик и особенности химического состава противоречат данным тех исследователей, которые рассматривают петельчатый серпентин как смесь двух серпентинов — лизардита и клинохризотила.

Критерием истинной двухфазности можно считать, по-видимому, раздвоение пика на термограммах. На рис. 34 приведен пример такой термограммы, рентгеноструктурный анализ в этом случае показал также смесь двух серпентиновых минералов — лизардита и хризотила, хотя в шлифе серпентин совершенно однороден. Таким образом, петельчатый серпентин — химически индивидуализированный

минерал с определенными, отличными от других серпентинов, особенностями химического состава. По химическим свойствам он очень похож на шестислойные серпентины, описанные Уиттейкером и Уиксом. Выяснение химизма петельчатого серпентина и подбор краткого и точного названия минерала — задача дальнейших исследований.

ЛИЗАРДИТ

Лизардит как самостоятельную структурную разновидность серпентина стали выделять в конце 50-х годов. До этого времени его относили либо к антигориту, либо к хризотилу (Кротов, 1915).

В 1949 г. Мидгли, изучавший ультрабазиты Лизарда, обнаружил "... белый мылоподобный минерал, макроскопически трудно определяемый" (Midgley, 1951). При детальном изучении он оказался сходным с серпентином, хотя имел некоторые структурные отличия от хризотила и антигорита. Уиттейкер и Зусман назвали этот пластинчатый минерал лизардитом (Whittaker, Zussman, 1956). По химизму, характеру кривой дифференциального термического анализа (ДТА) и спектрам инфракрасной спектроскопии (ИКС) лизардит во многом сходен с хризотилом (Midgley, 1951; Faust, Fahey, 1962; Brindley, Zussman, 1959). Уиттейкер и Уикс отмечали высокую степень окисления железа, свойственную лизардитам (Whittaker, Wicks, 1970).

Авторы относят к лизардиту серпентин, слагающий изометричные секториально гаснущие зерна, желтовато-зеленоватые или бесцветные, часто разделенные жилками хризотила с магнетитом. Поперечник зерен лизардита обычно соизмерим с размером кристаллов оливина, по которому развивается этот серпентин. Иногда лизардит образует систему жилкок, направленно секущих весь шлиф; в этом случае устанавливается, несомненно, пластинчатый и более поздний, по сравнению с петельчатым серпентином, характер развития минерала (рис. 28, в, г).

Термический анализ лизардита. Определенную трудность представляло выделение монофракций лизардита, обычно находящегося в проращении с хризотилом, магнетитом и карбонатом. Выделенная в бромформе (уд. вес 2,55—2,56) после магнитного сепарирования серпентиновая смесь обрабатывалась 1-N HCl в течение часа при температуре, равной $95 \pm 1^\circ\text{C}$, для растворения реликтов карбоната и разрушения хризотила (Faust, Nagy, 1967) с последующим растворением кремнистого геля в углекислом натрии (Iang, 1960).

На рис. 34 приведены дериватограммы образца 2341 до и после химической обработки. Карбонат растворился полностью и почти полностью хризотил (эндотермические пики 570 и 785°C исчезли). Термический анализ проводился на дериватографе, скорость нагрева 10° в минуту, вес образца — 380 мг, инертное вещество — Al_2O_3 ; температура измерялась в образце. Таким образом, серпентин, относимый нами к лизардиту, является однородной фазой, термографически характеризующейся одним эндотермическим пиком 720°C , в дальнейшем переходящим в экзотермический ($835\text{--}840^\circ\text{C}$) через перегиб.

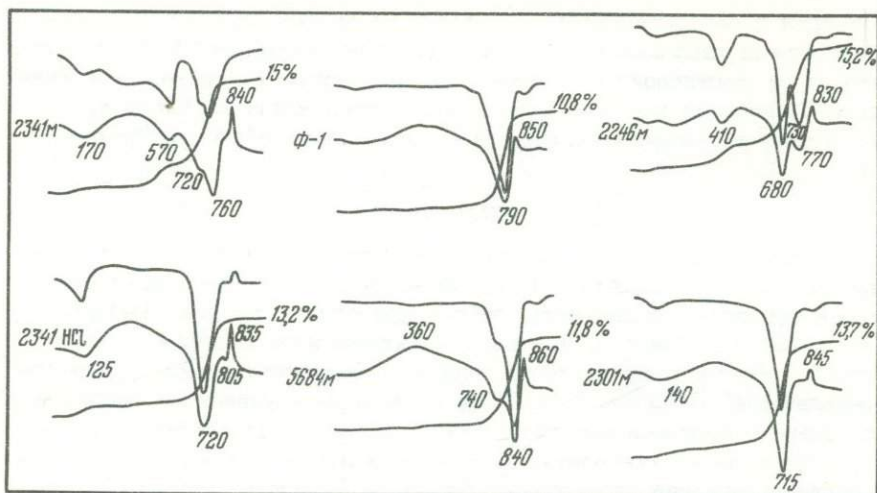


Рис. 34. Дериватогаммы lizardита (2341 м - до обработки, 2341 HCl после обработки 1N HCl), хризотила 2301 м, антигоритов $\phi-1$, 5684 м и 2246 м

Химический состав lizardитов (табл. I, рис. 30) характеризуется очень высокой степенью окисления железа, значительно большей, чем в петельчатом серпентине. Анализы lizardита располагаются между лучами $\phi = 0,86$ и чистой Fe_2O_3 .

Судя по диаграмме $FeO-Fe_2O_3$ (рис. 30), железистость минерала варьирует в широких пределах. Это, по-видимому, объясняется следующим: lizardит редко образует мономинеральную породу, почти всегда по нему развивается хризотил; в процессе хризотилизации происходит очищение lizardита от железа - обильное выделение магнетита и образование маложелезистого lizardита. По всей вероятности, железистость lizardита не зависит от состава первичного оливина, а определяется степенью хризотилизации.

Несмотря на высокую степень окисления, окисное железо не входит в четверную позицию. Исключение составляет образец 2332 (табл. I "Приложений"), в котором замещение кремния на Fe^{3+} вызвано примесью хризотила.

Содержание воды в lizardитах несколько выше теоретического, но ниже, чем в петельчатом серпентине.

АНТИГОРИТ

История изучения антигорита. Антигорит, пожалуй, единственный серпентин, которого почти не коснулись пересмотр классификации серпентиновых минералов на рентгеноструктурной основе и последующая дискуссия. Это объясняется физическими и структурно-морфологическими свойствами этого минерала, резко отличающими его от других серпентинов.

Прекрасное описание морфологии антигорита дал Б.П. Кротов (1915) в монографии, посвященной серпентинитам и вмещающим породам Миасской дачи. В шлифе он различал три основные формы индивидуумов этого серпентина – пластинку, брусок и чешуйку. В.Н. Лодочников (1936) предложил вместо чешуйки употреблять термин "зернышко", так как наблюдаемая в плоском срезе шлифа чешуйка в пространстве имеет изометричную форму.

В структурном отношении антигорит четко отличается от других серпентинов по величине параметра a , меняющегося от 16 до 109 Å, и в целом по порошкограммам (Whittaker, Zussman, 1956).

Для антигорита характерны более высокие по сравнению с хризотилом и лизардитом показатели преломления; угол ($-2V$) меняется в пределах $37-61^\circ$ (Дир и др., 1965, 1966).

Фауст и Фэхи для отличия антигорита от других серпентинов предложили использовать термический анализ: температура эндотермического эффекта у него заметно выше ($790-802^\circ$ против 700° у хризотила и лизардита); кроме того, отсутствует потеря веса вещества в интервале $83-145^\circ\text{C}$, характерная для других серпентинов (Faust, Faney, 1962). В.П. Иванова и Н.А. Корнилов (1963) отметили еще одну отличительную черту кривой ДТА антигорита – отсутствие экзотермического максимума при $820-850^\circ\text{C}$: Эти данные совпадают с результатами, полученными С.М. Фроловым (1970), изучавшим серпентиниты воронежских гипербазитов.

Химический состав, судя по литературным данным, характеризуется довольно постоянным небольшим содержанием Fe_2O_3 и Al_2O_3 и изменчивым количеством FeO , т.е. железистость (f) антигорита определяется прежде всего содержанием закиси железа. Например, в гриналите ($f = 100$ мол. %) количество FeO достигает 45% при содержании Fe_2O_3 , равном 11% (Grunner, 1936). Таким образом, с возрастанием железистости антигорита степень окисления в целом падает. Этот факт находит подтверждение в анализах железистых антигоритов Печенги, приведенных Н.А. Корниловым (1961).

Н.А. Корнилов обращает внимание на зависимость параметра b от железистости антигорита и приводит диаграмму "показатель преломления – состав" для изученных им образцов.

По данным В.Р. Артемова и Г.А. Ковалева (1967), содержание воды в антигорите ниже теоретического, в среднем составляет 11,5%.

Антигорит из уральских серпентинитов. В настоящей работе изучались антигориты из уральских серпентинитов дунит-пироксенитовой (Нижне-Тагильский, Верхне-Тагильский, Уктусский массивы) и дунит-гарцбургитовой (Баженовский, Восточно-Тагильский, Успенковский, Шевченковский, Полевской массивы и др.) ассоциаций.

Наибольшее распространение имеет бесцветный антигорит, сосуществующий с магнетитом.

Выделение мономинеральной фракции антигорита, сосуществующего с магнетитом, является сложной задачей: сростки мелких зерен антигорита и магнетита необходимо тонко измельчить, что нежелательно при работе с тяжелыми жидкостями. Для некоторых образ-

цов, особенно тех, которые представлены тонко пластинчатым агрегатом, требовалось пятикратное центрифугирование в бромформе (уд. сев 2,55) с дополнительным измельчением.

Характер термической кривой. Дериwаtограммы образцов антигоритов характеризуются повышенной, по сравнению с другими серпентинами, температурой эндотермического эффекта (740–840°); в зависимости от степени измельчения образца и условий съемки экзотермический максимум либо отсутствует, либо слабо выражен, в последнем случае переход от эндотермического пика к экзотермическому непрерывен (рис. 34). Сложность эндотермического эффекта обр. 5684 объясняется неоднородностью состава. Попытка использовать термический метод для определения состава антигорита по температуре дегидратации минерала успеха не имела; слишком велико влияние разницы степени измельчения образцов по сравнению с различиями в железистости.

Химический состав изученных антигоритов приведен в табл. I "Приложений". В обычных бесцветных антигоритах, сосуществующих с магнетитом, железистость минерала невелика, колеблется от 1,5 до 6–8% (редко), в среднем составляя 3–4%, и не зависит от железистости первичного оливина. В эндоконтактных безмагнетитовых зонах серпентинитов Полевского района резко (в 2,5–3 раза) возрастает содержание закисного железа при неизменном количестве Fe_2O_3 , увеличивается показатель преломления (n_g) от 1,565 – 1,566 до 1,574 и более; цвет минерала и породы становится зеленым.

Степень окисления железа (ϕ), наиболее высокая в маложелезистых антигоритах, всегда меньше магнетитовой (на рис. 30 все анализы располагаются выше луча $\phi = 0,57$). Увеличение железистости

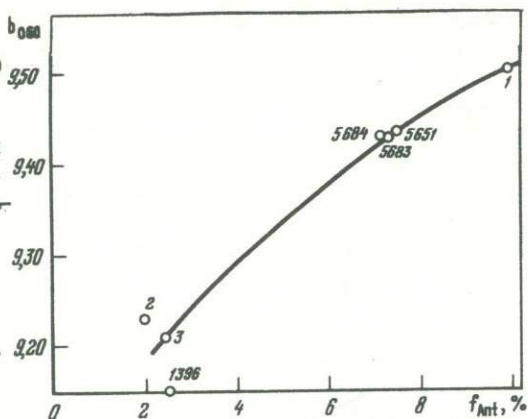
Таблица 4

Содержание окиси хрома в серпентинах

| № образца | Содержание Cr_2O_3 , % | № образца | Содержание Cr_2O_3 , % | № образца | Содержание Cr_2O_3 , % |
|------------------------------------|--------------------------|---|--------------------------|-----------|--------------------------|
| Петельчатый серпентин аподунитовый | | Петельчатый серпентин апогарибургитовый | | Лизардит | |
| У-78 | 0,04 | 3862 | 0,05 | 2341 | 0,20 |
| 1446 | 0,03 | 3873 | 0,05 | Антигорит | |
| 1575 | 0,09 | 3876 | Не обн. | 3345 | 0,28 |
| 3565 | 0,05 | 3885 | 0,03 | 3352 | 0,44 |
| К-2 | 0,09 | 3886 | 0,03 | 3368 | 0,15 |
| К-13 | 0,03 | 3887 | 0,04 | 3372 | 0,12 |
| К-14 | 0,06 | 3888 | 0,02 | | |
| К-18 | 0,09 | | | | |
| К-22 | 0,09 | | | | |

Рис. 35. Диаграмма зависимости параметра b_{060} от железистости антигоритов (f_{Ant})

1 - из Антигорио, Италия (Selfridge, 1936); 2 - из Крош-Ривер, Новая Зеландия (Zussman, 1954); 3 - из Каракаса, Венесуэла (Hess et al., 1952). Из антигоритовых серпентинитов; 1396 - Нижне-Тагильского массива; 5651, 5683, 5684 - Полевского массива



понижает степень окисления железа в минерале, которая при $f = 7,2$ мол.% снижается до 0,11 (вес.%). По-видимому, здесь вступает в силу специфическая кристаллохимическая природа антигорита. Для сопоставления на рис. 30 приведены составы антигоритов Печенги (Корнилов; 1961) и Сарановского массива (Варлаков и др., 1970). В целом они не противоречат отмеченной закономерности.

Содержание химически связанной воды в антигоритах несколько ниже теоретического.

Антигориты по сравнению с петельчатыми серпентинами содержат большие количества хрома (табл. 4). Источником хрома является аксессуарный хромшпинелид, неустойчивый в процессе антигоритизации и замещающийся магнетитом.

Рентгенометрическое и рефрактометрическое определение железистости антигоритов. Как отмечал Н.А. Корнилов (1961), железистость влияет на величину параметра b в антигорите. На рис. 35 приведена диаграмма зависимости параметра b от железистости антигорита, построенная по авторским и литературным данным. Параметр b определялся по величине межплоскостного расстояния отражения 060. В минералах моноклинной сингонии межплоскостное расстояние d этого отражения связано с параметром b следующим уравнением (Михеев, 1957):

$$\frac{1}{d^2} = \frac{K^2}{b^2}, \quad b = Kd = 6d.$$

В.Е. Трегер (1958) в своем справочнике поместил диаграмму зависимости оптических свойств и удельного веса антигорита от состава, предполагая, что этот минерал принадлежит к семейству хлоритов. Такую же зависимость для антигоритов Печенги установил Н.А. Корнилов (1961). На рис. 36 приведена диаграмма зависимости показателя преломления (n_g) от железистости в уральских антигоритах. Для сопоставления были привлечены литературные данные.

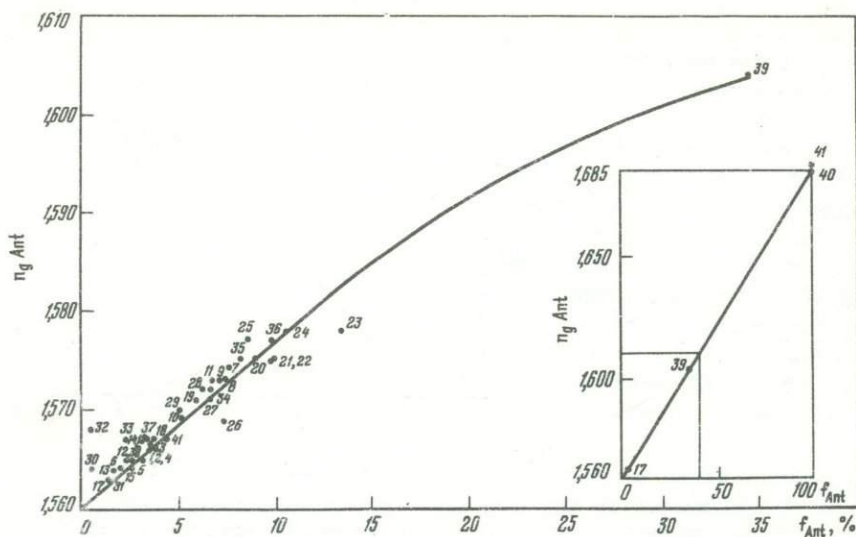


Рис. 36. Диаграмма зависимости показателя преломления (n_g) от железистости (f) в антигоритах

Антигориты массивов: 1–3 – Баженовского; 4–9 – Полевского; 10 – Шевченковского; 11 – Уктусского; 12 – Нижне-Тагильского; 13 – Верхне-Тагильского; 14 – ст. Флюс; 15 – горы Хрустальной; 16–19 – Успеновского; 20 – Рай-Из; 21 – Пьемонта, Италия (Selfridge, 1936); 22–28 – Печенги, Кольский п-ов (Корнилов, 1961); 29 – Белозерской магнитной аномалии (Гузенко и др., 1962); 30 – Ляонина, Китай (Дир и др., 1965 – 1966); 31 – Кропп-Ривер, Новая Зеландия (Zussman, 1954); 32 – Каракаса, Венесуэла (Hess et al., 1952); 33 – Мэриленда, США (Дир и др., 1965 – 1966); 34–38 – Сарановского (анализы О.К. Иванова); 39 – ферроантигорит (Clifford, 1962); 40 – гриналит (Grunner, 1936); 41 – гриналит (Винчелл и Винчелл, 1967)

Измерение показателя преломления проводилось методом фокального экранирования. При погрешности метода $\pm 0,002$ ошибка определения железистости составляла $\pm 1 - 1,5$ мол. %.

Содержание воды в антигоритах заметно ниже, чем в других серпентинах, и близко к теоретическому.

ХРИЗОТИЛ (ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТ)

История исследования. Из всех серпентиновых минералов наибольший интерес издавна представлял хризотил, так как этот минерал – единственный из гипогенных серпентинов, имеющий важное значение в промышленности.

В "долизардитовый" период наиболее полное описание состава, структуры, оптических, термических и других физико-химических свойств и генезиса хризотил-асбеста дали Н.Д. Соболев (1951а) и

Б.Я.Меренков (1958). Авторы обращают внимание на волокнистый облик минерала; состав его, судя по приведенным анализам, характеризуется малой железистостью и высокой степенью окисления железа, близкой к магнетитовой.

В.Е.Трегер (1958) для отличия хризотила и хризотил-асбеста в петрографических исследованиях от апооливинового петельчатого серпентина пользовался положительным удлинением минерала и предложил термин γ -хризотил.

В.Р.Артемов и Г.А.Ковалев (1967), взяв за основу рентгеноструктурную классификацию Уиттейкера, Зусмана, Бриндли и Комера (Whittaker, Zussman, 1956; Zussman, Brindley, Comer, 1958), работали структурно-морфологическое подразделение хризотилов. Из хризотилов наиболее распространен хризотил породообразующий. Электронноскопическое изучение его подтвердило волокнистый характер минерала. Авторы приводят один анализ породообразующего хризотила, при расчете кристаллохимических формул которого устанавливается избыточное количество катионов в шестерной позиции и недостаточное - в четверной. По-видимому, часть Fe^{3+} , которую исследователи целиком включают в шестерную позицию, имеет четверную координацию. Для изученного хризотила также характерен избыток воды. Степень окисления железа близка к магнетитовой.

Такой состав хризотила, очевидно, типичен для всех хризотилов и асбестов. Ф.В.Сыромятников и П.И.Васильев (1935), изучавшие поведение железа в хризотил-асбестах, дают следующее среднее соотношение FeO и Fe_2O_3 : 0,53 и 1,48% соответственно; следовательно, степень окисления $\phi = 0,75$ (вес.%), т.е. несколько выше, чем в магнетите.

Данные термического анализа хризотилов и хризотил-асбестов, проводимого многими исследователями, указывают на идентичность кривых ДТА этих серпентинов и лизардита.

Ниже приводятся результаты изучения хризотила в исследованных образцах.

Хризотил обнаруживается во многих ультраосновных массивах дунит-клинопироксенитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциаций Урала, особенно широко развиты различные морфологические типы этого серпентина в асбестоносных массивах, где он образует бесцветные поперечно-волокнистые жилки, пересекающие весь шлиф, а также перистые, пучковато-волокнистые и решетчатые в скрещенных никопях агрегаты (рис. 28). Большой частью хризотил сосуществует с магнетитом.

ДТА хризотила образца 2301м аналогична дифференциально-термическим кривым петельчатого серпентина и лизардита (рис.34).

Для химического состава хризотилов (табл. I "Приложения") характерна низкая железистость, как у антигорита, сосуществующего с магнетитом, но в отличие от последнего высокая степень окисления железа (соответствующая окислению железа петельчатого серпентина), повышенное, по сравнению с теоретическим содержание H_2O^+ .

На диаграмме $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (рис. 30) приведены анализы хризотил-ов, в основном заимствованные из литературы. Наибольшее число анализов группируется между лучами ϕ , равными 0,67 и 0,86, т.е. степень окисления в этих серпентинах несколько больше магнетитовой.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СЕРПЕНТИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Сопоставление всех приведенных данных по химизму главных породообразующих серпентинов позволило наметить различия по трем параметрам химического состава: железистости, степени окисления железа и содержанию воды. Каждая из этих характеристик однозначно не определяет разновидность серпентина, однако по сумме всех параметров это возможно установить.

Железистость $\left(\frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mg}} \right)$. По этому параметру прежде всего

выделяются хризотилы и хризотил-асбесты, железистость которых обычно равна 1-3 мол.% и выше 4 мол.% не повышается. По величине железистости с ними сходны сосуществующие с магнетитом антигориты, железистость которых составляет в среднем 2-4, максимум 6 мол.%. Наиболее высокожелезистые серпентиниты представлены петельчатым серпентином ($f = 4-12$ мол.%) и закисным антигоритом, железистость последних достигает 14 мол.%. Железистость лизардитов колеблется от 4 до 9 мол.% и определяется степенью их последующих изменений.

Степень окисления железа $\left(\frac{\text{Fe}^3 \cdot 100}{\text{Fe}} \right)$ (табл. 5). Четко выделяется ряд петельчатый серпентин - хризотил - хризотил-асбест, имеющие ϕ , заметно большую магнетитовой (табл. I "Приложения", табл. 5, рис. 37). Окисление железа в бастите равно окислению железа в петельчатом серпентине, поэтому существенных расхождений в величине ϕ между серпентинами дунитов и гарцбургитов одной ассоциации нет.

Самую высокую степень окисления железа ($\phi = 88\%$) имеют лизардиты, много большую, чем петельчатые серпентины из тех же массивов ($\phi = 64\%$).

Антигориты имеют меньшую из всех серпентинов степень окисления железа, при этом в маложелезистых разновидностях, сосуществующих с магнетитом, средняя степень окисления равна 41%, с увеличением железистости последняя падает до 12-20%.

Различия серпентинов по степени окисления железа наглядно видны на диаграмме в координатах $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (рис. 30). Ряд петельчатый серпентин - хризотил - хризотил-асбест укладывается в основном в секторе ϕ , равной 0,67-0,86, ряд лизардита - в сектор 86-1,00, антигориты - в сектор 0-0,57.

Содержание химически связанной воды. По мере убывания H_2O^+ серпентины образуют ряд: петельчатый серпентин (14-15),

Таблица 5

Степень окисления железа в серпентинах и серпентинитах

| № п/п | Серпентин (серпентинит) | Число анализов | Fe ³⁺ /Fe·100 | | |
|-------|---|----------------|--------------------------|---------|---------|
| | | | вариация | среднее | мода±5% |
| 1 | Петельчатый серпентин + брусит + когенит в дунитах* | 200 | 25-98 | 65 | 65 |
| | Петельчатый серпентин + когенит | | | | |
| 2 | в целом; | 26 | 54-87 | 68 | 65 |
| 2а | дунит-клинопироксенитовой ассоциации Урала; | 12 | 65-87 | 76 | 75 |
| 2б | дунит-гарцбургитовой ассоциации Урала | 14 | 54-70 | 64 | 65 |
| 3 | Магнетитсодержащие антигоритовые серпентиниты | 50 | 30-78 | 61 | 65 |
| 4 | Антигориты из них** | 33 | 13-72 | 41 | 45 |
| 5 | Антигориты из эндоконтактных зон серпентинитов | 9 | 1-17 | 12 | - |
| 6 | Антигориты Печенги (Корнилов, 1961) | 8 | 8-29 | 20 | - |
| 7 | Хризотил-лизардитовые серпентиниты Баженовского массива (Судиловский, 1967) | 21 | 63-98 | 77 | 75 |
| | Лизардиты: | | | | |
| 8 | дунит-гарцбургитовой ассоциации Урала; | 7 | 77-96 | 87 | - |
| 9 | Сарановского массива | 1 | - | 99 | - |
| 10 | Хризотилы и хризотил-асбесты ультрабазитов складчатых областей: | | | | |
| | в целом; | 47 | 42-92 | 68 | 75 |
| 11 | хризотилы (Артемов, 1967; Сутурин, 1970); | 13 | 54-92 | 76 | - |
| 12 | хризотил-асбест (Соболев, 1951; Артемов, 1967) | 34 | 42-92 | 65 | |

* По пересчетам дунитов (Малахов, 1966).

** Привлечены анализы из следующих работ: Артемов (1967), Варлаков и др. (1970), Гузенко и др. (1962), Сутурин (1970), Чернышев (1971), Selfridge (1936), Дир и др. (1965-1966), Савельев (1973).

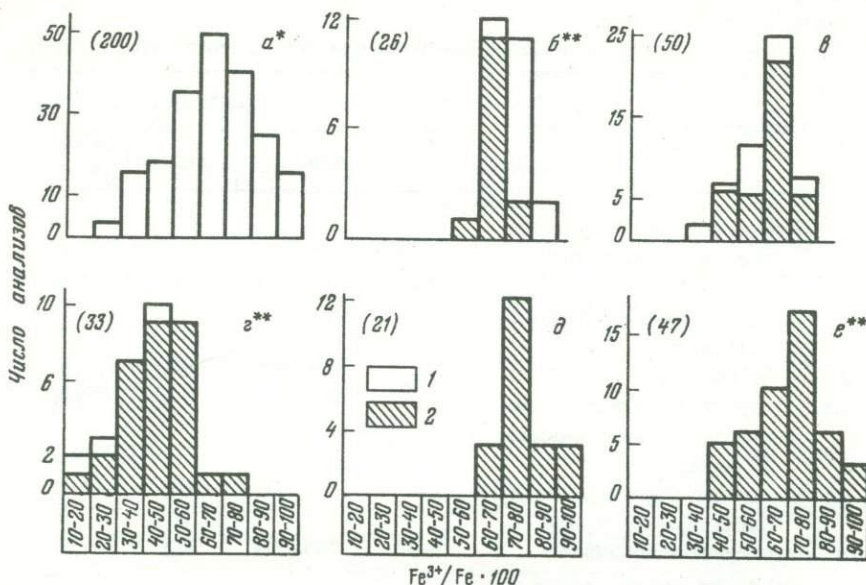


Рис. 37. Гистограммы распределения серпентинов и серпентинитов по степени окисления железа ($Fe^{3+}/Fe \times 100$)

1 - дунит-клинопироксенитовая ассоциация; 2 - дунит-гардбургитовая ассоциация; а - петельчатый серпентин + брусит + когенит; б - петельчатый серпентин + когенит; в - антигоритовые серпентиниты; г - антигориты; д - хризотил-лизардитовые серпентиниты; е - хризотилы. Одна звездочка - по пересчетам анализов пород, помещенных в монографии И.А. Малахова (1966); две звездочки - оригинальные анализы; в скобках - количество анализирувавшихся образцов

хризотил (12,6-14,4), лизардит (12,9-13,9), антигорит (9,7-12,7%).

Таким образом, изученные породообразующие серпентины характеризуются следующими отличительными чертами химического состава.

Петельчатые серпентины. Железистость 6-12 мол.%, степень окисления железа (ϕ) 60-87%, содержание воды 14-15,5%. С увеличением железистости возрастает степень окисления железа. Самой характерной особенностью состава является вхождение большей части трехвалентного железа в четверную координацию.

Лизардиты. Железистость 4-9 мол.%, степень окисления железа 76-99%, содержание воды - теоретическое. Содержание трехвалентного железа такое же, что и в петельчатом серпентине, однако пересчет анализов на кристаллохимические формулы показывает, что оно полностью входит в шестерную позицию. С увеличением железистости степень окисления железа возрастает.

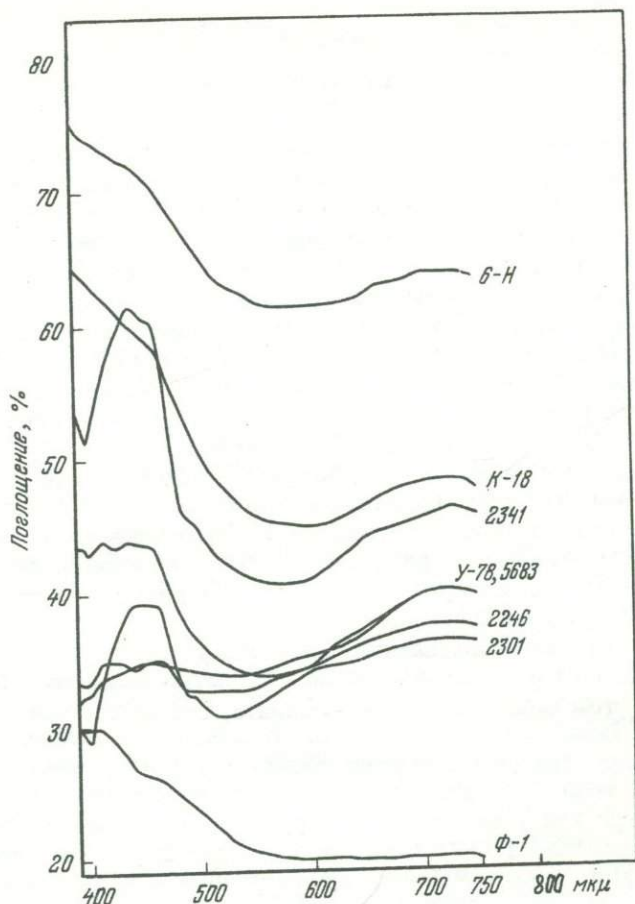


Рис. 38. Спектры поглощения серпентинов: петельчатых (6-Н, К-18, У-78), лизардитов (2341), антигоритов (5683, 2246, Ф-1) и хризотила (2301)

По абсциссе размерность в микромикронах

Антигориты. Железистость 0,5-14,0%, степень окисления железа 10-55%, содержание воды - ниже теоретического. С увеличением железистости степень окисления железа падает.

Хризотилы. Железистость 1-4 мол.%, степень окисления железа 54-92%, содержание воды - выше теоретического. Характерно вхождение части трехвалентного железа в четверную координацию.

Отличия в химическом составе и кристаллохимические особенности объясняют различия спектров поглощения изученных видов серпентиновых минералов (рис. 38). Методика получения спектров поглощения описана в статье А.Д.Ракчеева и др. (1969).

Глава 2

БРУСИТ

В последние годы установлена серия минералов, близких по составу к бруситу, содержащих бруситовые слои в своей структуре, с заменой части двухвалентных металлов – магния, железа – на трехвалентные, что компенсируется заменой части гидроксила кислотными радикалами – HCO_3 , Cl , S . К этой же группе принадлежит давно известный пироаурит – соединение брусита и карбоната магния с преобладанием первого. Этим минералам посвящена многочисленная литература последних лет (Абовян, 1957; Органова и др., 1971, 1973; Alleman, Lohse, 1966; Alleman, 1968, 1969; Alleman, Donay, 1969; Harris и др., 1970; Harris, Vaughan, 1972; Huhma и др., 1973; Kohls, Rodde, 1967; Mumpton и др., 1965; Petruk и др., 1971; Schot и др., 1972; Springer, 1968). Наши исследования показали, что тонкодисперсный брусит, входящий в состав продуктов серпентинизации, отличается от теоретического примесью трехвалентного железа, хлора, уголекислоты и, возможно, ничтожных количеств серы, т.е. содержит элементы всех упомянутых выше минералов – аналогов брусита.

Брусит в серпентинизированных ультрабазитах, по В.Н. Лодочникову (1936), был обнаружен еще в прошлом столетии Делессом в 1850г. в Вогезах, в том числе в форме немалита, Густавом Розе на Урале в районе Березовского завода, А.П. Карпинским в начале нашего века ("Записки Минералогического общества", 1904, протоколы). Сведения об этом минерале в серпентинитах можно найти в обширной литературе как у нас, так и за рубежом (Татаринов, 1929; Аршинов, Меренков, 1930; Заварицкий, 1909, 1932; Лодочников, 1936; Fenoglio, 1933; Meixner, 1938; Ferrari и др., 1950; Fackler, 1945; Eckhardt, 1956; Allen и др., 1957; Van Bilijon, 1960; Sakamoto, 1959; Hahn-Weinheimer, Rost, 1961; Hess, Otalora, 1964).

Однако до недавнего времени исследователями отмечался только достаточно индивидуализированный брусит, наблюдаемый под микроскопом. Такой брусит, представленный как пластинчатой, так и волокнистой (немалит) разновидностями, либо образует жилки, либо неправильно распределенные зерна, количество которых не превышает обычно 1–2% даже в продуктах серпентинизации, наиболее богатых магнием пород – дунитов. Единственно известным нам примером серпентинитов, в которых брусит играет роль главного породообразующего минерала, являются брусит–магнетит–антигоритовые серпентиниты Нижне-Тагильского массива, описанные А.Н. Заварицким (1909).

В то же время расчеты и эксперименты Н. Боуэна показывают, что при изохимической серпентинизации дунитов должен выделяться брусит в количестве 16–18%. По-видимому, впервые на это обратил внимание А.Г. Бетехтин (1953). Противоречие между этими расчета-

ми и фактически наблюдаемым под микроскопом количеством брусита явилось основанием для большинства исследователей предполагать вынос магния или привнос кремния при серпентинизации дунитов (Hess, 1938; Боуэн, Таттл, 1950; Тернер, Ферхуген, 1961; Thayer, 1966 и мн. др.).

Н.В. Бутырин (1941), изучая дуниты Нижне-Тагильского массива, показал, что их химический состав в пересчете на безводную часть при серпентинизации не меняется. Основываясь на этих данных, Д.С. Штейнберг (1960) провел специальное исследование с применением термогравиметрического и рентгеноструктурного методов, которое показало присутствие в серпентинизированных дунитах тонкодисперсного, невидимого под микроскопом брусита в количествах, отвечающих теоретическим расчетам, основанным на изохимичности процесса.

Эти выводы относительно образования тонкодисперсного брусита в процессе серпентинизации были подтверждены другими исследователями (Hostetler et al., 1966; Page, 1967a; Coleman, 1971).

Хостетлер, Коулмен, Мумптон и Эванс с помощью рентгеновского микроанализатора и селективного растворения в уксусной кислоте определили железистость брусита из альпинотипных дунитов и гарцбургитов, которая в одном и том же образце оказалась непостоянной — от 6 до 25% (Hostetler et al., 1966). В целом она в 2–5 раз выше железистости сосуществующего серпентина ($f = 2,6–6,8\%$). К сожалению, авторы не указали, с какой стадией серпентинизации связан и в каком количестве образуется брусит.

Сильно железистый брусит, быстро окисляющийся и буреющий на воздухе, описан А.Г. Бетехтиным (1950). Несомненно, что индивидуализированный брусит — продукт сегрегации первичного тонкодисперсного, который, как будет показано ниже, в основном однороден по составу. Следовательно, вариации состава индивидуализированного брусита и его в определенных случаях повышенная железистость не могут отождествляться с вариациями состава тонкодисперсной рации и должны рассматриваться как вторичные.

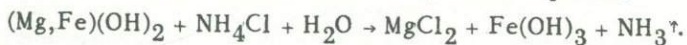
Рентгеноспектральное изучение состава брусита из дунитов и гарцбургитов горы Бурро в Калифорнии проведено Пейджем (Page, 1967a). Однако из-за тонкого прорастания брусита с серпентином и магнетитом сделать прямое определение железистости брусита ему не удалось. Поэтому Н. Пейдж дает сугубо приближенные значения железистости — от 16 до 43% $\text{Fe}(\text{OH})_2$.

Мы продолжили исследование тонкодисперсного брусита в продуктах серпентинизации, прежде всего, дунитов, а также гарцбургитов, с применением комплекса методов, обратив особое внимание на уточнение состава минерала и его колебаний в породе. Наши исследования, в противоположность данным Хостетлера и его соавторов, показали, что за редкими исключениями состав тонкодисперсного брусита однороден в пределах погрешности методов (± 2 мол. % $\text{Fe}(\text{OH})_2$).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА БРУСИТА С ПОМОЩЬЮ СЕЛЕКТИВНОГО РАСТВОРЕНИЯ

Янг (Yang, 1960) использовал химический метод освобождения синтезированного хризотил-асбеста от гидроокиси магния: по его данным, 5%-ный раствор хлористого аммония при температуре 50–60°C в течение 5–10 мин полностью растворяет указанное соединение без заметного действия на силикаты.

Мы повторили опыт с тонкорастертым бруситом. Оптимальными условиями селективного выщелачивания оказались следующие: 25%-ный раствор NH_4Cl , температура 60–90°C, время полного растворения 2 часа. Реакция идет следующим образом:



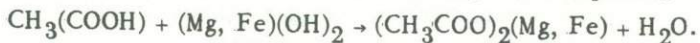
Характерно выпадение гидроокислов железа и выделение аммиака. Растворяющего действия хлористого аммония на мономинеральные фракции хризотил-асбеста, антигорита, оливина и магнетита мы не обнаружили.

К сожалению, этим методом невозможно определить содержание железа в брусите. Поэтому выщелачивание в растворе хлористого аммония было использовано нами только для определения количества брусита в породе.

Селективное растворение брусита в уксусной кислоте с целью определения состава минерала было предложено П. Хостетлером и др. (Hostetler и др., 1966). Авторы отмечают хорошую сходимость результатов анализов с данными рентгеновского микрозондирования.

Мы использовали последний способ растворения. В связи с тем, что метод химического определения растворимых MgO и Fe_2O_3 исследователями не был описан, ниже приводится подробное описание объемного анализа на эти компоненты.

Полграмма тонкорастертой пробы (–0,05 мм) заливались раствором CH_3COOH комнатной температуры на 3 часа. Суспензия регулярно взбалтывалась. Реакция шла следующим образом:



По истечении 3 час непрореагировавший материал отфильтровывался и тщательно промывался. В фильтрат добавляли 1 мл концентрированной HNO_3 для полного окисления железа, раствор выпаривался до объема 100 мл. В горячий остаток приливался аммиак до выпадения гидроокислов железа. Осадок отфильтровывался, промывался и растворялся горячей HCl (1:1). Щелочность полученного раствора последовательным добавлением аммиака и соляной кислоты доводилась до $\text{pH} \sim 1$. Затем объем раствора удваивался добавлением дистиллированной воды, нагревался до температуры 60–70°C и титровался NO_2 раствором трилона Б в присутствии сульфасалициловой кислоты как индикатора. Таким образом определялось содержание Fe_2O_3 в растворе.

В фильтрате после удаления гидроокислов железа определялась MgO . Обычно использовалась аликвотная (1/5) часть фильтрата, ко-

торая при добавлении буферного раствора и индикатора хромоген-черного ЕТ-00 титровалась трилоном Б (Телешова, 1967). Железистость (f) брусита в молекулярных процентах определялась по формуле:

$$f = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$$

Погрешность анализа составила $\pm 0,3\%$ f .

Содержание в фильтрате MgO и Fe_2O_3 нами использовалось не только для определения состава, но и для подсчета количества брусита в образце. С этой целью были рассчитаны теоретические содержания FeO , MgO и H_2O в брусите в зависимости от его железистости. Погрешность в определении содержания брусита составляла $\pm 0,3\%$.

Сравнение результатов определения MgO в фильтратах после выщелачивания хлористым аммонием и уксусной кислотой показывает хорошую сходимость: фильтраты от растворения пробы 2837 брусит-антигоритового серпентинита Верхне-Тагильского массива содержали соответственно 9,60 и 9,54% MgO , что соответствует 14,4 и 14,3% брусита при $f = 2$. Контрольные анализы выполнены Л.И. Меттих.

ТЕРМОГРАВИМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТОСТИ БРУСИТА

Метод основан на том, что температура дегидратации брусита связана обратной зависимостью с его железистостью.

Часть проб анализировалась старшим научным сотрудником ИГиГ Уральского научного центра АН СССР Л.В. Анфимовым, остальные - авторами на установке АТВУ-10А. Скорость нагрева 20°C в минуту, инертное вещество Al_2O_3 или отожженный серпентин. Температура измерялась в инертном веществе. Состав брусита в анализированных пробах определен химическим методом.

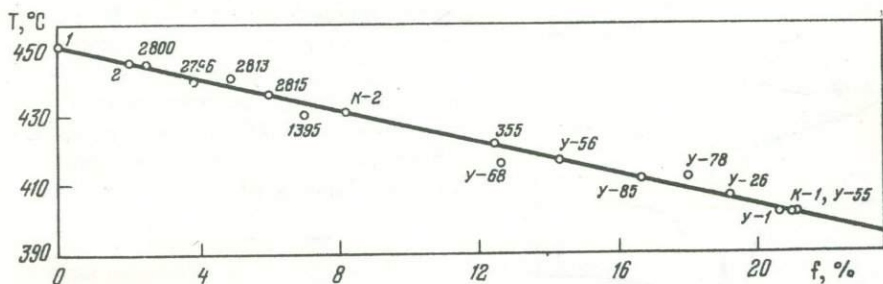


Рис. 39. Зависимость температуры дегидратации бруситов от железистости (f)

1 — синтетическая гидроокись магния (Дир и др., 1965–1966);
2 — брусит из хромитовых руд Башарта, Южный Урал. Характеристика остальных образцов дана в табл. 6

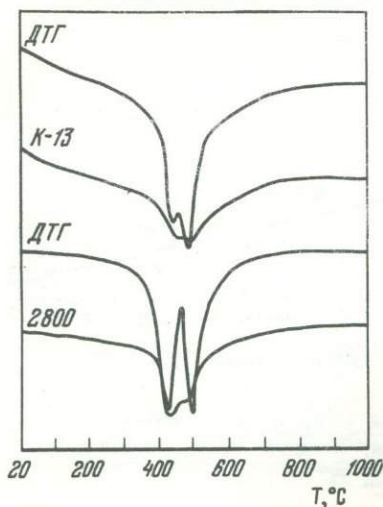
Таблица 6

Сравнение результатов определения содержания брусита в 15 образцах ультрабазитов Урала, полученных с помощью химического выщелачивания (а) и термовесовым методом (б)

| Проба | Количество брусита, вес. % | | $(x_{\text{ср}})$ | $(x_i - x_{\text{ср}})$ |
|-------|----------------------------|------|-------------------|-------------------------|
| | а(x_i) | б | | |
| 1395 | 15,3 | 15,2 | 15,25 | 0,05 |
| 2800 | 14,4 | 14,8 | 14,60 | 0,02 |
| 2813 | 14,0 | 15,7 | 14,85 | 0,85 |
| 2815 | 14,8 | 13,4 | 14,10 | 0,70 |
| К-2 | 7,5 | 6,9 | 7,20 | 0,30 |
| 355 | 14,2 | 13,8 | 14,00 | 0,20 |
| У-68 | 10,9 | 10,6 | 10,75 | 0,15 |
| У-56 | 10,5 | 10,4 | 10,45 | 0,05 |
| У-85 | 8,3 | 9,5 | 8,90 | 0,60 |
| У-78 | 11,7 | 11,0 | 11,35 | 0,35 |
| У-1 | 6,8 | 7,2 | 7,00 | 0,20 |
| У-55 | 8,1 | 6,5 | 7,30 | 0,80 |
| 2819 | 8,6 | 9,3 | 8,95 | 0,35 |
| 195 | 8,2 | 7,6 | 7,90 | 0,30 |
| 2196 | 9,5 | 10,4 | 9,95 | 0,45 |

Примечание. $\Sigma(x_i - x_{\text{ср}}) = 5,45$. $x_{i\text{ср}} = \frac{5,45}{15} = \pm 0,36$.

На рис. 39 приведена диаграмма для определения состава брусита по температуре дегидратации. При погрешности определения температуры $\pm 5^\circ\text{C}$ ошибка метода составляет $\pm 2\%$ железистости. Следует отметить, что подобные анализы нужно проводить на тщательно настроенном приборе, используя в качестве эталона химически проанализированный материал. В нашем случае при работе на установке АТВУ-10А таким эталоном служила гидрокись магния, температура дегидратации которой (450°C) приведена в справочнике по минералам (Дир и др., 1965-1966).



настроенном приборе, используя в качестве эталона химически проанализированный материал. В нашем случае при работе на установке АТВУ-10А таким эталоном служила гидрокись магния, температура дегидратации которой (450°C) приведена в справочнике по минералам (Дир и др., 1965-1966).

Рис. 40. Дериватограммы брусита неоднородного состава из пелетчато серпентинизированного дунита Кытлымского массива (К-13) и антигоритового серпентинита Верхне-Тагильского массива (2800)

Содержание брусита пересчитывалось по потере воды, которая определялась по кривой ТГ на установке АТВУ-10А (навеска 100-140 мг, скорость нагрева - 20°C в минуту). Часть проб, содержащих небольшие количества брусита (1,5-5%), анализировались сотрудником Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР В.Г.Петришевой на дериватографе системы Ф.Паулик Л.Эрдеи (ВНР), отличающемся большой чувствительностью и точностью (благодаря записи кривой ДТТ). Вес пробы 1870 мг, скорость

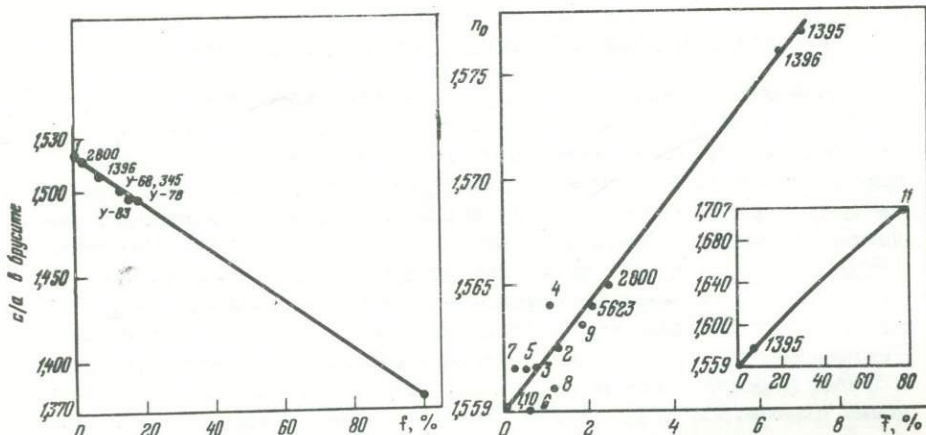


Рис. 41. Зависимость отношения параметров кристаллической решетки c/a бруситов от железистости

1 - $Mg(OH)_2$ (Михеев, 1957); 2 - $Fe(OH)_2$ (Штрунц, 1962); 2800 - брусит из антигоритового серпентинита Верхне-Тагильского массива; 1396 - брусит из антигоритового серпентинита Нижне-Тагильского массива. Бруситы из петельчато серпентинизированных дунитов Уктусского массива (У-68, У-78, У-83) и Кемпирсайского массива (345)

Рис. 42. Зависимость показателя преломления (n_0) брусита от железистости

1 - синтезированная гидроокись магнезия (Справочник химика, т.2. М., Госхимиздат, 1963). Бруситы из: 2 - серпентинитов Сасагури, Япония (Sirodzu et al., 1961); 3 - кимберлитов Якутии (Харьков, 1961); 4 - серпентинитов Италии (Дири др., 1965-1966); 5 - доломитов Кусы, Южный Урал (Варлаков, 1965); 6 - серпентинитов горы Беден, Северный Кавказ (Сердюченко, 1933); 7 - карбонатитов Горной Шории (Синяков, 1962); 8 - серпентинитов Армении (Абовян, 1957); 9 - серпентинитов Башарта, Южный Урал (Минералы, 1967); 10 - доломитов Кансая (Минералы, 1967); 11 - амакинит Якутии (Минералы, 1967); 1395 и 1396 - бруситы антигоритовых серпентинитов Нижне-Тагильского массива; 2800 - брусит антигоритового серпентинита Верхне-Тагильского массива; 5623 - брусит антигоритового серпентинита Полевского района, Средний Урал

нагрева 10° в минуту, инертное вещество Al_2O_3 , температура измерялась в образце. Ошибка определения потерь $0,1\%$, что соответствует погрешности в определении содержания брусита $\pm 0,3-0,4\%$. Расхождение данных по определению содержаний брусита химическим и термовесовым методом по 15 определениям составляет в среднем $0,3-0,4\%$ (табл. 6). Оценивая термовесовой анализ в целом, можно отметить его меньшую точность по сравнению с химическим, а как преимущество — возможность определения степени однородности состава брусита (рис. 40).

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА БРУСИТА

Определение основано на том, что в минералах ряда $Mg(OH)_2-Fe(OH)_2$, в зависимости от степени вхождения Fe^{2+} в решетку (железистость), закономерно изменяются параметры a и c . Для приближенного определения состава брусита была построена диаграмма (рис. 41). В качестве реперов взяты отношения параметров решетки c/a чистого $Mg(OH)_2$ (Михеев, 1957) и $Fe(OH)_2$ (Штрунц, 1962). В шести пробах уральских аподунитовых серпентинитов была отогнана в бромформе брусит-серпентиновая фракция. Съемка велась на установках УРС-50Н и УРС-70 в железном излучении. Режим съемки: ток 16 ма, напряжение 37 кв, время экспозиции 25 час. Межплоскостные расстояния бруситов и рассчитанные значения параметров a, c , отношения c/a , объемов элементарной ячейки и рентгеновской плотности приведены в табл. 7 и 8. Зависимость показателя преломления (n_D) брусита, определенного методом фокального экранирования с ошибкой $\pm 0,002$, от состава, позволяющая определять железистость минерала с погрешностью $\pm 1\%$, приведена на рис. 42. Здесь же помещены данные, заимствованные из литературы.

Обобщая результаты определения состава брусита, можно сделать следующие выводы.

1. Состав брусита в пределах одного образца за редким исключением однороден, что говорит о равновесности минеральных ассоциаций в момент образования.

2. Железистость брусита в петельчато серпентинизированных дунитах и гарцбургитах одного массива непостоянна и определяется составом оливина и степенью серпентинизации. Зависимость состава брусита от степени серпентинизации можно объяснить только изменением физико-химических условий в ходе процесса.

3. Железистость брусита в антигоритовых серпентинитах невысока (не более 7%), постоянна и не зависит от степени серпентинизации и состава исходной породы.

О ГАЛОГЕНАХ В БРУСИТЕ

Эрли (Early, 1958) обратил внимание на повышенное содержание хлора в серпентинизированных дунитах Онтарио, Канада (средние содержания $0,2-0,3$, максимальное — $0,7\%$) по сравнению с перидо-

Таблица 7

Межплоскостные расстояния бруситов из дунитов Урала (в Å)

| № пробы | 2800 | | 1396 | | 345 | | У-68 | | У-78 | | У-83 | |
|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> |
| 101 | 2,357 | 9-10 | 2,350 | 9-10 | 2,363 | 9-10 | 2,363 | 9-10 | 2,364 | 9-10 | 2,364 | 9-10 |
| 102 | 1,790 | 9-10 | 1,780 | 9-10 | 1,786 | 9-10 | 1,791 | 9-10 | 1,785 | 9-10 | 1,785 | 9-10 |
| 110 | 1,566 | 5-6 | 1,566 | 5-6 | 1,576 | 9-6 | 1,579 | 5-6 | 1,577 | 5-6 | 1,577 | 5-6 |

Таблица 8

Значения параметров решетки, отношения c/a , объемов элементарной ячейки и рентгеновской плотности бруситов и немалитов

| Параметры | Номер пробы | | | | | |
|---------------------------------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 2800 | 1396 | 345 | У-68 | У-78 | У-83 |
| a , Å | 3,130 | 3,134 | 3,140 | 3,140 | 3,145 | 3,147 |
| c , Å | 4,751 | 4,732 | 4,713 | 4,713 | 4,705 | 4,705 |
| c/a | 1,518 | 1,510 | 1,501 | 1,501 | 1,496 | 1,496 |
| V , Å ³ | 40,479 | 40,384 | 40,389 | 40,389 | 40,454 | 40,488 |
| d (рентг.), г/см ³ | 2,424 | 2,491 | 2,585 | 2,625 | 2,627 | 2,600 |

титами (среднее содержание 0,04, максимальное – 0,24%). По данным автора, около 30% хлора, находящегося в породе, переходит в раствор после часового воздействия воды при 85°C; при 5-минутной обработке пробы 7,5 N серной кислотой при комнатной температуре растворяется около 90% всего хлора.

Источником хлора, по мнению Эрли, являются обогащенные хлоридами растворы, проникающие из вмещающих пород и вызывающие серпентинизацию ультрабазитов. Форма нахождения хлора в породе автору осталась неясной. Содержание фтора в дунитах и перидотитах Онтарио не превышает 0,01%.

Многочисленные данные о содержании хлора и фтора в ультрабазитах различных типов приводятся в статье Стюбера, Хуана и Джонса (Stueber et al., 1968). Этими исследователями среди прочих данных приводятся результаты спектрофотометрических определений этих элементов в альпинотипных ультрабазитах, в различной степени серпентинизированных, в серпентинизированных перидотитах Срединно-Атлантического хребта и в стратиформных перидотитах и серпентинитах. Результаты анализов показывают отчетливую прямую связь содержаний хлора со степенью серпентинизации: в свежих породах, где серпентина менее 5%, его концентрация колеблется от 0,003 до 0,018% (обычно в пределах 0,003 – 0,011% (10 из 12 проб), в серпентинизированных на 10–75% – от 0,014 до 0,067% (обычно в пределах 0,019–0,067% (9 из 10 проб), в нацело серпентинизированных – от 0,004 до 0,287% (обычно больше 0,018% (7 из 12 проб).

Содержание фтора в свежих ультрабазитах варьирует от 0,001 до 0,006%, в слабо серпентинизированных – меньше 0,001%, в нацело серпентинизированных ультрабазитах – очень непостоянно и колеблется от 0,002 до 0,155%.

Интересные данные приводит Руклидж (Rucklidge, 1972). На рис. 43 приведен рентгеноспектральный профиль содержаний хлора в образце наполовину серпентинизированного дунита из Квебека, Канада. В оливине содержания хлора не превышают 0,01%, в серпентиновых жилках – 0,2–0,8%. Резко повышенные количества хлора (обычно 0,7–0,8%) наблюдаются в периферических частях жилок и, по нашему мнению, связаны с бруситом: по аналогии со строением зональных брусит-серпентиновых жилок в дунитах Урала (см. ниже рис. 58).

При анализе приведенных Эрли данных о растворимости хлора в воде и кислоте при различных условиях можно сделать следующие выводы относительно возможного минерала – носителя хлора.

1. Минералы, содержащие хлор, только частично растворимы в воде.

2. Не растворимый в воде минерал хорошо растворим в слабых кислотах; серпентин таким минералом быть не может.

3. В аподунитовых серпентинитах содержится до 17% брусита, в отличие от апоперидотитовых, где количество его незначительно. Данные Эрли о содержании хлора в дунитах и перидотитах показы-

вают, что вероятным носителем хлора является брусит. Об этом свидетельствует и растворимость этого минерала в слабых кислотах. Несложный расчет показывает, что брусит из дунитов Онтарио содержит 1,5–1,8% хлора. Растворимый в воде хлор, вероятно, входит в состав жидких включений.

По нашим данным, содержание хлора в бруситах из петельчато серпентинизированного дунита и брусит–антигоритовых серпентинитов Нижне–Тагильского массива, определенное М.К. Цап из уксуснокислых

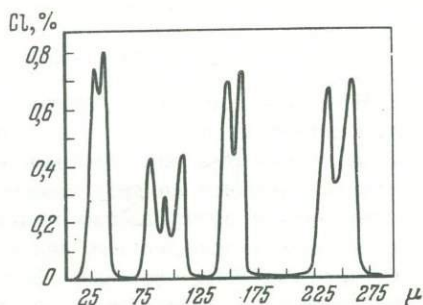


Рис. 43. Распределение хлора среди минералов петельчато серпентинизированного дунита Квебека, Канада (Ruclidge, 1972).

По абсциссе — размерность в микронах

вытяжек, соответственно равно 0,89 и 0,72%. Хлор, по-видимому, изоморфно замещает гидроксил брусита.

Выполненное нами на микрозонде IXA–5 сканирование дунитов Кемпирсайского массива Южного Урала дало картину, аналогичную наблюдавшейся Руклиджем: края серпентинитовых жилкок оказались резко обогащены хлором, а центр — обеднен. Расчеты показали, что содержание хлора в брусите — около 1,1%, в серпентине — 0,05%. Определенное на микрозонде содержание хлора в хорошо раскристаллизованном брусит–антигоритовом серпентините западной части Нижне–Тагильского дунитового массива дало для брусита 0,9%, серпентина — 0,02%.

Таким образом, все приведенные данные свидетельствуют о постоянном присутствии в серпентинизированных ультрабазитах хлора, входящего в состав главным образом брусита, в меньшей степени — серпентина и в малых количествах в состав растворимых в воде жидких включений. Последнее предположение подтверждается нашими исследованиями на микрозонде, выявившими узко локальные концентрации хлора, натрия, кальция и калия на участках размером в несколько микрон, редко до 0,05 мм.

Имеющиеся данные свидетельствуют о резком обогащении хлором брусита по сравнению с серпентином. Отношение хлора к гидроксиглу в брусите равно в атомном выражении 1:60, в серпентине — 1:500–1000. В связи с этим в брусите концентрируется до 90% и выше всего не растворимого в воде хлора серпентинизированных ультрабазитов. Данных о фторе недостаточно для точной количественной его оценки, но несомненно, что он содержится в значительно меньших количествах, чем хлор. Атомное отношение содержания хлора и фтора большей частью выше 10.

В природе известен хлорсодержащий аналог брусита-айоваит $Mg_4Fe^{3+}(OH)_8OCl \cdot 2-4H_2O$, в котором около 9% хлора. Впервые этот минерал описан Оллеманном и Доннеем (Allemann, Donnay, 1969). Породообразующий брусит серпентинизированных ультрабазитов в отношении содержания хлора можно, следовательно, рассматривать как уклоняющийся несколько в сторону айоваита.

Поведение галогенов при серпентинизации, несомненно, заслуживает дальнейшего изучения.

УГЛЕКИСЛОТА В БРУСИТЕ

Исследуя поведение углерода в ходе серпентинизации, мы выполнили серию анализов в различной степени серпентинизированных дунитов, в которых определялись углекислота и общий углерод. Результаты изображены на приводимых ниже рис. 96 и 97. Они показывают отчетливую прямую зависимость между степенью ранней серпентинизации дунитов и содержанием как углекислоты, которое доходит до 0,3-0,4%, так и общего углерода. В слабо серпентинизированных дунитах Иовского тела Кытпымского массива Платиноносного пояса Урала содержание углекислоты снижается до следов. Аналогичные данные приводят Химмельберг и Коулмен (Himmelberg, Coleman, 1968) для серпентинизированных дунитов массива Рэд Маунтин (Калифорния), в которых содержания углекислоты по пяти анализам составляют в среднем 0,24% при содержании воды 10,3%, что соответствует степени серпентинизации около 60%. Характерно, что в гарцбургитах того же массива содержание углекислоты много ниже и составляет по трем анализам в среднем 0,12% при той же степени серпентинизации.

Предполагать присутствие магнезита в исследованных нами породах нет оснований. Он не обнаруживается под микроскопом как в тонкодисперсных петельчатых, так и перекристаллизованных магнетит-брусит-антигоритовых серпентинитах, не проявляется на термограммах. В то же время наблюдается пик в интервале 120-180°C, соответствующий пирроауриту ($(MgFe)_8(OH)_{16}[CO_2] \cdot 4H_2O$). Все это дает основание предполагать, что углекислота входит в состав брусита точно так же, как и в пирроаурит и близкий к нему по составу колингит ($(Mg_{10}Fe^{3+}(OH)_{24}CO_3 \cdot 2-4H_2O$), описанный Мумптоном и др. (Mupton et al., 1965)*. Расчетное содержание углекислоты в пирроаурите - 7,6, колингите - 5,1, в наших образцах в расчете на брусит - 3-4% (вес. %). Таким образом, брусит, входящий в тонкодисперсном виде в состав продуктов петельчатой серпентинизации, имеет довольно сложный состав, отличается от теоретического наличием примесей углекислоты, окисного железа и хлора и может быть назван хлорсодержащим колингитом.

*Впервые на присутствие в серпентинизированных ультрабазитах наряду с бруситом близких к нему эндогенных минералов, содержащих углекислоту (пирроаурита, бруньятеллита), указал Аументо (Aumento, 1970).

Таблица 9

Содержания серы в серпентинизированных дунитах Кытлымского массива (в %)

| Число химических анализов | Степень серпентинизации, % | | | |
|----------------------------------|----------------------------|-------|-------|-------|
| | 0-10 | 10-20 | 20-30 | 30-40 |
| в которых сера не обнаружена | 4 | 6 | 3 | - |
| с содержанием серы 0,004-0,007% | - | 1 | - | - |
| с содержанием серы больше 0,007% | - | 3 | 3 | 2 |

Присутствие хлора, по мнению А.А. Маракушева, должно влиять на распределение железа между бруситом и силикатами, приводя к обогащению первого минерала. Это подтверждается сопоставлением природного и экспериментального распределения. По данным В.И. Фонарева и А.М. Аксюка (устное сообщение), оливин, сосуществующий с бруситом, заметно обогащен железом (коэффициент распределения близок к 2), тогда как в серпентинизированных ультрабазитах мы имеем обратное соотношение.

Поскольку известны ассоциирующие с серпентином аналоги брусита, содержащие серу, — минералы точилит $6(\text{FeO}_{0,9}\text{S})5[(\text{Mg}_{0,7} \cdot \text{Fe}_{0,3})(\text{OH})_2]$ (Органова и др., 1971, 1973), валлериит $(\text{Cu}_{1,2} \cdot \text{Fe}_{0,8} \cdot \text{S}_{2,0}) \cdot 1,64[(\text{Mg}_{0,7} \cdot \text{Fe}_{0,3})(\text{OH})_2]$ и другие, можно предполагать, что постоянные незначительные содержания серы в серпентинизированных ультрабазитах, обнаруживающие прямую связь со степенью серпентинизации (табл. 9), также обусловлены примесью этого элемента в составе брусита.

Глава 3 МАГНЕТИТ

Магнетит в ультрабазитах — минерал нередкий, количество его может достигать 10% и более. Появление и состав магнетита зависит от условий образования.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ МАГНЕТИТА В ПОРОДЕ

Для характеристики магнитности пород обычно используется величина магнитной восприимчивости (κ), замеряемая в монолитных образцах. Однако сопоставление этой величины с содержанием маг-

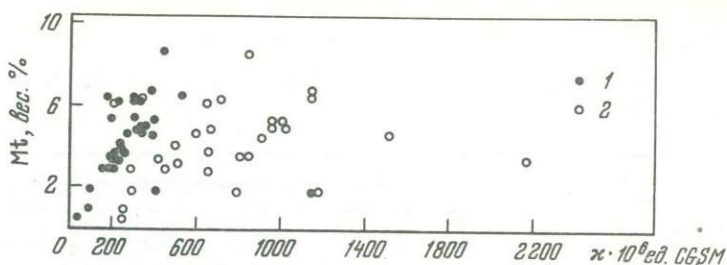


Рис. 44. Сопоставление результатов замеров магнитной восприимчивости антигоритовых серпентинитов Полевского массива в порошках (1), в монокристаллических образцах (2) с содержаниями магнетита, определенными методом магнитного насыщения

нетита в антигоритовых серпентинитах Полевского массива показало, что магнитная восприимчивость образцов определяется не только количеством магнетита, но и формой его выделений и характером распределения (рис. 44). Лучшие результаты получаются при определении κ в порошке; по-видимому, этот метод наиболее хорош при малых содержаниях магнетита.

В настоящей работе абсолютные количества магнетита определялись методом магнитного насыщения на установке, собранной в лаборатории петрографии Института геологии и геохимии Уральского научного центра и описанной в 1969 г. А.Д. Соколовым и В.А. Макаровым. В отличие от методики определения объемных содержаний магнетита (Соколов, Макаров, 1969), нами определялись весовые количества этого минерала. Точность определения составляет 0,2–0,3% в интервале 0–20 вес.%

В оливинах дунитов и гарцбургитов рядом исследователей отмечены мельчайшие дендритовидные октаэдры, непрозрачные пластинки и ламеллы магнетита и хроммагнетита, ориентированные параллельно (001) или (100), которые рассматриваются ими как продукты распада первичного оливина (Дир и др., 1965–1966; Смирнова, 1971; von Kaaden et al., 1972; Агафонов и др., 1973). Возраст включений – досерпентинитовый.

П.Я. Ярош обратил наше внимание на закономерно расположенные в плоскости спайности оливина (010) скопления идиоморфных зерен непрозрачного в шлифах рудного минерала (см. рис. 57 на стр. 132). По размеру зерен (менее 0,04 мм) он заметно уступает хромшпинелиду. Ограждающая способность его заметно выше, чем у хромита, однако точно определить минерал не удалось. Предположительно он был определен как магнетит. Количество этого минерала достигает 0,5–1,0% в кытлымских дунитах и 1,5–2,0% – в гарцбургитах массива Рай-Из.

Исследования Д.С. Штейнберга и И.А. Малахова (1964) показали, что в ходе петельчатой серпентинизации дунитов и гарцбургитов первичный магнетит растворяется. Этот вывод позднее был подтвержден другими исследователями (Condie, Madison, 1969; Au-

mento, 1970; Пинус и др., 1973). Действительно, с увеличением степени серпентинизации количество первичного магнетита уменьшается (см. рис. 56 на стр.131). Однако некоторое количество магнетита (в среднем 0,4–0,5%) в значительно серпентинизированных ультрабазитах обнаруживается; этот факт объясняется неустойчивостью петельчатого серпентина, приводящей к частичной очистке его от железа. Химический состав такого магнетита следующий (данные А.Е.Рышка): SiO_2 – 3,14%, Al_2O_3 – 0,43%, Fe_2O_3 – 65,50%, FeO – 27,42%, MgO – 1,93%, п.п.п. – 1,57%, Σ – 99,99%; ϕ = 68%.

Обычно образование магнетита связано с прогрессивными стадиями серпентинизации: антигоритизацией, хризотилизацией и лизардитизацией (Штейнберг, Малахов, 1964; Штейнберг и др., 1973а, б). Как показали систематические определения содержаний магнетита, полученные методом магнитного насыщения, распределение его в такого типа серпентинитах крайне неравномерно, а содержания колеблются от нуля до 10–12%, составляя в среднем около 5% (Варлаков, 1973; Малахов, Чашухин, в печати).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГНЕТИТОВ

Сведения о составе магнетитов из серпентинитов в литературе отрывочны и противоречивы.

По данным Н.Д.Соболева (1952), рудная пыль в серпентинитах представлена механической смесью полумартита, мартита, гематита и маггемита.

Химический состав образца "волокнистого" магнетита из жилы хризотил-асбеста Баженовского месторождения по соотношению окисного и закисного железа близок к теоретической формуле $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Меренков, 1959).

Магнетиты из антигоритовых серпентинитов Татищевского массива Южного Урала изучены Л.Д.Булькиным (1969). Обращает внимание резкое преобладание окисного железа над закисным ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe} = 0,77$ против 0,67% (в теоретической формуле магнетита). Следует отметить высокие содержания TiO_2 (1,26–2,90%) и Al_2O_3 (1,26–3,75%).

По термомагнитным данным, полученным А.Е.Рышком (1969), магнетиты из серпентинитов Урала содержат не более 2% MgO . Маггемит в свободной форме не обнаружен.

Отмечено, что магнетиты в серпентинитах содержат в среднем 0,30% NiO (Эдельштейн, 1960), обычно 0,1–0,5%, редко до 10% Cr_2O_3 и следы Mn (Wenner, Taylor, 1971).

Целью наших исследований явилось изучение состава магнетитов из ультрабазитов Урала, претерпевших различные стадии серпентинизации. Всего изучен 21 образец магнетитов (табл. II "Приложение"). Образцы, за исключением 26 и С-430, представленных магнетитом с пластинчатыми включениями гематита, оптически однородны при максимальных увеличениях микроскопа. В образцах определены химический состав, параметры элементарной ячейки, отра-

жательная способность и зависимость величины магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности от температуры. Последнее позволило определить точки Кюри магнетитов.

Выделение магнетита проводилось методом мокрой сепарации на приборе УЭМ-1Т из тонко растертых образцов серпентинитов.

Химико-аналитические определения сделаны в химико-спектральной лаборатории Института геологии и геохимии Уральского научно-го центра АН СССР аналитиками Т.И. Филинковой и Г.И. Торчиковой. Mn, V и Co определены спектральным методом Н.П. Нагаевой.

Как показали анализы, мономинеральных фракций магнетита получить не удалось. В связи с этим в большей части образцов содержания малых элементов, характерных для минералов-примесей, Mg, Cr, Ni и Al были определены рентгеноспектральным анализом на приборе JXA-5 в Институте геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР инженерами Г.А. Сандлером и В.Е. Масленниковым. Определения проведены методом шагового сканирования через 5 мкм поперек жилок магнетита с тем, чтобы учесть неравномерность распределения компонентов. С целью изучения распределения элементов-примесей применялось также непрерывное сканирование.

Рентгенограммы снимались в камере РКД (57,3 мм) при асимметричной закладке пленки. Диаметр образца около 0,3 мм. Излучение Fe-K_α. Параметр ячейки определялся путем построения экстраполяционной кривой зависимости a_{hkl} от Θ ($\Theta-90^\circ$) по функции

$$\frac{1}{2} \left(\frac{\cos^2 \Theta}{\sin \Theta} + \frac{\cos^2 \Theta}{\Theta} \right). \text{ Ошибка определения параметра } \pm(0,001-0,002) \text{ \AA}.$$

Для части образцов на приборе ПООС-1 была определена отражательная способность магнетитов для длины волны 589,8 нм с погрешностью $\pm 0,5\%$. В каждом образце проведено по 20 замеров.

Термомагнитные кривые $\kappa(t^\circ\text{C})$ снимались на установке, разработанной в Институте геофизики Уральского научного центра АН СССР. Погрешность определения температуры точки Кюри $\pm 2^\circ\text{C}$. Скорость нагрева и охлаждения 20°C в минуту.

В табл. II "Приложений" сведены: первичные и пересчитанные на 100%, после исключения примесей серпентина и хромшпинелида, химические анализы магнетитов; результаты пересчета на миналы и количества катионов; значения измеренных и рассчитанных по химическому анализу параметров элементарной ячейки и точек Кюри магнетитов, а также характеристика общего вида термомагнитных кривых и значений коэрцитивной силы в поле 400 эрстед до и после термообработки. Анализы размещены в порядке увеличения измеренного параметра элементарной ячейки.

Химические анализы показали практически постоянное присутствие, но в разных количествах магния, хрома, никеля, кобальта, титана и избыточных, против теоретической формулы, содержаний трехвалентного железа. Глинозем обнаружен только в одном образце -

Д-353 в количестве 0,18%. Судя по рентгеновским данным, перечисленные элементы входят в кристаллическую структуру магнетита.

Для подтверждения этого вывода проведено сравнение параметров элементарной ячейки, определенных рентгеновским анализом и рассчитанных по химическому составу. Расчетный параметр определялся по аналогии с расчетом параметров хромшпинелидов (Павлов и др., 1968). Значения параметров элементарной ячейки шпинелидов заимствованы из справочника Дира и др. (1965-1966). Расчет проведен по формуле:

$$a_0 = 8,395 + 0,0168\text{Ti} + 0,0163\text{Al} - 0,0011\text{Cr} - 0,0015\text{Mg} + 0,0144\text{Mn} + 0,0044\text{Ni} - 0,0056\text{Fe}^{3+}_{\text{изб}}$$

где 8,395 - параметр a_0 магнетита, Å (среднее значение из определений разных авторов - Нагата, 1965); $\text{Fe}^{3+}_{\text{изб}}$ - избыточное число

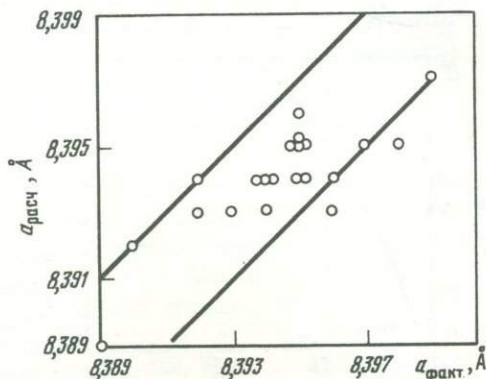
трехвалентного железа, равное разности рассчитанной и теоретической суммы трехвалентных катионов. Коэффициенты представляют собой приращения или уменьшения параметра магнетита при замещении одного катиона двух- или трехвалентного железа одним катионом элемента-примеси при допущении аддитивности изменения величины параметра.

Сопоставление рассчитанных и измеренных величин параметров элементарной ячейки магнетитов показало их хорошую сходимость (табл. II "Приложений", рис. 45). Разница между ними не выходит за пределы суммарной погрешности рентгенометрических и химических определений.

Как видно из пересчета химического состава на минералы, в структуре магнетита наиболее широко представлены молекулы магнезиоферрита и маггемита. Исключение составляет обр. С-403, в котором на основании сопряженного изменения содержания Mg и Cr сделано предположение о наличии магнезиохромита в твердом растворе с магнетитом. Влияние маггемита на величину параметра элементарной ячейки почти в 4 раза выше, чем магнезиоферрита. Более того, в большинстве случаев влияние Mg и Cr компенсируется действием других компонентов - Mg, Ni и Ti. Об этом можно судить, если сравнить расчетный параметр элементарной ячейки

Рис. 45. Соотношение измеренных и рассчитанных по химическому составу параметров элементарной ячейки магнетитов

Линиями ограничена область погрешностей рентгеновских определений



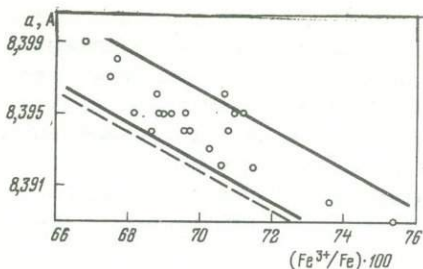


Рис. 46. Зависимость параметров элементарной ячейки магнетитов от степени окисления железа

Сплошными линиями ограничена область погрешностей рентгеновских определений, пунктирная линия — зависимость по Баста (Basta, 1959).

образцов магнетита, вычисленный без учета влияния на его величину маггемитовой молекулы, с параметром чистой $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Разница обычно составляет всего $\pm 0,001 \text{ \AA}$ (табл II "Приложений"). В связи с этим становится понятной четкая обратная корреляционная связь измеренного параметра элементарной ячейки магнетитов со степенью окисления железа, определяемой прежде всего количеством растворенного маггемита (рис. 46). Эту зависимость можно использовать для оценки степени окисления магнетитов из серпентинитов по рентгенометрическим данным.

Проведенные Ю.А. Волченко определения микротвердости двух образцов магнетита подтвердили вывод о существовании твердых растворов магнетита с маггемитом: если микротвердость образца 1396, по химическому анализу не содержащего маггемитового компонента, равна $530\text{--}580 \text{ кг/мм}^2$, что близко микротвердости FeFe_2O_4 , то для образца 2332, содержащего 9% маггемита, получены цифры $440\text{--}470 \text{ кг/мм}^2$, лежащие в интервале между значениями микротвердости $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (378 кг/мм^2 — Минералы, 1967) и FeFe_2O_4 (535 кг/мм^2 — Юшко, 1966).

На существование в природных магнетитах серии твердых растворов $\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{--}\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ указывал Баста (Basta, 1959). Им построена диаграмма зависимости параметра элементарной ячейки малотитанистых магнетитов с количеством маггемитовой составляющей. По мнению Баста, разности, отвечающие составам чистого магнетита и маггемита, в природе развиты крайне редко и, наоборот, твердые растворы этих шпинелидов представлены широко. Наши данные подтверждают этот вывод: практически во всех образцах отмечается то или иное содержание маггемитового компонента.

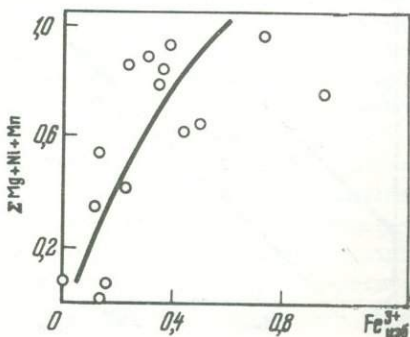


Рис. 47. Зависимость между содержаниями двухвалентных элементов и избыточного трехвалентного железа в магнетитах

По осям координат отложено число катионов в молекуле магнетита

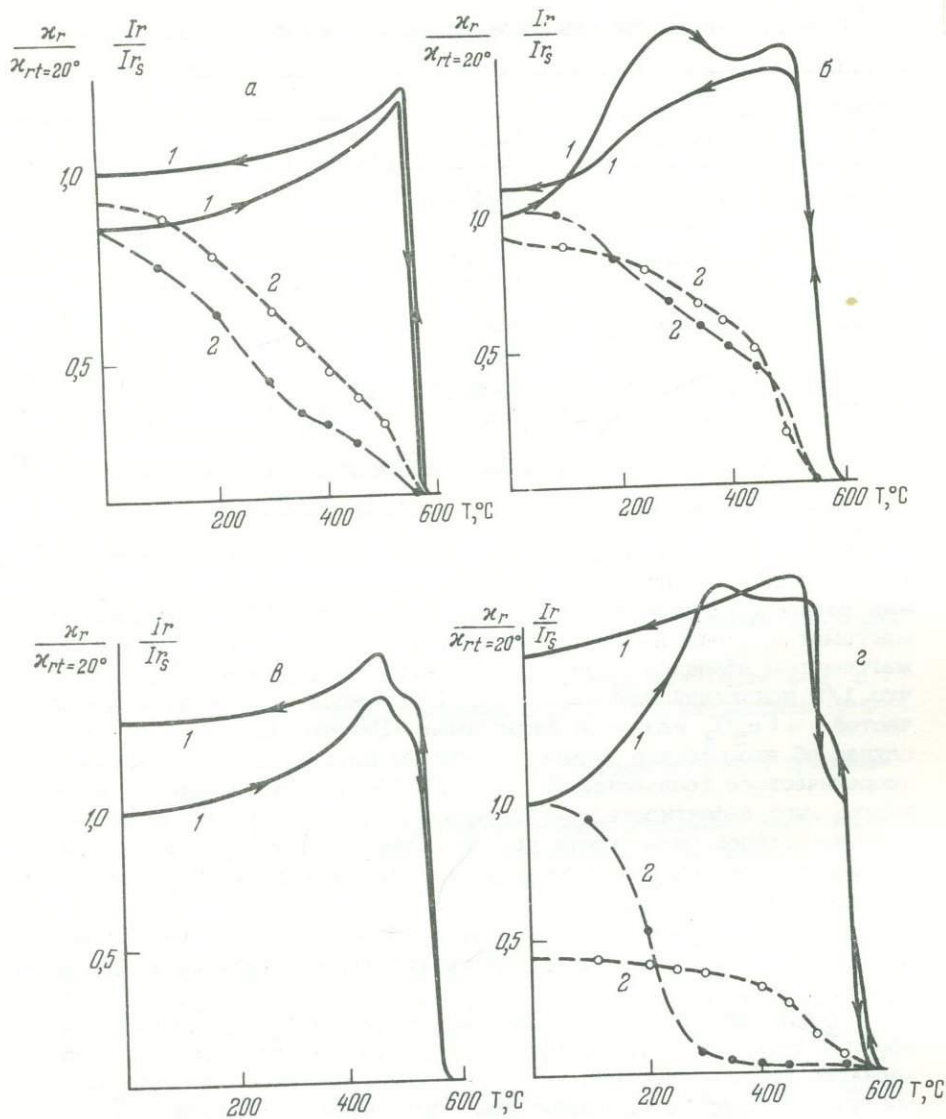


Рис. 48. Типичные термомагнитные кривые магнетитов из серпентинитов

1 - зависимость магнитной восприимчивости (κ_r) от температуры (сплошная линия); 2 - зависимость остаточной намагниченности (I_r) от температуры (пунктирная линия). Кривые с черными кружками - первый нагрев, кривые с белыми кружками - второй нагрев; а - 1-я группа, однофазные кривые, обр. 3885; б - 2-я группа, двухфазные кривые, обр. 2332; в - 3-я группа, двухфазные кривые, обр. 2159; г - 4-я группа, трехфазные кривые, обр. С-403

Таблица 10

Колебания содержаний элементов-примесей и значений отражательной

| Компонент | Образец | | | |
|--------------------------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|
| | С-403 | Д-353 | 2301 | 26 |
| MgO | $\frac{0,64-3,53}{1,52}$ | $\frac{0,66-6,20}{1,73}$ | | |
| Cr ₂ O ₃ | $\frac{0,65-9,72}{4,57}$ | $\frac{0,001-0,65}{0,17}$ | | |
| NiO | $\frac{0,19-0,31}{0,26}$ | $\frac{0,004-0,21}{0,14}$ | | |
| R, % | $\frac{15,4-20,1}{17,9}$ | $\frac{17,9-21,1}{19,4}$ | $\frac{17,0-20,0}{18,7}$ | $\frac{18,4-22,5}{20,0}$ |

Примечание. В числителе – пределы колебаний содержания, в знамена

Следует обратить внимание на прямую связь между избыточным количеством катионов трехвалентного железа и суммой двухвалентных катионов, прежде всего Mg, Ni и Mn (рис. 47). Как известно, маггемит и, по-видимому, серия твердых растворов магнетита с маггемитом обладают дефектностью структуры, выраженной в том, что 1/9 положений железа, или 2,67 положений катионов, в случае чистой $\gamma = \text{Fe}_2\text{O}_3$ являются вакантными (Нагата, 1965). В нашем случае об этом можно судить по суммам катионов, часто меньшим теоретического количества 24 (табл. II "Приложений"). Вполне возможно, что дефектность структуры могла способствовать вхождению по крайней мере части двухвалентных элементов в структуру магнетита, где они занимали вакантные положения двухвалентного железа в октаэдрических узлах решетки.

Полученные данные о составе магнетитов позволяют достаточно определенно интерпретировать результаты термомагнитных исследований.

Практически все термомагнитные кривые, за исключением кривой образца 328, необратимы. При последующих нагревах необратимый характер кривых исчезает, что может быть объяснено происходящими при термообработке процессами гомогенизации (Нагата, 1965; Печерский, Шаронова, 1970). При этом происходит увеличение магнитной восприимчивости и уменьшение коэрцитивной силы (табл. II "Приложений"). На значительной части термомагнитных кривых отмечаются дополнительные необратимые изменения в интервале температур 150–350°C, характерные для маггемита (Фоминых и др., 1973; Бродская, 1974).

По общему виду термомагнитные кривые могут быть подразделены на четыре группы, характерные:

способности магнетитов (в %)

| Образец | | | | |
|---------------------------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| 2332 | У-36 | 3885 | С-430 | Х-1 |
| $\frac{0,66-1,85}{0,95}$ | $\frac{0,67-2,37}{1,07}$ | $\frac{0,19-2,23}{1,22}$ | | |
| $\frac{0,007-1,23}{0,76}$ | $\frac{0,001-2,80}{1,00}$ | | | |
| | $\frac{0,20-0,29}{0,23}$ | | | |
| $\frac{17,7-19,7}{18,9}$ | | $\frac{16,4-22,0}{19,2}$ | $\frac{17,7-20,3}{19,3}$ | $\frac{16,9-19,9}{18,4}$ |

теле - средние значения.

1) для одной магнитной фазы;
 2) для двух магнитных фаз, одна из которых отмечается особенностями, типичными для маггемита, и при повторных нагреваниях переходит в однофазные;

3) для двух магнитных фаз, при последующих нагревах число фаз не уменьшается;

4) для трех магнитных фаз, представляющих сочетание 2-й и 3-й групп; при последующих нагревах переходят в двухфазные 3-й группы.

Типичные термомагнитные кривые для каждой из групп приведены на рис. 48.

По термомагнитным данным маггемитовый компонент обнаружен в половине изученных образцов. Количество его колеблется от 2 до 30% (оценка по сопоставлению магнитной восприимчивости магнитных фракций с κ чистого магнетита). Для образцов с содержанием маггемита более 10% отмечаются повышенные значения точек Кюри по сравнению с расчетными, что может быть объяснено неполным переходом маггемита в магнетит при нагревании и образованием твердого раствора гематит-магнетит (Бродская, Фролова, 1970; Ehrlich et al., 1969). Для ряда образцов антигоритовых серпентинитов выделяются две ферромагнитные генерации с точками Кюри, соответствующими приблизительно 520 и 565-575°C. Первая из них характеризует, по всей вероятности, одну из магнитных метаморфизованных зон хромшпинелидов, не отмечающуюся на дебаеграммах.

С целью изучения распределения малых элементов было предпринято непрерывное и шаговое рентгеноспектральное сканирование поперек жилок магнетита. Судя по полученным картинам, распределение магния, хрома и никеля неравномерно (табл.10). В большин-

стве случаев наблюдается некоторое увеличение их содержаний к краям жилок (рис. 49, 50). Количества элементов-примесей обычно находятся в обратной связи с содержанием железа и в прямой — между собой. В редких случаях, например в обр. С-403, в котором обнаружены две генерации магнетита, поведение никеля различно: в жилках первой генерации содержание NiO находится в обратной связи с MgO и Cr₂O₃, в магнетитах второй генерации — в прямой (рис. 51). Обе генерации отличаются также по средним содержаниям хрома и магния.

Основываясь на пространственном распределении элементов-примесей и имея в виду прямую зависимость между содержаниями малых элементов и избыточным количеством Fe³⁺, можно предполагать, что краевые зоны жилок магнетита обогащены маггемитовым компонентом. Косвенно об этом можно судить по приуроченности к периферическим частям магнетитовых жилок в образцах 26 и С-430 пластинок гематита.

На неравномерное распределение компонентов в магнетите указывают также данные определения отражательной способности (табл. 10). Колебания параметра R в одном образце в 2-4 раза превышают погрешность определений.

Образец С-403 характеризуется некоторым уширением (размытием) дифракционных пиков по сравнению с образцами, наиболее близкими к теоретической формуле магнетита. Это явление обычно вызывается либо существованием в решетке упругих внутренних микронапряжений, либо крайне малыми размерами блоков мозаики. В общем случае могут действовать оба эти фактора. Для решения этого вопроса было определено уширение (β) рентгеновских пиков исследуемого образца относительно пиков эталонного материала, в котором микронапряжения отсутствуют, а блоки мозаики достаточно велики. В качестве эталонного образца был выбран обр. 328, характеризующийся наиболее четкой дифракционной картиной. Профили пиков получены на дифрактометре ДРОН-1 методом счета числа импульсов при перемещении счетчика в области угла отражения на 0,05°. Время набора импульсов 40 сек. Излучение Си-K α . Не имея возможности провести строгий гармонический анализ формы рентгеновских пиков, нами был применен метод аппроксимации (Миркин, 1961). В качестве аппроксимирующей функции формы пиков выбрано выражение $\frac{1}{(1 + \gamma X^2)^2}$. Результаты исследования приведены в табл. 11.

Известно, что если уширение пиков β определяется только микронапряжением, то выполняется зависимость $\beta_2/\beta_1 = \text{tg}\theta_2/\text{tg}\theta_1$, если же причиной размытия является дисперсность блоков, то $\beta_2/\beta_1 = \cos\theta_1/\cos\theta_2$ (Миркин, 1961).

Из табл. 11 видно, что для линий (440) и (220) β_2/β_1 достаточно близко к отношению тангенсов соответствующих углов отражений, т.е. в решетке обр. С-403 существуют упругие внутренние микронапряжения, размеры же блоков мозаики не вызывают уширения линий.

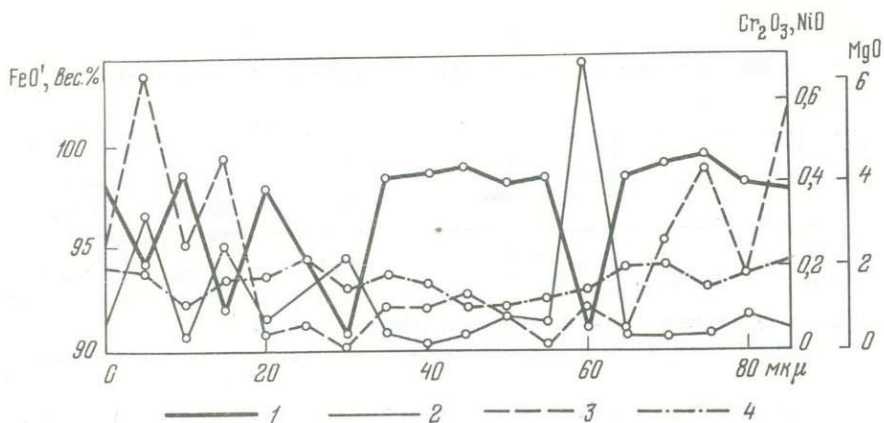


Рис. 49. Распределение FeO' (1), MgO (2), Cr_2O_3 (3) и NiO (4) вкост жилки магнетита. Шаговое сканирование через 5 μm . Обр. Д-353

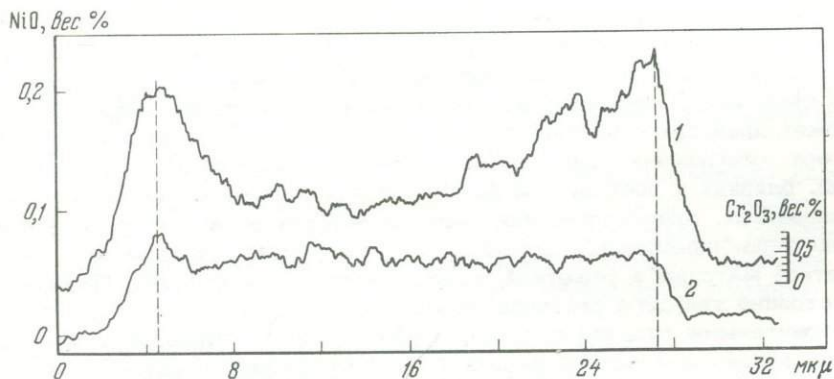


Рис. 50. Распределение NiO (1) и Cr_2O_3 (2) вкост жилки магнетита. Непрерывное сканирование. Обр. 2332

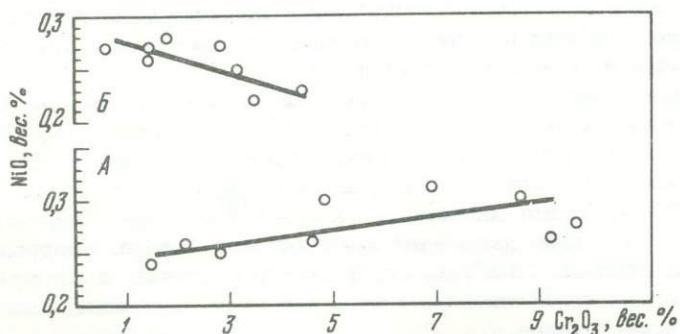


Рис. 51. Соотношение содержаний NiO и Cr_2O_3 в первой (А) и второй (В) генерациях магнетита по рентгеноспектральным данным. Обр. С-403

Таблица 11

Рентгенографический анализ природы размытия дифракционных пиков обр.С-403

| Линия | hkl | β , в угл.мин. | $\frac{\beta_2}{\beta_1}$ | $\frac{\cos\theta_1}{\cos\theta_2}$ | $\frac{\text{tg}\theta_2}{\text{tg}\theta_1}$ |
|-------|-------|-------------------------|---------------------------|-------------------------------------|---|
| 1-я | 220 | 4,65 | | | |
| 2-я | 440 | 11,3 | 2,43 | 1,13 | 2,26 |

Примечание. θ - угол отражения.

Используя методы расчета, описанные Л.И. Миркиным (1961), и значение модуля упругости магнетита E , равное 1,09 мбар (Справочник физических констант горных пород, 1969), находим, что обр.С-403 испытывает внутренние напряжения σ порядка 1400 кг/см^2 .

Возможно, что появление напряженного состояния материала объясняется процессами перераспределения примесных атомов (ионов) в решетке магнетитсодержащего магнетита. Например, нагревание до температур, превышающих температуры образования образца, может привести к возникновению в твердом растворе атомных группировок, обогащенных какой-либо примесью (примесями) до концентраций, близких к составу той фазы, которая в дальнейшем может образоваться. Кристаллическая решетка в таких областях претерпевает некоторые изменения, становясь как бы промежуточной между решеткой матрицы и решеткой, свойственной будущей фазе. Подобное состояние твердого раствора иногда называют переходной или подготовительной стадией распада, а обогащенные компонентом участки с несколько измененной решеткой - переходными областями (зонами). Появление таких концентрационных и структурных неоднородностей, приводящее к возникновению заметных микронапряжений, объясняет наблюдаемую необратимость термомагнитных кривых. Переходная стадия является метастабильной и под воздействием внешних условий может закончиться распадом твердого раствора, который нами наблюдался в образцах С-430 и 26.

Распад твердого раствора нами был получен экспериментально при нагревании недробленого обр. С-403 до температуры 550°C . В результате нагрева выпала фаза гематита в количестве около трети объема магнетита параметр элементарной ячейки вырос с $8,389$ до $8,394 \text{ \AA}$. Кроме магнетита, на рентгенограмме обнаружены линии α -железа. Причина выделения α -железа нам неясна. Контрольное нагревание образца 1396, не содержащего магнетитового компонента, не привело к выпадению гематита, что исключает окисление магнетита при нагревании.

Быстрый нагрев магнитной фракции обр.С-403 привел к гомогенизации магнетита и снятию внутренних микронапряжений, что вы-

разность в уменьшении уширения линий и согласуется с данными изучения магнетитов Ковдорского массива (Жилиева и др., 1973).

Степень окисления железа сосуществующих магнетитов и серпентинов хорошо коррелируется (см. ниже рис. 110). Здесь четко выделяются две группы пород: антигоритовые серпентиниты, с одной стороны, и хризотилитовые, хризотил-лизардитовые и лизардитовые — с другой. Эти группы серпентинитов образуют две полосы, имеющие разный угол наклона по отношению к осям координат. Граница между ними соответствует степени окисления железа в серпентине, равной 60–65%. Более окисные антигориты, сосуществующие с магнетитом, и более закисные хризотилы и лизардиты неизвестны.

Корреляция степени окисления железа между сосуществующими магнетитами и серпентинами подтверждает правильность наших выводов о широком распространении магнетитосодержащих твердых растворов в серпентинитах.

Выводы

1. В химическом отношении магнетиты из серпентинитов Урала представлены серией твердых растворов FeFe_2O_4 с рядом шпинелидов, в первую очередь с маггемитом, магнезиоферритом и магнезиохромитом.

2. По всей вероятности, достаточно совершенные в момент формирования магнетитосодержащие твердые растворы в ходе сложной истории серпентинитов подверглись внешним воздействиям, приведшим к нарушению идеальности, выразившейся в перераспределении компонентов. Эта переходная стадия при благоприятных условиях завершается распадом твердого раствора.

3. Изучение состава и магнитных свойств сосуществующих магнетитов и серпентинитов в ряде случаев является единственным источником информации для расчленения серпентинитов и определения физико-химических условий серпентинизации.

Глава 4

ПРОЧИЕ МИНЕРАЛЫ

МИНЕРАЛЫ УГЛЕРОДА

Массовое опробование ультрабазитов как возможных коренных источников алмазов на углерод в 40-х годах на Урале, в Карелии, в Восточном Саяне показало постоянное присутствие в них некарбонатного углерода, в среднем около 0,1%, что подтверждается нашими данными (Штейнберг, Лагутина, 1973). В литературе, где приводятся эти данные, к сожалению, не указывается форма наход-

дения этого углерода. Обычно отмечается, что поиски алмазов дали отрицательные результаты, что нерастворимого углерода не обнаружено и что он должен присутствовать в форме карбидов. Однако прямых указаний на карбиды с приведением диагностических сведений мы найти в литературе не смогли. Карбид железа давно известен в метеоритах в ассоциации с металлическим железом, в земных базальтах в такой же ассоциации (Вольнская область, Украина; Западная Вестфалия, ФРГ; Овифак, Гренландия), но в ультрабазитах он впервые был обнаружен Еремеевым и Сибилевым в массиве в Западном Саяне в виде отдельных зерен в сростании с самородным железом (Еремеев, Сибилев, 1970).

На Урале углерод в форме графита неоднократно отмечался исследователями в массивах Алапаевском, Ключевском, Баженовском и в виде примазок по трещинам (И.Н. Старцев и др.; М.Т. Соболев и М.В. Соболева; А.С. Шарыпов, неопубликованные данные).

Опробование уральских ультрабазитов на углерод в связи с поисками коренных месторождений алмазов в 1955-1957 гг. показало постоянное содержание некарбонатного углерода в дунитах Платиноносного пояса от следов до 0,14% со следующим распределением 132 проб (Н.М. Успенский и С.В. Москалева, неопубликованные данные):

| Содержание, % | Число проб | Содержание, % | Число проб |
|---------------|------------|---------------|------------|
| Следы - 0,01 | 6 | 0,07-0,08 | 13 |
| 0,01-0,02 | 7 | 0,08-0,09 | 9 |
| 0,02-0,03 | 10 | 0,09-0,10 | 7 |
| 0,03-0,04 | 23 | 0,10-0,11 | 3 |
| 0,04-0,05 | 23 | 0,11-0,12 | 1 |
| 0,05-0,06 | 17 | 0,12-0,14 | 1 |
| 0,06-0,07 | 12 | | |

Анализы на углерод выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.

Среднее содержание 0,05%, 53% всех результатов определений укладываются в интервал 0,03-0,06%. Во всех пробах, за отдельными исключениями, отмечается одновременное присутствие графитовой и карбидной форм углерода, при этом не даются их количественные соотношения и не приводятся сведения о методах их определения.

Природный ромбический карбид железа - когенит (Fe_3C) тождествен по химическому составу, структуре и физическим свойствам искусственному карбиду - цементиту, для которого имеются многочисленные определения точки Кюри, дающие интервал, по новейшим данным, 210-215°C. Известны и другие карбиды железа - карбид Хэгга ромбической сингонии Fe_2C (с точкой Кюри 247°C) и гексагональный карбид того же химического состава с точкой Кюри 380°C (Michel et al., 1951). По литературным данным, карбиды при нагревании на воздухе при температурах свыше 150°C легко окисляются с образованием магнетита и графита. Карбид

Хэгга при нагревании до 350°C переходит в цементит с выделением графита. Все карбиды способны растворяться в кислотах при достаточной их концентрации с выделением углеводородов, а в некоторых случаях – графита. В слабых кислотах карбиды железа нерастворимы, что позволяет отделять их от карбонатов.

Учитывая ферромагнитные свойства карбидов железа, мы провели систематические термомагнитные исследования серпентинизированных в различной степени и различным образом ультрабазитов Урала и отдельные измерения для океанических ультрабазитов из коллекции Л.Д. Дмитриева и ультрабазитов Восточного Саяна из коллекции А.К. Сибилева (Штейнберг, Чашухин, Лагутина, 1973б; Кошкина, Лагутина, 1973; Koshkina et al., 1974; Штейнберг, Лагутина, 1974; Штейнберг, Лагутина, 1975).

Всего выполнено 57 термомагнитных определений. Ниже приводится количество отдельных термомагнитных определений по серпентинизированным в различной степени ультрабазитам:

| | Число |
|--|-------|
| Петельчато-серпентинизированные дуниты со степенью серпентинизации: | |
| 50–100% | 36 |
| 0–30% | 8 |
| Аподунитовые антигоритовые серпентиниты | 6 |
| Лизардит-магнетитовые серпентиниты | |
| Сарановского массива | 5 |
| Серпентинизированные гарцбургиты | |
| (Срединно-Атлантический хребет) | 2 |

Термомагнитные исследования выполнены М.В. Лагутиной в лаборатории геомагнетизма и магнитометрии Института геофизики Уральского научного центра АН СССР на приборе конструкции Н.А. Иванова и В.Н. Менькова (Иванов, Меньков, 1965) по стандартной методике, консультировала И.А. Свяжина.

Результаты исследований показали постоянное присутствие карбида железа с точкой Кюри около 215°C в продуктах ранней – петельчатой серпентинизации дунитов и гарцбургитов за редкими единичными исключениями (рис. 52, I).

В свежих и слабосерпентинизированных дунитах Кытлымского массива (Иовское тело) когенита не обнаружено (рис. 52, II). Не обнаружен когенит также в перекристаллизованных магнетит-антигоритовых серпентинитах и в нацело серпентинизированных магнетит-лизардитовых дунитах и гарцбургитах стратиформного Сарановского массива на западном склоне Урала (рис. 52, IV). Когенит обнаружен в океанических ультрабазитах – серпентинизированных гарцбургитах и в аналогичных породах Восточного Саяна из коллекции А.К. Сибилева.

Полученные результаты позволяют предположить, что при ранней петельчатой серпентинизации происходит выделение части железа в форме когенита в ассоциации с серпентином и бруситом. При анти-

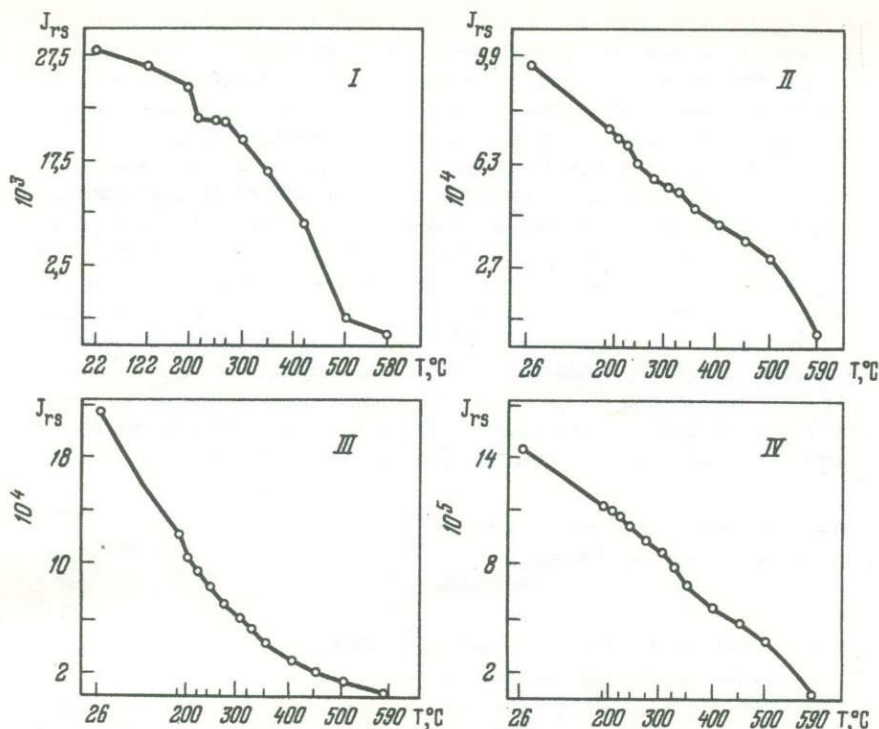


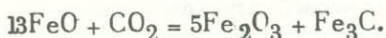
Рис. 52. Кривые терморазмагничивания

I — на 90% петельчато серпентинизированного дунита Нижне-Тагильского массива; II — на 10% петельчато серпентинизированного дунита Кытлымского массива; III — аподунитового брусит-антигоритового серпентинита Нижне-Тагильского массива, IV — аподунитового лизардитового серпентинита Сарановского массива

горитовой перекристаллизации когенит, очевидно, разлагается с выделением магнетита и, по-видимому, графита (Штейнберг, Лагутина, 1973; Штейнберг, Чашухин, Лагутина, 1973б). Парагенезис этих двух минералов отмечается всеми исследователями, описавшими графитизацию ультрабазитов (Колесник, 1966; Белов, Богдаева, 1962). Отсутствие когенита в серпентинизированных ультрабазитах Сарановского массива также, по-видимому, объясняется его неустойчивостью в присутствии магнетита.

Определить содержание когенита в серпентинизированных ультрабазитах можно пока только приближенно по имеющимся данным о содержании некарбонатного углерода, считая содержание углерода в когените равным 6%. Если исходить из содержаний углерода, приведенных выше (0,05–0,1%), то соответствующее им количество когенита составит 0,8–1,5% (Штейнберг, Чашухин, Лагутина, 1973). Уточнение этих величин — задача ближайших исследований.

Мы рассчитали уравнение реакции образования карбида железа, предполагая, что единственным источником кислорода при окислении железа в ходе серпентинизации является углекислота:



Стехиометрические подсчеты показывают, что на 12 частей углерода в этой реакции приходится 800 частей окиси железа и 180 частей карбида железа, на одну часть углерода – соответственно 66,7 и 15 частей, а на одну часть окиси железа – 0,055 частей углекислоты. Если в петельчатом серпентине, продукте ранней серпентинизации ультрабазитов, содержится в среднем 5% окиси железа, то количество углерода, образующегося при окислении железа по указанной реакции, при полной серпентинизации составит 0,075% (5:66,7=0,075). При преобладающей в уральских ультрабазитах серпентинизации на 70–80% количество углерода составит 0,05–0,06%. Расчеты хорошо согласуются с данными о реальном содержании этого элемента.

Можно полагать, что ранняя серпентинизация протекает как поглощение воды, содержащей 2% углекислоты, которая полностью разлагается: кислород идет на окисление железа, а углерод выделяется в форме карбида железа. Судя по литературным данным, железо иногда выделяется в самородном виде. Это дало нам основание выделить предположительно второй тип парагенезисов серпентин-брусит-железо (Штейнберг, Лагутина, 1973). При образовании магнетита когенит, по-видимому, окисляется по реакции $\text{Fe}_3\text{C} + 2\text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{C}$ с выделением графита.

Люминесцентный анализ серпентинизированных ультрабазитов (дунинов и гарцбургитов) Кемпирсайского и Хабаровинского массивов, выполненный Т.А. Теплицкой и М.В. Лагутиной в Межфакультетской лаборатории люминесцентных исследований природных углеродистых веществ МГУ по методике, описанной Т.Э. Барановой и др. (Баранова и др., 1966), показал присутствие в них 0,0003–0,004% легких и маслянистых битумов.

Таким образом, в серпентинизированных ультрабазитах некарбонатный углерод главным образом находится в форме карбида, графита и, в меньшей степени, битумов.

Главная задача дальнейших исследований – изучение взаимоотношений карбида железа и графита как показателей физико-химических условий процесса серпентинизации, проверка высказанных предположений о химизме этого процесса.

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИХ СПЛАВЫ

Самородные металлы, возникающие при серпентинизации, детально описаны П. Рамдором (1967). Однако использование его данных затрудняется тем, что он не разделял стадии серпентинизации. Поэтому можно только предполагать, какие из выделенных и описанных им минералов возникают на ранних стадиях, т.е. при петельчатой

серпентинизации, какие — при антигоритовой перекристаллизации. Самородный и железистый никель (аваруит — Ni_3Fe), по-видимому, равновесны с магнетитом, как более благородные металлы по сравнению с железом, т.е. возникают при антигоритовой перекристаллизации, так же как и графит. К этой же ассоциации, вероятно, можно отнести и железистый кобальт — CoFe . При ранней серпентинизации, возможно, образуется упоминаемое П. Рамдором и описанное Чемберленом самородное железо (Рамдор, 1967; Chamberlain et al., 1965; Chamberlain, 1960), ранее отмеченное А.Г. Бетехтиным в серпентинизированных дунитах Тагильского массива (Бетехтин, 1950).

Самородное железо в сростках с когенимом описано В.П. Ереме-евым и А.К. Сибилёвым (1970) из серпентинизированных гарцбургитов, а в ассоциации с сульфидами — Т.А. Смирновой (1970) в серпентинизированных дунитах Кемпирсайского массива Южного Урала.

В целом самородное железо, по-видимому, появляется очень редко, при наличии особых условий, так как на многочисленных кривых терморазмагничивания оно ни разу не зафиксировано.

Точно так же продуктом особых условий является и самородная медь, присутствующая в первичных ультрабазитах в ничтожных количествах и являющаяся поэтому продуктом концентрации при помощи гидротермальных растворов. Рассматривать ее как закономерный постоянный спутник серпентинизации нет оснований.

СУЛЬФИДЫ

Сульфиды железа, никеля, кобальта, меди, а тем более свинца и цинка, отмеченные П. Рамдором и описываемые многими исследователями, хотя и встречаются в серпентинизированных ультрабазитах довольно часто, однако всегда являются продуктами перераспределения, переотложения и нередко концентрации различных рассеянных в первичных ультрабазитах элементов. Появление этих сульфидов в количествах, превышающих сотые доли процента, — это несомненно, результат повышенной концентрации серы в гидротермальных растворах и, вероятно, происходит на более поздних стадиях, чем серпентинизация. Образование сульфидов — элемент уже не серпентинизации, а рудного процесса, требующий специального рассмотрения.

III. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Глава I ВВЕДЕНИЕ

Явления серпентинизации изучены нами в основном в дунитах дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой ассоциаций и в гарцбургитах первой ассоциации, т.е. в бескальциевых глубинных ультрабазитах. Дуниты указанных двух ассоциаций, как показали исследования, практически тождественны (Штейнберг, Малахов, 1965); некоторые различия наблюдаются лишь в степени окисления железа в серпентинах и аксессуарных хромшпинелидах и в железистости последних. В остальном серпентинизация в тех и других разновидностях дунитов, а также в гарцбургитах протекает аналогично. Это позволяет изложить результаты исследования серпентинизации не по типам пород, а по типам и стадиям процесса.

При описании серпентинизации стратиформных ультрабазитов используются в основном литературные данные. Серпентинизация этого типа ультрабазитов имеет свои особенности, которые могут объясняться только меньшей, по сравнению с альпинотипными породами, глубиной формирования, близкой к гитабиссальной. Эти особенности настолько существенны, что заслуживают рассмотрения.

Наши исследования позволяют выделить ряд равновесных минеральных ассоциаций, возникающих в различных типах и стадиях серпентинизации ультрабазитов. О равновесности ассоциаций свидетельствует корреляция железистости и степени окисления железа в сосуществующих минералах, подробно рассмотренная ниже при характеристике отдельных ассоциаций.

Выделенные и изученные нами минеральные ассоциации в принципе наметились давно: их можно найти уже в известной монографии Б.П. Крогова (1915). Они уточнялись в дальнейшем по мере изучения серпентинитов и серпентинизации. Обобщения по этому вопросу содержатся в работах А.Н. Заварицкого (1924, 1932); В.Н. Лодочкикова (1936); Н.Д. Соболева (1951а); И.М. Лашнева (1966); Г.Н. Судиловского (1967); В.Р. Артемова (1970); Петерса (Peters, 1963); Хостетлера и др. (Hostetler et al., 1966); Тейера (Thayer, 1966); Пейджа (Page, 1967а); Черны (Cerny, 1968) и многих других.

Смысл наших исследований заключался в изучении состава сосуществующих минералов в этих ассоциациях, в восстановлении по мере возможности физико-химических условий их генезиса, в сопоставлении ассоциаций, образовавшихся в глубинных и гитабиссальных условиях, в уточнении типов и взаимоотношений ассоциаций, выделенных прежними исследователями.

Мы считаем обоснованным выделение следующих типов минеральных ассоциаций, возникающих в определенной последовательности, в рамках бескальциевых составов ультрабазитов.

I. Первичная ассоциация ультрабазитов: оливин+энстатит с незначительной примесью кальция в виде вростков клинопироксена — продуктов распада твердого раствора, возникших при охлаждении первично однородного минерала + аксессуарный хромшпинелид.

II. Досерпентиновые вторичные образования, по-видимому, неравновесные в момент формирования, представленные вростками магнетита и хроммагнетита различной формы: мелкими октаэдрами внутри оливина, субграфическими сростаниями с оливином, тончайшими включениями, подчиненными кристаллографическим направлениям в оливине. Они описаны многими исследователями и рассматриваются как продукты распада твердого раствора в оливине (Дир и др., 1965–1966; Смирнова, 1971; Kaaden et al., 1972). По нашим представлениям — это продукты окисления железа, входящего в состав оливина. Вероятно, синхронно с этим процессом также в результате окисления первично закисного железа шло обогащение хромшпинелида магнетитовым компонентом. По данным Н.В. Соболева, аксессуарные хромшпинелиды во включениях гарцбургитов в алмазоносных кимберлитах и в самих алмазах совершенно лишены окисного железа, будучи аналогичны лунным (Соболев, 1974). Поэтому есть все основания полагать, что окисное железо в дунитах и гарцбургитах мантийного происхождения имеет вторичное происхождение и образуется внутри земной коры при восходящем перемещении мантийных ультрабазитов.

III. Продукты ранней ("автометаморфической") петельчатой серпентинизации. Характерно развитие поперечно-микроволокнистого тонкодисперсного агрегата окисерпентина, брусита, когенита, равновесных по отношению к оливину и хромшпинелиду. Магнетит неустойчив и если был — растворяется.

IV. Продукты наложенной (аллометаморфической) серпентинизации, всегда развивающейся на месте ранней, связанные с воздействием внешних факторов — интрузий, регионального метаморфизма, гидротерм.

1. Лизардит + брусит + когенит (лизардитовая ассоциация). Развивается всегда непосредственно на месте продуктов ранней серпентинизации и сохранившегося оливина. Может быть элементом зональности — петельчатый — лизардитовый — антигоритовый серпентиниты, что говорит в пользу ее прогрессивного характера, подобно антигоритовой перекристаллизации.

2. Ассоциация хризотил (асбест) + маггемо-магнетит + брусит (графит). Как правило, развивается на месте лизардитовой или иногда антигоритовой, реже ранней петельчатой ассоциации.

3. Ассоциация антигорит + брусит + магнетит (графит). Всегда — результат перекристаллизации продуктов ранней серпентинизации под влиянием воздействия внешних факторов в области устойчивости ассоциации серпентин-брусит. Изофациальна с верхами зеленослан-

цевой фации и с эпидот-альбит-амфиболитовой фацией регионально-го метаморфизма.

Массовым развитием с захватом больших объемов пользуются только пегельчатая серпентинизация и антигортитовая перекристаллизация. Лизардитовая и тем более хризотитовая ассоциации всегда распространены локально.

Глава 2

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Серпентинизация в самом раннем ее проявлении накладывается на первичные минеральные ассоциации ультрабазитов, претерпевшие лишь незначительные преобразования в твердом состоянии. К новообразованиям относятся игольчатые пустоты, микровключения жидкости, тончайшие включения магнетита в оливине. Появление их в твердых породах доказывается приуроченностью в ряде случаев к трещинам, расположенным в виде линейных цепочек, исключая сингенетичность с вмещающими минералами. Серпентинизация, даже самая ранняя, несомненно, моложе всех этих образований. Других процессов преобразования оливина и энстатита, возможных (по экспериментальным данным) при температурах выше температуры серпентинизации (например, возникновение талька, антофиллита), никогда не наблюдается. Эти процессы, как было показано давно многочисленными исследователями, напротив, накладываются на уже серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты различных типов, в том числе перекристаллизованные, и являются результатом воздействия наложенных факторов — регионального или контактового прогрессивного метаморфизма.

Таким образом, серпентинизация — это первое в ходе охлаждения ультрабазитов массовое преобразование под влиянием воды. В ничтожных объемах это влияние сказывается, по-видимому, в возникновении упомянутых выше досерпентиновых преобразований.

ПЕРВИЧНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ СВЕЖИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Первичный минеральный состав дунитов однороден и очень прост: 99% оливина и 1% хромшпинелида. Железистость оливина колеблется от 5 до 15%, чаще в пределах 8–10%. Вариации железистости оливина в пространстве в некоторых массивах приведены выше. Гарцбургиты отличаются только присутствием энстатита, железистость которого практически одинакова (в пределах точности измерений) с оливином. Количество энстатита чаще всего составляет 10–25%. Переход от дунитов к гарцбургитам обычно довольно резкий — на протяжении нескольких дециметров.

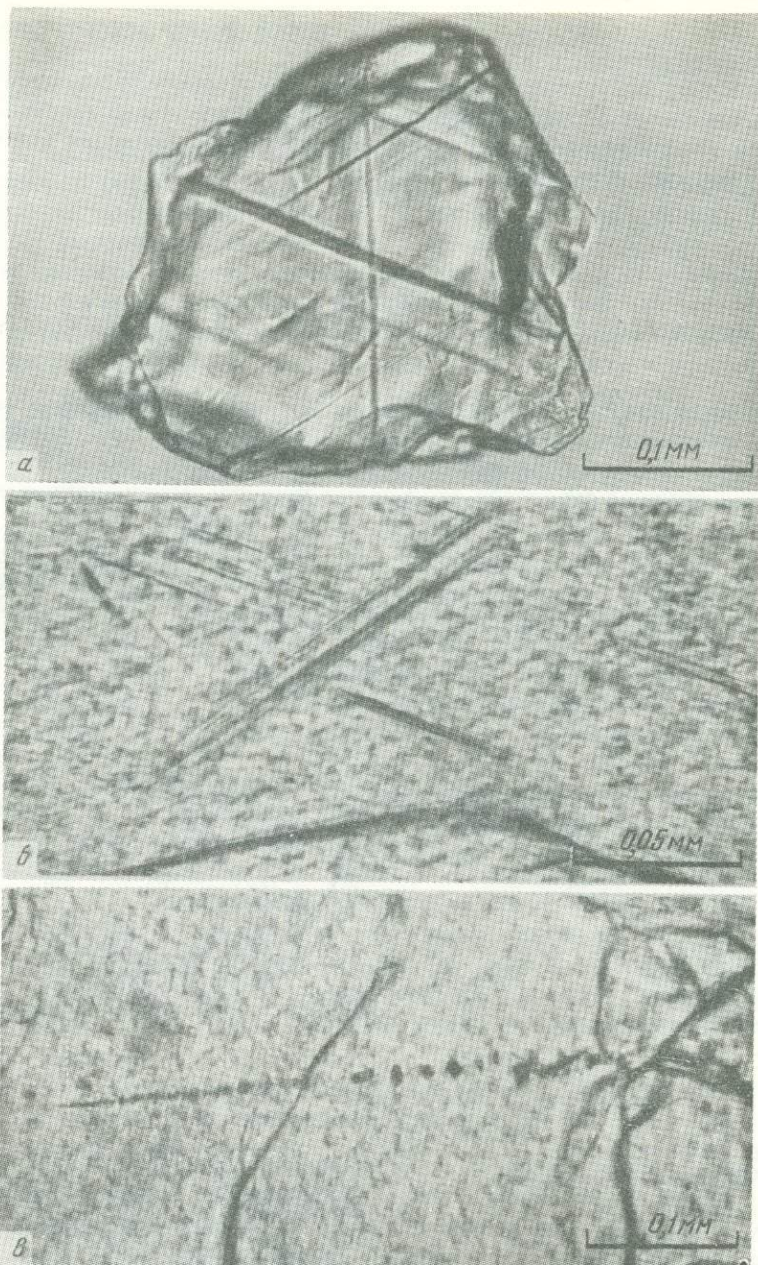
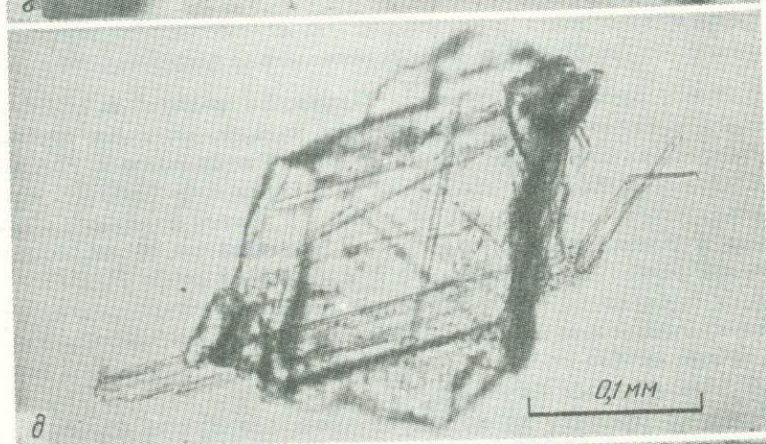
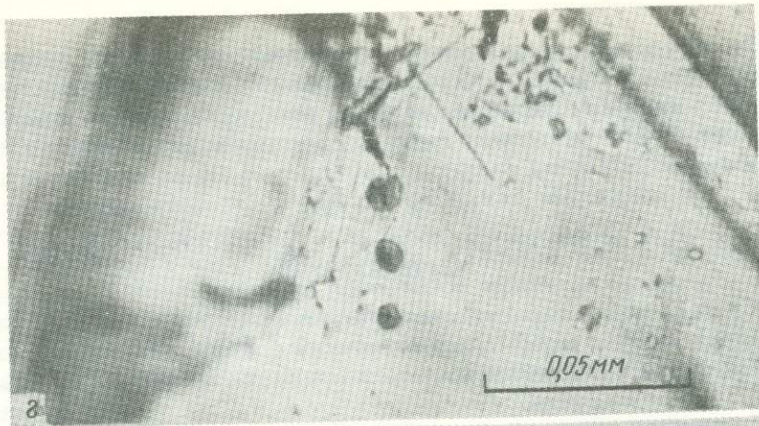


Рис. 53. Каналы в оливине Кытымского массива
 Продольные сечения: *a, б* — обр. К-1, шл. К-1, без анализатора; поперечные сечения: *в* — шл. К-3, без анализатора; *г* — обр.



К-1; *д* - серпентин в канале; *е* - досерпентиновый возраст каналов, ш.л. К-14, без анализатора

Структура дунитов и оливиновой массы гарцбургитов полигонально-зернистая. Оливин в изученных дунитах и гарцбургитах характеризуется наличием неоднородностей – игольчатых пустот и мельчайших включений жидкости. Угол между гранями зерен оливина приблизительно 120° .

ПРОДУКТЫ ДОСЕРПЕНТИНОВОЙ СТАДИИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

К таким продуктам относятся игольчатые пустоты, включения жидкости и магнетита. Досерпентиновый возраст их доказывается пересечением жилками петельчатого серпентина, исчезновением в ходе серпентинизации.

Игольчатые пустоты в оливине

Г. Розе, изучавший метеорит "Палласово железо" в 1864 г., описал в оливине строго параллельные каналы, имеющие определенное кристаллографическое расположение по отношению к граням оливина. Эти исследования продолжил Н.И. Кокшаров (1870), который показал, что каналы пустотелы и располагаются в оливине параллельно вертикальной оси кристалла (перпендикулярно плоскости оптических осей), т.е. совпадают с направлением ребра [010].

А.П. Лебедев (1965) обнаружил близкие по характеру образования в оливиновом габбро Ангашанского массива (Забайкалье). Они представляют собой "... тонкие трубчатые "каналы" с мельчайшими газо-жидкими включениями".

Широкое развитие каналов в оливинах палласитов отмечал П.Н. Чирвинский (1967).

Наблюдая полированные образцы дунитов Кытлымского массива в микроскопе МБС-1, П.Я. Ярош обратил внимание на пустоты в оливине, образующие в отдельных зернах до трех разнонаправленных систем взаимно параллельных игл (рис. 53).

Особенно многочисленны каналы в дунитах Кытлымского массива, где они имеются во всех зернах оливина. Каналы также наблюдались в оливинах дунитов и гарцбургитов Нижне-Тагильского, Баженовского, Кемпирсайского, Хабарнинского, Попевского массивов и массива Рай-Из, в войкаритах Войкаро-Сыннинского массива.

Лучше всего каналы просматриваются в иммерсионных препаратах при больших увеличениях. Они представляют собой игольчатые пустоты толщиной до 0,04 мм, имеющие в поперечнике изометрическую форму – ромбическую или шестиугольную (рис. 53, *в, г*). Развитие их в минерале, по-видимому, начинается с отдельных взаимно параллельных обособленных полостей, в дальнейшем сливающихся в один канал. В большинстве массивов доминирует одно направление каналов, в Кытлымском же преимущественно две или три системы (рис. 53, *а, б*). В шлифе каналы фиксируются не выходящими за пределы одного зерна прямыми линиями и полосами, в последнем случае оливин в месте их выхода имеет пониженную

ляющая часть их (60 из 75) располагается вблизи плоскости (010), более 40 из этой части группируются вдоль ребер $[201]$ и $[20\bar{1}]$, которые образуют с осью Ng оливина угол $32,5^\circ$ (рис. 54). Четыре выхода каналов расположились вблизи выхода Nm -положения, отмеченного Н.И. Кокшаровым. Таким образом, в

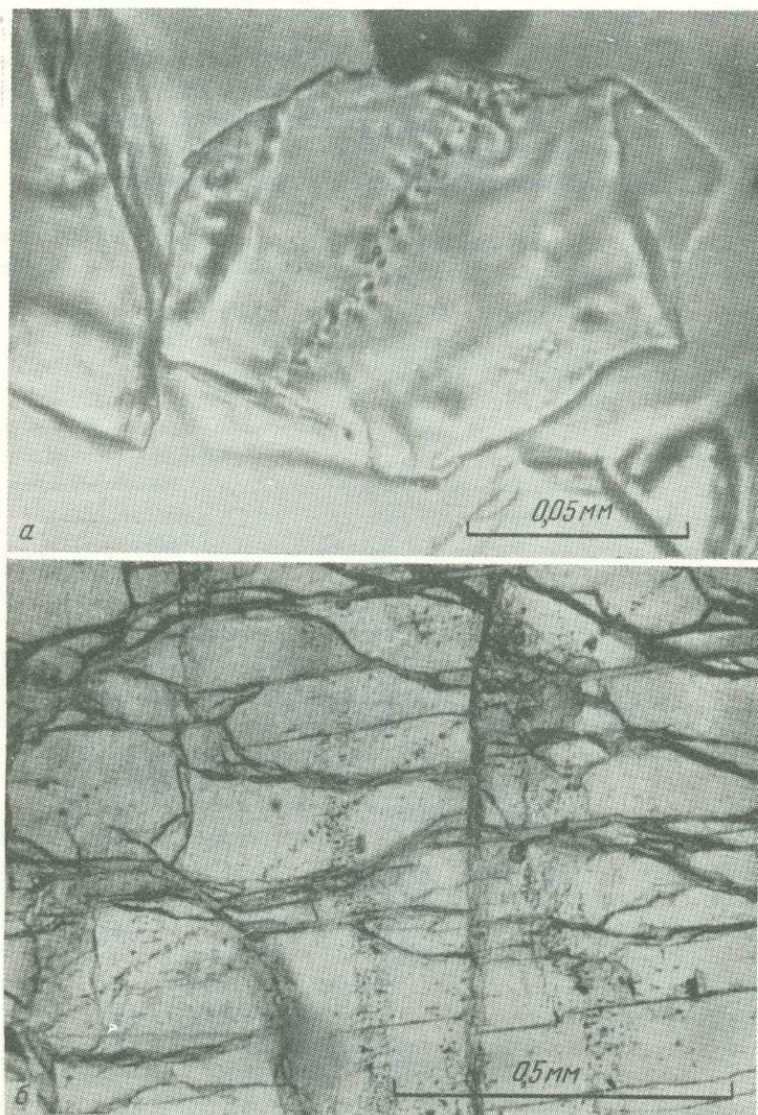


Рис. 55. Включения жидкости в оливине

a - дунит Нижне-Тагильского массива, обр. 1575; *б* - досерпентиновое образование включений жидкости, гарцбургит массива Рай-Из, шл. 3566

разрезах со средней интерференционной окраской (плоскость $NgNm$) выходы каналов слагают треугольник, две стороны которого располагаются под углом 65° (биссектрисой угла в этом случае служит ось Ng), третья сторона треугольника параллельна оси Nm .

Включения жидкости в оливине

Другой широко развитой неоднородностью внутреннего строения оливина уральских ультрабазитов являются включения жидкости, строение и состав которых ввиду чрезвычайно малых размеров не изучались.

Включения обнаружены в породах Кытлымского, Нижне-Тагильского (рис. 55, а), Уктусского, Кемпирсайского, Баженовского, Восточно-Тагильского, Хабаровинского массивов и массива Рай-Из (рис. 55, б). Они представляют собой мелкие, соизмеримые с диаметром каналов, выделения, обычно округлой, реже сложной формы. Скопления включений располагаются по плоскостям, часто совпадающим с плоскостью спайности. В шлифе скопления жидкостных включений фиксируются в виде полос (рис. 55, б). Образование их предшествует серпентинизации.

Досерпентиновый магнетит

В некоторых дунитах и гарцбургитах обнаруживаются признаки присутствия тонкодисперсного магнетита, исчезающего в ходе ранней серпентинизации. Данные определения содержания магнетита в этих породах, полученные измерением намагниченности насыщения, приведены на рис. 56.

Под микроскопом в таких породах в оливине обнаруживаются мельчайшие включения идиоморфных зерен рудного минерала с отражательной способностью, намного большей, чем у хромшпинелида (рис. 57). По-видимому, этот тонкодисперсный магнетит является продуктом окисления железа, входящего в состав оливина под действием воды при температурах, превышающих температуры серпентинизации. Сказанным объясняется отмеченный еще А.Н. Тимофеевым (1960) парадоксальный на первый взгляд факт повышенной магнитности свежих дунитов Нижне-Тагильского массива по сравнению с серпентинизированными.

Рис. 56. Зависимость содержания ферромагнитного компонента (в пересчете на магнетит) в дунитах и гарцбургитах от степени петельчатой серпентинизации

1 — дуниты и гарцбургиты массива Рай-Из; 2 — дуниты Кытлымского массива



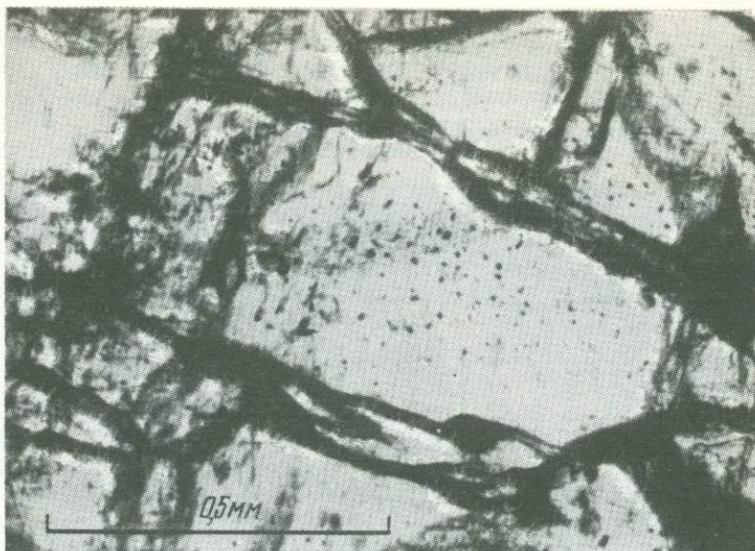


Рис. 57. Идиоморфные зерна магнетита в оливине. Дунит Кытлымского массива, шл. К-1, без анализатора

Многими исследователями наблюдались и описаны дендритовидные включения магнетита в оливине (Дир и др., 1965–1966; Смирнова, 1971; Kaaden et al., 1972; Агафонов и др., 1973; Васильев, Золотухин, 1975; Хэтч и др., 1975; Ефимов, устное сообщение), в большинстве случаев рассматриваемые как продукт распада твердого раствора оливина и магнетита.

Подобные включения обнаружены нами только в оливинах повышенной железистости зон эндоконтакта дунитов с клинопироксенидами (метадунитов, по Ефимову, Ефимовой, 1967) в Нижне-Тагильском и Кытлымском массивах (см. рис. 106 на стр. 179). Возраст включений, несомненно, досерпентиновый, но жилки раннего серпентина не оказывают никакого видимого воздействия на вещество магнетита. Такое же четкое геологическое положение имеют обнаруженные А.А. Ефимовым в массиве Вересовский бор (Ефимов, устное сообщение) оливины с включениями магнетита. Т.А. Смирнова (1971), по-видимому, первая из советских исследователей описавшая такие включения, обнаружила их в центральной и северной частях Кемпирсайского массива, сложенными породами дунит-клинопироксенитовой ассоциации; в породах южной части массива, сложенного дунитами и гарцбургитами, включения не были обнаружены.

Поэтому нам кажется более вероятным, по крайней мере для пород дунит-клинопироксенитовой ассоциации, объяснить данное явление как результат метасоматического замещения оливина в ходе клинопироксенизации дунитов.

ПРОДУКТЫ РАННЕЙ ПЕТЕЛЬЧАТОЙ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Этот тип серпентинизации известен давно. К нему относится подавляющая часть серпентинизированных дунитов и перидотитов, т.е. существенно оливиновых пород. Под микроскопом он характеризуется знаменитой петельчатой структурой, обусловленной развитием сети жилков поперечно-волокнутого серпентина, безразличной к контурам зерен оливина.

Давно всеми исследователями признано, что рассматриваемый тип серпентинизации — самый ранний, не связан с воздействием наложенных факторов, например с влиянием гранитных интрузий, в отличие от антитеррита. Поэтому, на наш взгляд, правильно рассматривать развитие петельчатого серпентина как проявление аутометаморфизма, а не аллометаморфической серпентинизации.

В дальнейшем исследования Д.С. Штейнберга (1960) показали, что поперечно-волокустые жилки состоят из сростков серпентина и брусита, по-видимому, в форме тончайших волокон немалита. Брусит настолько дисперсен, что не обнаруживается под микроскопом и устанавливается только с помощью выщелачивания, термического и рентгеноструктурного анализа. Присутствие брусита в количествах, отвечающих реакции: 2 мол. оливина + 3 мол. воды = 1 мол. серпентина + 1 мол. брусита, по Д.С. Штейнбергу, — доказательство изохимического характера процесса, следствием которого является увеличение объема. Выводы Д.С. Штейнберга были подтверждены и детализированы Хостетлером и Пейджем, обратившими внимание на повышенную железистость брусита по сравнению с серпентином (Hostetler et al., 1966; Page, 1967a).

Наши дальнейшие исследования подтвердили, что индивидуализированный брусит в рассматриваемом типе серпентинитов — редкость и является, несомненно, продуктом сегрегации и переотложения невидимого под микроскопом тонкодисперсного брусита. Микроскопически видимый брусит слагает ничтожный объем (1–2 процента) и образует обычно жипки внутри серпентиновых жилков или внутри оливина. Примеры таких жилков приведены на микрофотографиях (рис. 58).

Таким образом, большая часть брусита находится в тонкодисперсном виде в тесном прорастании с петельчатым серпентином.

Одной из характерных особенностей ранней серпентинизации является увеличение степени окисления железа породы в ходе процесса, на что исследователи давно обратили внимание (Высоцкий, 1913; Татаринев, 1929; Бетехтин, 1953; Меренков, 1957, 1958). Н.Д. Соболев (1952) даже предложил использовать величину окисления железа для характеристики степени серпентинизации, однако применял ее для всех без исключения типов серпентинитов.

В каком из новообразованных минералов фиксируется окисное железо в связи с этим выделяются ли окислы железа в свободном состоянии в ходе петельчатой серпентинизации, — единого мнения у исследователей не было.

Б.П. Кротов (1915) отмечал выделение магнетита при хризотиллизации дунитов и гарцбургитов Миасского района, считая при этом, что источником железа является оливин.

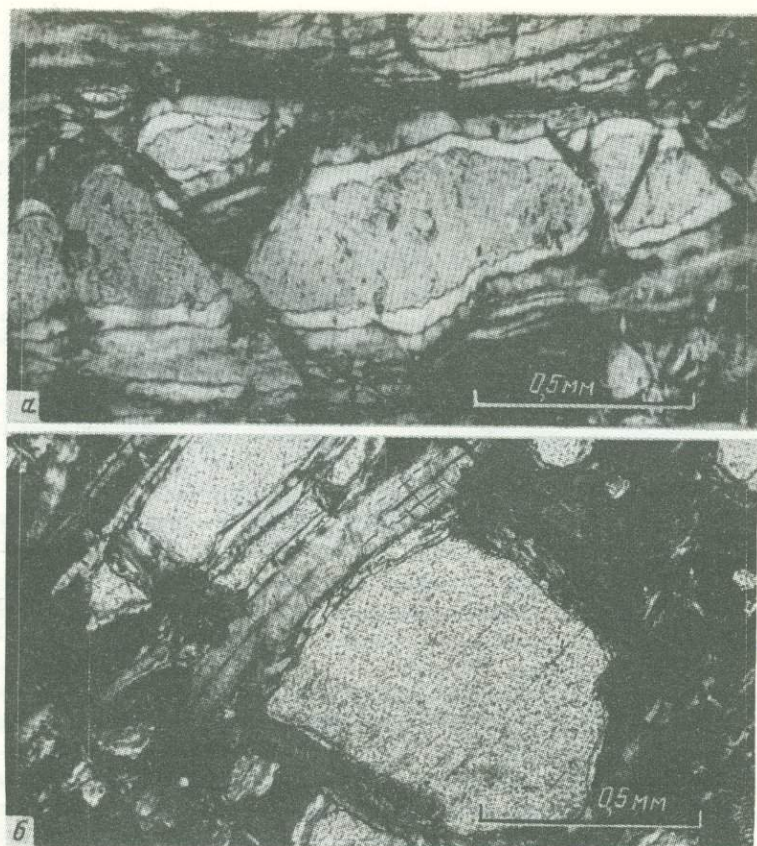


Рис. 58. Зональные жилки брусита и петельчатого серпентина
a — дунит Верхне-Тагильского массива, шл. 2794, с анализатором;
б — дунит Баженовского массива, шл. 2057, с анализатором

Н.К. Высоккий (1913), так же как и Г.Л. Падалка (1932), не наблюдал образование магнетита. А.Н. Заварицкий (1909), отмечая зеленоватый цвет хризотила, писал, что выделения окисного железа не обнаружено.

П.М. Татаринов (1928, 1929) констатировал образование магнетита при серпентинизации гарцбургитов Баженовского массива, однако отмечал, что в начальную стадию серпентинизации ультрабазитов Останинского массива рудный минерал не выделяется.

Н.Д. Соболев (1952) считал, что в ходе автотермической серпентинизации за счет окисления закисного железа первичных силикатов образуется рудная пыль, состоящая из полумартита, мартита, гематита и маггемита.

Продуктами серпентинизации, по мнению А.Г. Бетехтина (1953), могут быть только железосодержащие хризотил и брусит, однако

при окислении железа выделяются магнетит, магномагнетит и магнезиоферрит.

Хризотилизация гарцбургитов, по Б.Н. Меренкову (1957), проявляется в раскристаллизации серпентиновых гелей *in situ* и сопровождается "сбрасыванием" железа в виде магнетита, цепочки которого сохраняют первичную петельчатую структуру.

П.М. Татаринов (1928) сделал попытку количественно охарактеризовать распределение железа среди сосуществующих минералов в ходе ранней серпентинизации. Располагая двумя анализами гарцбургитов, серпентинизированных на 50%, и четырьмя анализами серпентина из Баженовского массива, исследователь наметил следующее примерное распределение закисного железа в гарцбургитах: 0,35% - в магнетите, 1,28% - в серпентине, 4,02% - в оливине и пироксене.

Детальное изучение образцов петельчато серпентинизированных дунитов и гарцбургитов ряда массивов Урала, сопровождавшееся прямым определением содержания магнетита, провели Д.С. Штейнберг и И.А. Малахов (Штейнберг, Малахов, 1964). Было однозначно установлено, что в ходе массовой серпентинизации магнетит не образуется, а железо, в том числе окисное, фиксируется в серпентине.

Отсутствие магнетита в петельчато серпентинизированных дунитах и гарцбургитах отмечается в некоторых классических альпийских массивах мира: в массиве Уэбстер, Северная Каролина, США (Condie, Madison, 1969), в массивах Новой Зеландии (Challis, 1965), в Баженовском массиве (Судиловский, 1969), в альпийских массивах Канады (Aumento, 1970).

Таким образом, исследования Д.С. Штейнберга и И.А. Малахова окончательно установили, что при ранней серпентинизации дунитов и гарцбургитов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой ассоциаций магнетит не выделяется. Более того (см. выше), при этом процессе растворяется магнетит, выделившийся в досерпентиновую стадию преобразования пород. Незначительная примесь магнетита, наблюдаемая под микроскопом, всегда связана с разложением раннего серпентина. Этот магнетит выделяется в виде тонкой вкрапленности на отдельных небольших участках и всегда сопровождается обесцвечиванием окружающего его раннего серпентина. Этим объясняются наиболее распространенные величины магнитной восприимчивости, не превышающие большей частью $100 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM (Таврин, Чашухин, 1969). Определение количества магнетита методом магнитного насыщения дает значения на пределе чувствительности метода.

Кроме того, небольшая примесь магнетита появляется в результате наложения более поздних стадий серпентинизации - антигоритизации и хризотилизации.

Акцессорный хромшпинелид не обнаруживает никаких признаков вторичных изменений в ходе ранней серпентинизации, оставаясь совершенно однородным. Учитывая чувствительность хромшпинелида

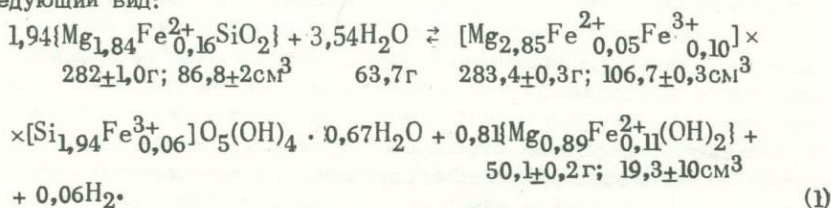
ко вторичным изменениям, что проявляется в замещении его магнетитом в антигоритовых серпентинитах и метадунитах (Ефимов, Ефимова, 1967), а также силикатами – антигоритом и хлоритом, указанную однородность можно рассматривать как убедительное доказательство равновесности минерала в описываемой ассоциации.

Следовательно, рассматриваемая равновесная ассоциация состоит из двух структурных элементов, наблюдаемых под микроскопом:

а) первичных минералов: оливина, хромшпинелида, переменного количества энстатита от близких к нулю значений в дунитах до 10–25% (наиболее часто) в гарцбургитах; б) тонкодисперсного агрегата, состоящего, как показали наши исследования, из серпентина, брусита и незначительной примеси (около 1%) карбида железа – когенита, являющегося по своему химическому составу почти чистым железом (94%). В первом приближении этот агрегат можно рассматривать как состоящий из двух минералов – серпентина и брусита, количественные соотношения которых зависят от величины $RO^* : SiO_2$ в исходной породе, т.е. от содержания энстатита, от относительной степени серпентинизации оливина и энстатита, от величины $RO^* : SiO_2$ в серпентине, меняющейся, как будет показано ниже, в ходе серпентинизации (рис. 59). На рис. 60, дополняющем рис. 59, показано содержание брусита в серпентинизированных дунитах в зависимости от степени серпентинизации.

Рассмотрим реакции, приводящие к образованию описанной выше минеральной ассоциации.

Дунит на 99% состоит из оливина, поэтому реакция серпентинизации сводится к реакции оливина с водой. Исходные данные для написания уравнения можно взять, используя результаты определения состава сосуществующих минералов, слагающих почти нацело петельчато серпентинизированный дунит Нижне-Тагильского массива (обр. 1575, табл. III и IV "Приложений"). Уравнение имеет следующий вид:



Плотности минералов и удельный объем воды взяты из следующих работ: У.А. Дир и др. (1965–1966), Н.А. Корнилов (1961), Краткая химическая энциклопедия (1963), Дж.М. Андерсон (1970). Плотность оливина $3,25 \pm 0,03$, серпентина – $2,65 \pm 0,01$, брусита – $2,6 \pm 0,1$ г/см³. Объемы левой и правой частей уравнения равны соответственно: $V' = 86,8 \pm 1,2$ и $V'' = 126,5 \pm 1,05$ см³. Увеличение объема исходного дунита в расчете на твердые фазы равно $45 \pm 3\%$.

Плотность воды зависит от температуры и давления. Рассмотрим два варианта давлений: 1 и 5 кбар. Этим значениям давлений

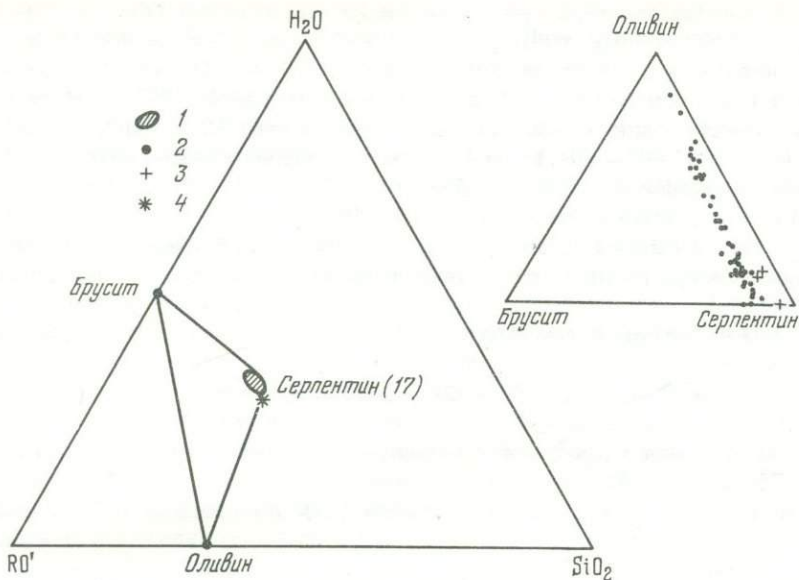


Рис. 59. Парагенезисы ранней (петельчатой) серпентинизации
 1 - состав петельчатого серпентина; 2 - дуниты, 3 - гарцбургиты; 4 - теоретический состав серпентина

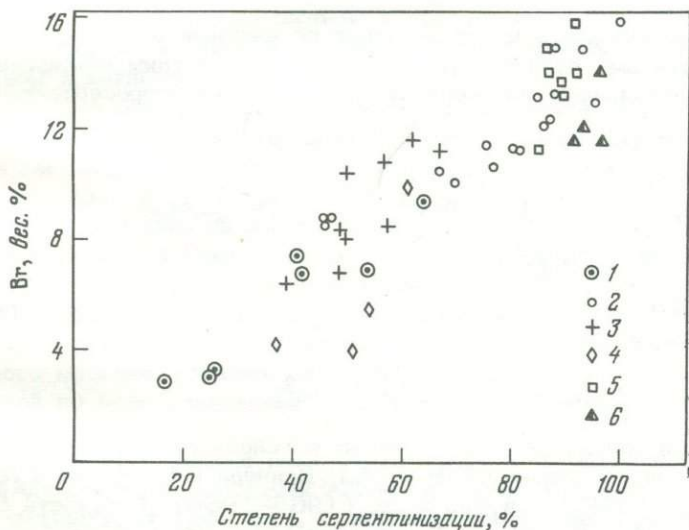


Рис. 60. Зависимость содержаний брусита от степени петельчатой серпентинизации дунитов массивов:
 1 - Кытлымского; 2 - Нижне-Тагильского; 3 - Уктусского; Баженовского; 4 - Нуралинского; 5 - Кемпирсайского

соответствует температура серпентинизации оливина состава $\text{Fa}_{7,5}$: 330 и 390° (Scarfe, Wyllie, 1967). Удельный объем воды при этих параметрах соответственно равен 1,30 и 1,07 $\text{см}^3/\text{г}$. Следовательно, при давлении 1 кбар и температуре 330°C 3,54 мол. воды, участвующие в реакции, занимают объем 82,7 см^3 , при 5 кбар и 390°C – 68,1 см^3 . С учетом воды объемы исходных и конечных членов реакции следующие:

1) $P = 1$ кбар и температура 330°C

$$V_1' = 172,3 \pm 1,2 \text{ см}^3; \quad V_2' = 130,5 \pm 1,05 \text{ см}^3$$

(объем конечного продукта уменьшился по сравнению с исходным на 24±3%);

2) $P = 5$ кбар и температура 390°C

$$V_1'' = 157,7 \pm 1,2 \text{ см}^3; \quad V_2'' = 130,5 \pm 1,05 \text{ см}^3$$

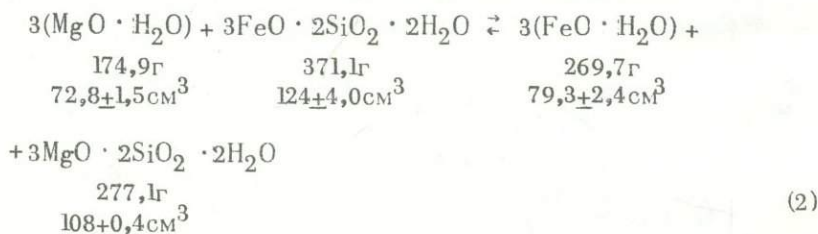
(объем конечного продукта уменьшился по сравнению с исходным на 17±3%).

Теоретическое содержание брусита (Br) по реакции (1) составляет

$$Br = \frac{50,1 \cdot 100}{333,5} = 15\%$$

и близко к реальным содержаниям (табл. IV "Приложений"), что подтверждает изохимический характер процесса серпентинизации дунитов.

Для установления влияния давления на распределение железа между продуктами ранней серпентинизации рассмотрим объемные эффекты реакции между безжелезистым бруситом и ферросерпентином.



$$V' = 196,8 \pm 4,3 \text{ см}^3; \quad V'' = 187,6 \pm 2,4 \text{ см}^3.$$

Плотности минералов заимствованы из следующих работ: Краткая химическая энциклопедия (1963); А.Н. Винчелл и Г. Винчелл (1967); В.Е. Трегер (1958); У.А. Дир и др. (1965–1966). Плотность брусита равна 2,40 ± 0,05 $\text{г}/\text{см}^3$; гриналита–селптехлорита, наиболее близкого по структуре и составу к серпентину, – 3,0 ± 0,1; $\text{FeO}(\text{OH})_2$ – 3,4 ± 0,1; плотность безжелезистого хризотила и лизардита в среднем равна 2,57 ± 0,02 $\text{г}/\text{см}^3$.

Как видно из сопоставления сумм объемов правой и левой частей уравнения (2) с учетом погрешностей, направление реакции – слева

направо. Таким образом, повышение давления способствует вхождению железа в брусит в большей степени, чем в серпентин.

Определение железистости сосуществующих минералов в рассматриваемом парагенезисе показало, что железистость брусита колеблется в гораздо больших пределах, чем оливина и серпентина (рис. 61), хотя состав брусита в пределах одного образца остается постоянным, о чем свидетельствует узость пика дегидратации на термограммах (см. рис. 33 на стр. 82). Эти колебания закономерно связаны со степенью серпентинизации, о чем свидетельствует расположение коннод на рис. 62, связывающих составы сосуществующих серпентина и брусита. Железистость брусита всегда более высокая, нежели железистость серпентина и оливина. Противоречие полученных данных с результатами эксперимента В.И. Фонарева и А.М. Аксюка (устное сообщение), показавшими обратную картину, т.е. большее содержание железа в оливине по сравнению с бруситом, объясняется, очевидно, присутствием в природном брусите, с одной стороны, заметной примеси хлора, с другой — заменой части двухвалентного железа трехвалентным. Хлор, как известно, благодаря его активному сродству к железу, сильно влияет на коэффициент распределения.

На рис. 63 и 64, дополняющих предыдущие, распределение железа между бруситом и силикатами показано с учетом погрешности определения.

На рис. 65 показано распределение железа между сосуществующими оливинами и петельчатыми серпентинами, тем самым подтверждается равновесность оливина с продуктами серпентинизации. На этом же рисунке видно отсутствие такой равновесности между оливином и антигоритом.

На рис. 66 приведена диаграмма соотношений Mg, Fe^{2+} и Fe^{3+} в серпентине, брусите и оливине в рассматриваемом парагенезисе. Из нее следует, что степень окисления железа в серпентине почти всегда одинаковая и приближается к магнетитовой, несмотря на некоторые вариации общей железистости ($Fe/Fe+Mg$). Величина, соответствующая степени окисления железа в брусите, показана условно, на основании единичных определений. На рис. 67, заимствованном у Г.Н. Судиловского (1969), приведены вариации степени окисления железа в петельчато серпентинизированных гардбургитах Баженовского массива. Степень окисления железа приближается к магнетитовой по мере увеличения степени серпентинизации, колеблющейся от 20 до 80%.

Имеющиеся данные показывают наличие определенной корреляции между степенью окисления железа в серпентине и сосуществующем хромшпинелиде (рис. 68). В серпентинизированных дунитах Платиноносного пояса степень окисления железа в сосуществующих серпентине и хромшпинелиде заметно выше, чем в ультрабазитах дунит-гардбургитовой ассоциации. Это — лишний довод в пользу равновесности аксессуарных хромшпинелидов с минеральными ассоциациями — продуктами ранней серпентинизации.

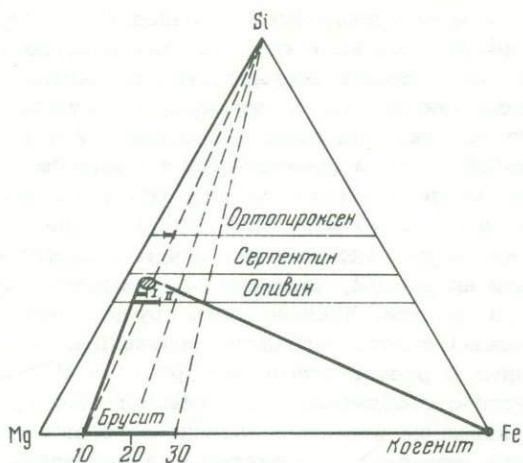


Рис. 61. Парагенезисы ранней (петельчатой) серпентинизации
 I – состав гарцбургитов; II – состав дунитов. Заштрихована область составов петельчатого серпентина

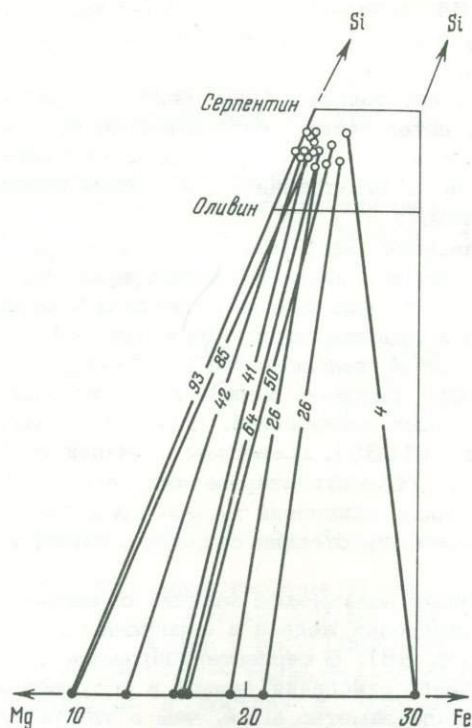


Рис. 62. Распределение железа между бруситом и петельчатым серпентином (цифрами показана степень серпентинизации)

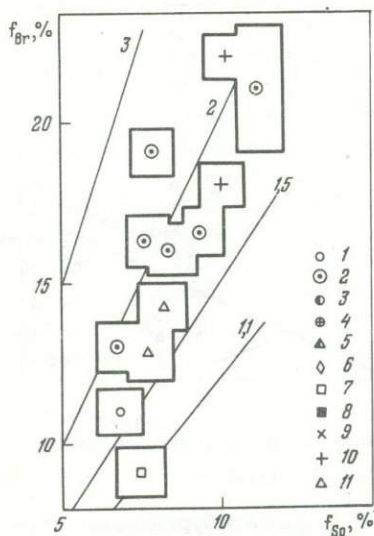


Рис. 63

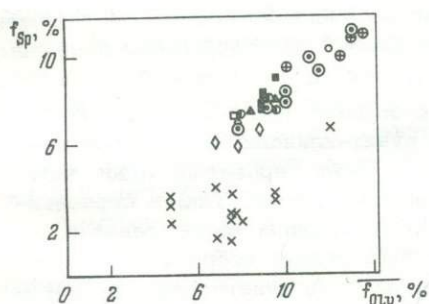


Рис. 65

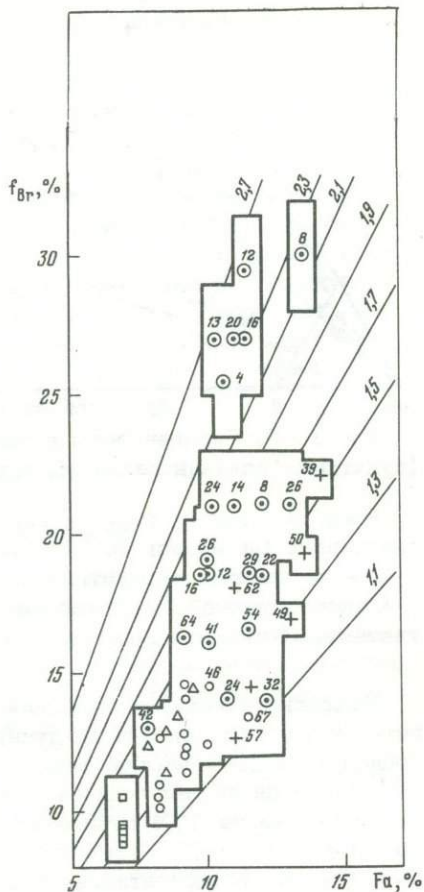


Рис. 64

Рис. 63. Распределение железа между бруситом и петельчатым серпентином

Массив: 1 - Нижне-Тагильский; 2 - Кытлымский; 3 - Рай-Из; 4 и 10 - Уктусский; 5 и 11 - Кемпирсайский; 6 - Баженовский; 7 - Нуралинский; 8 - Восточно-Тагильский; 9 - антигориты, сосуществующие с магнетитом. Ограничена область погрешностей определений. Цифры на прямых - отношения f_{Br} к f_{Sp} . Условные обозначения даны для рис. 63, 64, 65, 81, 95, 96, 97, 99, 100

Рис. 64. Распределение железа между бруситом и оливином

Ограничена область погрешностей определений. Условные обозначения те же, что на рис. 63. Цифры на прямых - отношение f_{Br} к f_{Ol} ; цифры при условных обозначениях - степень серпентинизации (вес. %).

Рис. 65. Распределение железа между сосуществующими оливинами и серпентинами

Условные обозначения те же, что на рис. 63

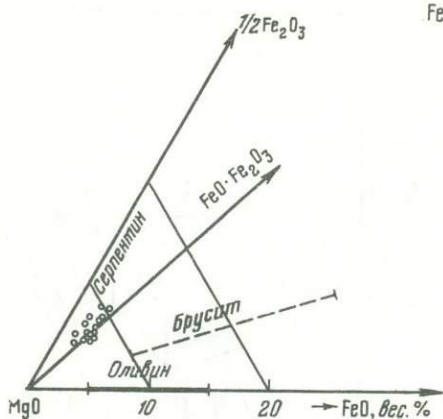


Рис. 66. Парагенезисы ранней (петельчатой) серпентинизации (пунктиром показан состав бруситов)

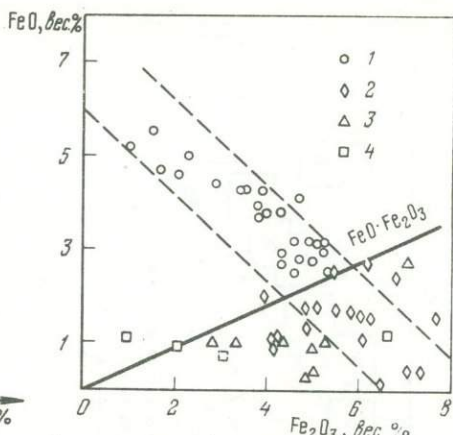


Рис. 67. FeO и Fe₂O₃ в гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах Баженовского массива (Судиповский, 1969).

1 – петельчато серпентинизированные гарцбургиты; серпентиниты; 2 – пизардитовые, 3 – антигоритовые из зон асбестизации, 4 – хризотиповые. Пунктиром проведены линии равной железистости

Микроскопические наблюдения показывают, что мощность жилок петельчатого серпентина из дунитов дунит-клинопироксеновой ассоциации большей частью зависит от степени серпентинизации: чем выше последняя, тем мощнее образующиеся жилки. Так, в серпентинизированном на 17% дуните (обр. К-3) толщина жилок равна в среднем 0,01 мм, в измененном на 43% дуните (обр. К-8) – около 0,04 мм, в серпентинизированном на 60% дуните (обр. К-20) – примерно 0,08 мм, хотя в двух последних образцах есть жилки мощностью 0,01 мм. Петельчатая серпентинизация оливина редко

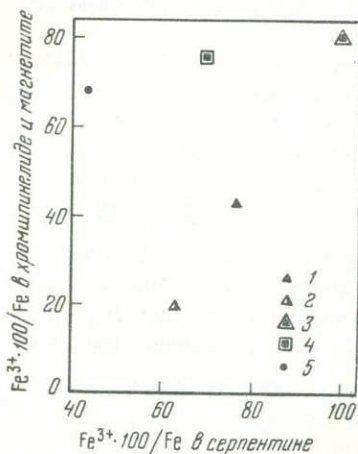


Рис. 68. Корреляция степени окисления железа в сосуществующих рудных и серпентиновых минералах

Петельчатый серпентин и аксессуарный хромшпинелид дунитов ассоциаций: 1 – дунит-клинопироксеновой; 2 – дунит-гарцбургитовой; 3 – пизардит и маггемо-магнетит Сарановского массива; 4 – хризотил и маггемо-магнетит хризотил-пизардитовых серпентинитов дунит-гарцбургитовой ассоциации; 5 – антигорит и магнетит антигоритовых серпентинитов

доходит до 100%, при максимальном развитии процесса всегда остаются реликтовые участки оливина в количествах, соизмеримых с содержанием аксессуарного хромшпинелида, т.е. 1-2%.

В противоположность дунит-клинопироксенитовой, в дунитах и гарцбургитах дунит-гарцбургитовой ассоциации зависимости мощности жипок серпентина от степени серпентинизации не наблюдается.

Отличительной особенностью дунит-гарцбургитовой ассоциации является то, что в породах, серпентинизированных более чем на 80-90%, по реликтам оливина, чаще на его периферии, развит изотропный или слабодвупреломляющий серпентин-серпофит. Среди изученных массивов серпофит-петельчатые серпентиниты наиболее широко распространены на Хабаровинском и Кемпирсайском массивах (см. рис. 28, б на стр. 68).

СТЕПЕНЬ РАННЕЙ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Определение понятия

Под степенью серпентинизации мы понимаем относительный объем или вес (в применении к первичной породе это безразлично) измененной части породы по отношению к первоначальному. Если, например, 70% оливина в дуните преобразовано изохимически в смесь серпентина и брусита, то это и есть степень серпентинизации. Однако относительный объем оливина по отношению к породе в ее настоящем, т.е. серпентинизированном, виде составит $70/(70 + 1,5 \cdot 30) = 70/115 = 61\%$, относительный вес будет равен $70/(70 + 1,2 \cdot 30) = 70/106 = 66\%$. При истинной 30%-ной серпентинизации относительный объем и вес оливина будут равны 22 и 26%. Таким образом, для получения истинной степени серпентинизации нужно знать относительный вес серпентинизированной части породы в пересчете на безводный состав по отношению к весу всей породы также с вычетом воды.

Относительные объемы или веса свежих минералов, оливина и энстатита или дополняющих их до единицы продуктов серпентинизации могут количественно характеризовать степень серпентинизации только с учетом указанных поправок. Поправки эти, однако, невелики, как видно из следующего сопоставления. Если весовой процент серпентин-бруситового агрегата по отношению к породе составит 10, 30, 50, 80 и 90%, то фактическая степень серпентинизации будет равна соответственно 8, 26, 46, 77 и 88,5%. Поправки находятся, как видим, в пределах погрешностей измерений, и ими можно пренебречь. Поэтому в дальнейшем степень серпентинизации будет определяться как весовой процент продуктов серпентинизации по отношению ко всей породе. Объемный процент всегда дает заметно завышенную степень серпентинизации, и поправки здесь необходимы.

Методы измерения степени серпентинизации

Для измерения степени серпентинизации необходимо знать весовой процент ее продуктов. Его можно определить, зная содержание воды в продуктах серпентинизации, по содержанию воды в породе, по плотности, которая меняется от 3,3 в свежих дунитах и гарцбургитах до 2,5–2,55 в полностью замещенных продуктами ранней серпентинизации (смесью микроволокнистого оксисерпентина и брусита), по соотношению плотностей слагающих их минералов, исходя из их количественных соотношений и пористости. Последняя, по данным Г.Н. Судиловского, в серпентинизированных гарцбургитах варьирует от десятых долей процента до 4%, обычно составляя 0,2–2%. В связи с этим плотность продуктов серпентинизации несколько ниже расчетной величины, полученной, исходя из плотности минералов.

Степень ранней серпентинизации (сумма серпентин + брусит) определялась по плотности и величине H_2O^+ , между которыми для дунитов имеется теснейшая связь (рис. 69). Но поскольку содержание химически связанной воды в серпентине и брусите различно и в случае неравномерного распределения брусита в породе оно может существенно повлиять на правильность определения степени серпентинизации, предпочтение следует отдать плотности, которая для существующих бруситов и серпентинов очень близка. При определении степени серпентинизации гарцбургитов по величине H_2O^+ вносится дополнительная ошибка, так как на содержание брусита в этих породах влияют переменное соотношение первичных силикатов и различная степень их метаморфизма.

Численное выражение степени серпентинизации определялось по номограмме плотности, H_2O^+ – степень серпентинизации (рис. 70).

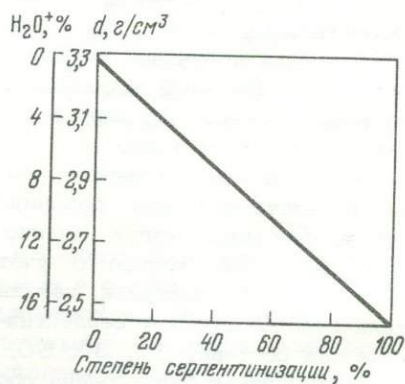
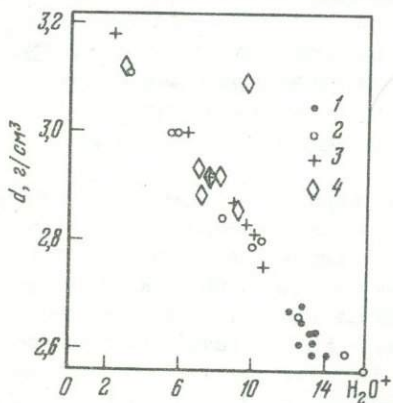


Рис. 69. Корреляция плотности и содержаний воды в серпентинизированных дунитах при железистости

1 – 6–8; 2 – 8–10; 3 – 10–12; 4 – 12–14%

Рис. 70. Номограмма для определения степени ранней серпентинизации дунитов (по плотности d и содержанию воды) и гарцбургитов (по плотности)

Таблица 12

Сопоставление величин H_2O^+ , определенных прямым методом и по потерям при прокаливании (п.п.п.)

| Проба | Определение H_2O^+ | |
|-------|----------------------|--------------------|
| | прямое | по величине п.п.п. |
| К-3 | 2,41 | 2,40 |
| К-13 | 7,14 | 7,10 |
| К-14 | 3,20 | 3,36 |
| К-18 | 10,05 | 9,95 |
| К-22 | 6,44 | 6,53 |

Номограмма строилась, исходя из теоретической реакции серпентинизации дунита с оливином состава Fa_9 : в нацело серпентинизированном дуните должно содержаться 17,0% H_2O^+ . Этой величине соответствует плотность 2,53 г/см³. Плотность свежих дунита и гарцбургита была принята равной 3.32 г/см³.

Необходимо указать, что вместо H_2O^+ мы часто использовали величину потери при прокаливании (п.п.п.), имея в виду, что других летучих, кроме воды, в породе нет. В этом случае делалась поправка на окисление закисного железа:

$$H_2O^+ = \text{п. п. п.} + 0,1FeO.$$

Сопоставление величины H_2O^+ , определенной прямым методом и по величине п.п.п., показывает хорошую сходимость (табл. 12).

В большинстве образцов степень серпентинизации вычислялась по величине плотности, которая определялась гидростатическим методом с точностью $\pm 0,03$ г/см³. Погрешность в определении степени серпентинизации составляла $\pm 3\%$.

Статистические данные

Среди изученных нами дунитов и гарцбургитов Урала, затронутых рассматриваемым типом серпентинизации, так же как и среди аналогичных пород других районов мира, преобладают разности, серпентинизированные на 60–90%. За этими пределами объем ультрабазитов по мере уменьшения или увеличения степени серпентинизации быстро убывает. Наиболее свежие ультрабазиты представлены дунитами Ивовского тела (Кытлымский массив), где степень серпентинизации составляет 5–20%, и дунитами с глубины 440–600 м из буровой скважины, пробуренной в Нижне-Тагильском массиве и изученной А.Н. Заварицким (1925), в которых степень серпентинизации не превышает 5–15% (Тимофеев, Тимофеева, 1960).

Статистический анализ показывает одинаковость модального значения степени ранней серпентинизации для дунитов дунит-клинопирок-

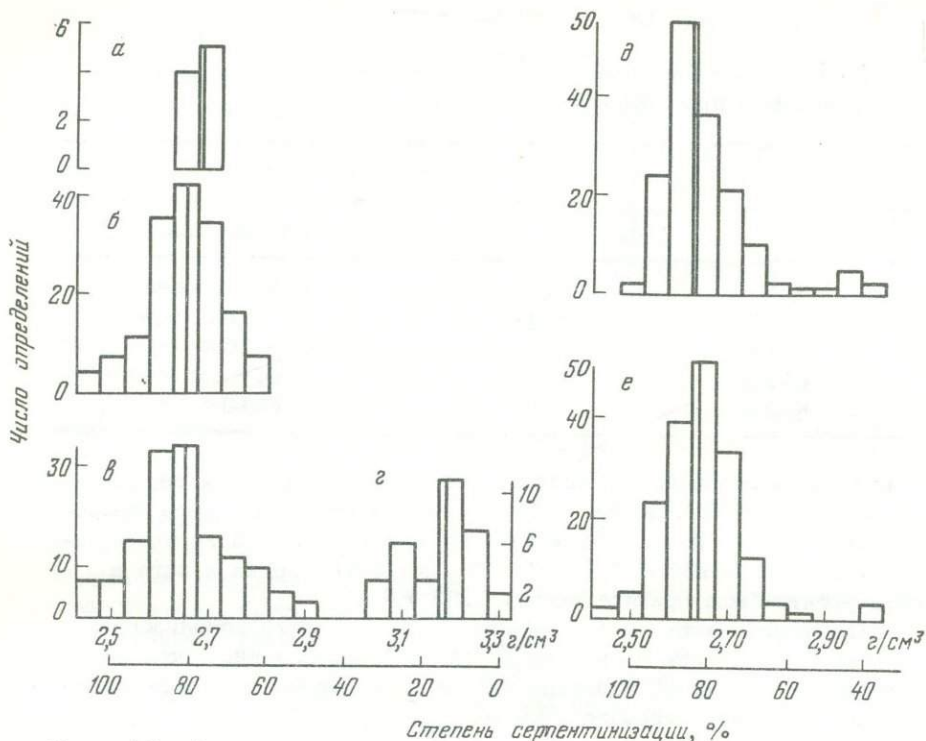


Рис. 71. Гистограммы плотности и степени серпентинизации дунитов и гарцбургитов

а - Нижне-Тагильский массив, карьер ($N = 10$, через 1 м, $d_{\text{ср}} = 2,68 \text{ г/см}^3$); б - Нижне-Тагильский массив, карьер ($N = 156$, $d_{\text{ср}} = 2,65 \text{ г/см}^3$); в - Нижне-Тагильский массив, разрез ($N = 147$, $d_{\text{ср}} = 2,65 \text{ г/см}^3$); г - Кытлымский массив, Иовское тело ($N = 32$, $d_{\text{ср}} = 3,19 \text{ г/см}^3$); д - Хабаровинский массив, дуниты ($N = 157$, $d_{\text{ср}} = 2,63 \text{ г/см}^3$); е - гарцбургиты ($N = 185$, $d_{\text{ср}} = 2,64 \text{ г/см}^3$)

сенитовой в целом и дунит-гарцбургитовой ассоциаций, близкого к 80% (рис. 71, 72). В то же время и статистика по отдельным массивам и пространственные графики показывают существование нескольких дискретных уровней серпентинизации. Как будет подробнее показано ниже, свежие, почти не серпентинизированные, дуниты Платиноносного пояса (гора Соловьева, Кытлымский массив, Иовское тело) образуют самостоятельную статистическую группу. На горе Соловьева свежие дуниты сменяются сверху сильно серпентинизированными на протяжении нескольких десятков метров (сначала на 60, а затем на 80%). В Кытлымском массиве то же наблюдается по горизонтали: почти свежие дуниты обнажаются на поверхности, хотя в других участках (Сосновский увал) степень серпентинизации обычна (60-80%). Несомненно, что свежие дуниты образуют

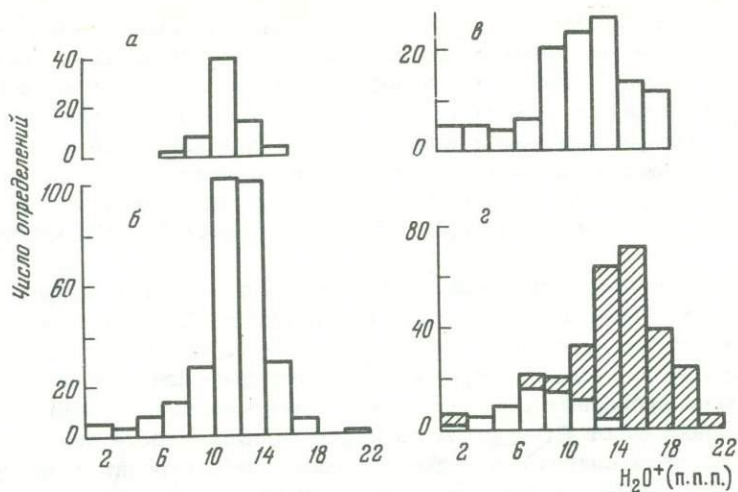


Рис. 72. Гистограммы содержаний воды в ассоциациях ультрабазитов Урала (по анализам И.А. Малахова, 1966)

a - антигоритовые серпентиниты апогарцбургитовые ($N = 64$);
б - гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации ($N = 291$); *в* - дуниты дунит-гарцбургитовой ассоциации ($N = 113$); *г* - дуниты дунит-клинопироксенитовой ассоциации ($N = 292$). Заштрихованы количества определений, относящиеся к дунитам Нижне-Тагильского массива

своеобразные ядра среди сильно серпентинизированных, но не горизонт, как полагал А.Н. Заварицкий.

Судя по скважинам, пробуренным на Кемпирсайском и Хабаровинском массивах до глубин 1300 м и на Баженовском месторождении до 1500 м, степень серпентинизации гарцбургитов и подчиненных им дунитов остается постоянной. По данным геофизики (гравиметрии) свежие несерпентинизированные ультрабазиты появляются на глубинах свыше 3-5 км и то не во всех массивах. Таким образом, несомненно неравномерность серпентинизации, имеющая скачкообразный характер и не связанная с глубиной.

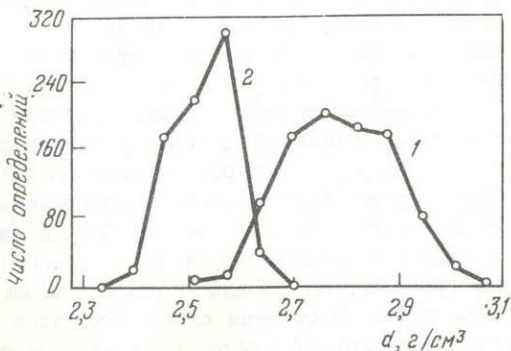


Рис. 73. Вариация плотности в петельчатых серпентинизированных гарцбургитах (1) и апогарцбургитовых серпентинитах (2) Баженовского массива (Судиловский, 1969)

Третий статистический уровень серпентинизации свойствен асбестоносным массивам гарцбургитов. Имеющиеся данные, приведенные на рис.73, говорят о преобладании здесь степени серпентинизации в пределах 40–60%. Более точная оценка в данном случае затрудняется наложением в асбестоносных ультрабазитах разнообразных процессов прогрессивного метаморфизма различных ступеней и повторного регрессивного, что делает ненадежной количественную оценку степени ранней "первичной" серпентинизации.

Изредка наблюдается резко неравномерная серпентинизация ультрабазитов. Примеры ее приводят Г.В. Пинус и Ю.Н. Колесник среди ультрабазитовых массивов Восточно-Саянского пояса, где в отдельных случаях наблюдается приуроченность сильно или полностью серпентинизированных гарцбургитов к периферическим краевым зонам мощностью от 50–100 м до 2 км. Большую часть массивов в этих случаях слагают довольно свежие, слабо серпентинизированные ультрабазиты. Однако это – исключение из общего правила. По-видимому, в ультрабазитах на всем земном шаре преобладает отмеченная выше степень серпентинизации от 60 до 90%. Важно, что ранняя серпентинизация никогда не доходит до конца: что-то этому мешает. Полная серпентинизация всегда вызвана наложенными процессами – лизардитизацией, антигоритизацией, связанными с какими-то новыми, более молодыми, чем ультрабазиты, источниками гидротермальных растворов или тепла.

Вариации степени серпентинизации по горизонтали

Для установления изменчивости степени ранней серпентинизации ультрабазитов на уровне современного эрозионного среза использовался метод маршрутных пересечений. В качестве объектов были выбраны Иовское тело Кытлымского массива, Нижне-Тагильский и массив Рай-Из; первые два сложены одними дунитами, в третьем преобладают гарцбургиты.

Иовское тело дунитов располагается среди обширного поля клинопироксенитов и сложено слабо серпентинизированными дунитами нормальной железистости – 7–12% (Ефимов, Ефимова, 1967). Линия маршрута длиной 1300 м прошла по верхней кромке тела, интервал отбора образцов 50 м. Изменения степени серпентинизации в целом небольшие: в центральной части 4–15, в краевой – 22–30% (рис.74).

Нижне-Тагильский массив. Пройдено три маршрута: два широтных (первый длиной 1,9 км в западной части массива на широте горы Б. Шурпиха, второй длиной 5,6 км через весь массив на широте горы Соловьевой) и один меридиональный протяженностью 14,5 км (см. рис. 13 на стр. 27 и рис.74). Борты дунитового карьера опробованы через 10 м и составлена карта серпентинизации (рис.75, В). В одном из бортов на протяжении 10 м определены вариации степени серпентинизации через 1 м. Всего на массиве отобрано 322 образца, в каждом определена степень серпен-

Степень серпентинизации, %

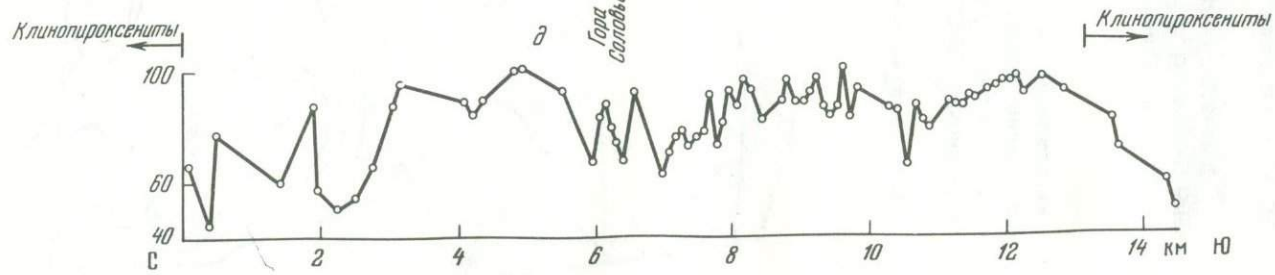
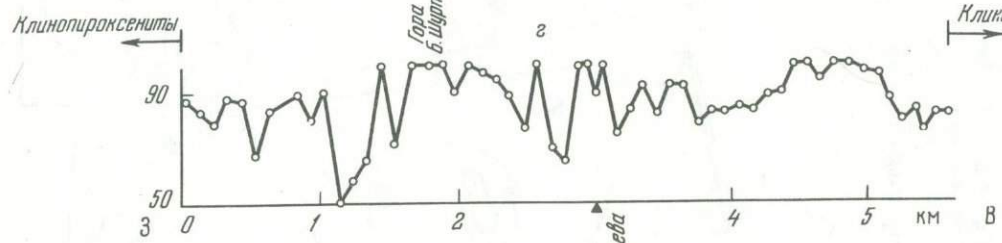
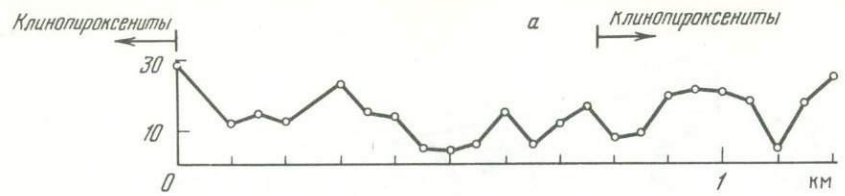


Рис. 74. Профили серпентинизации по поверхности некоторых ультраосновных массивов Урала
 а - Кытлымский массив, Ювское тело; Нижне-Тагильский массив; б - широтный профиль через гору Б.Шурпиха, в - карьер, г - широтный профиль через гору Соловьёва, д - меридиональный профиль через массив

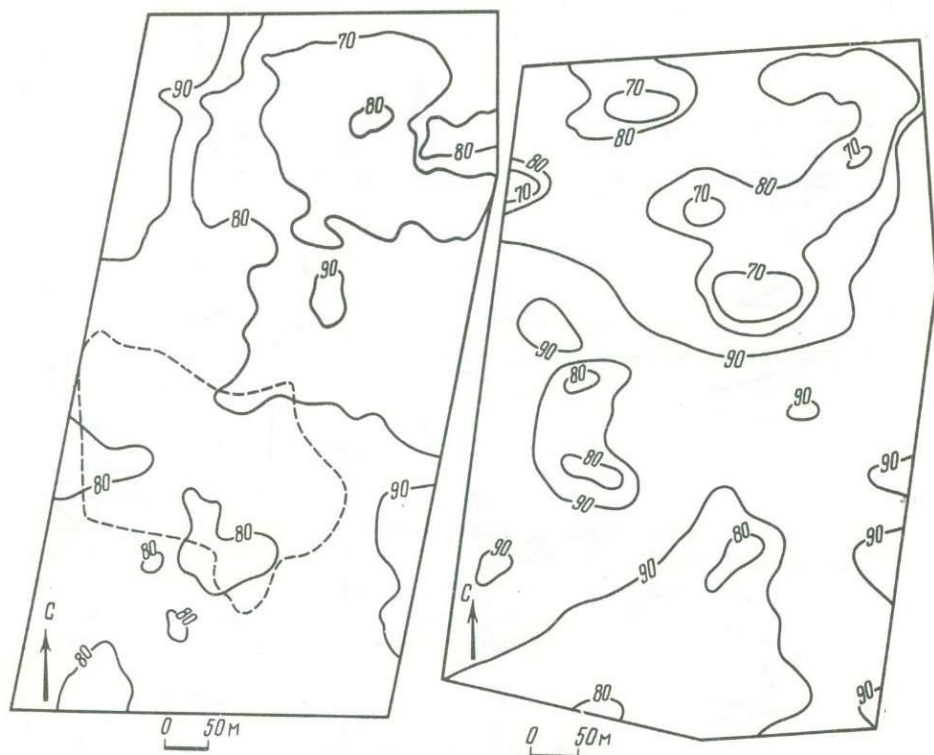


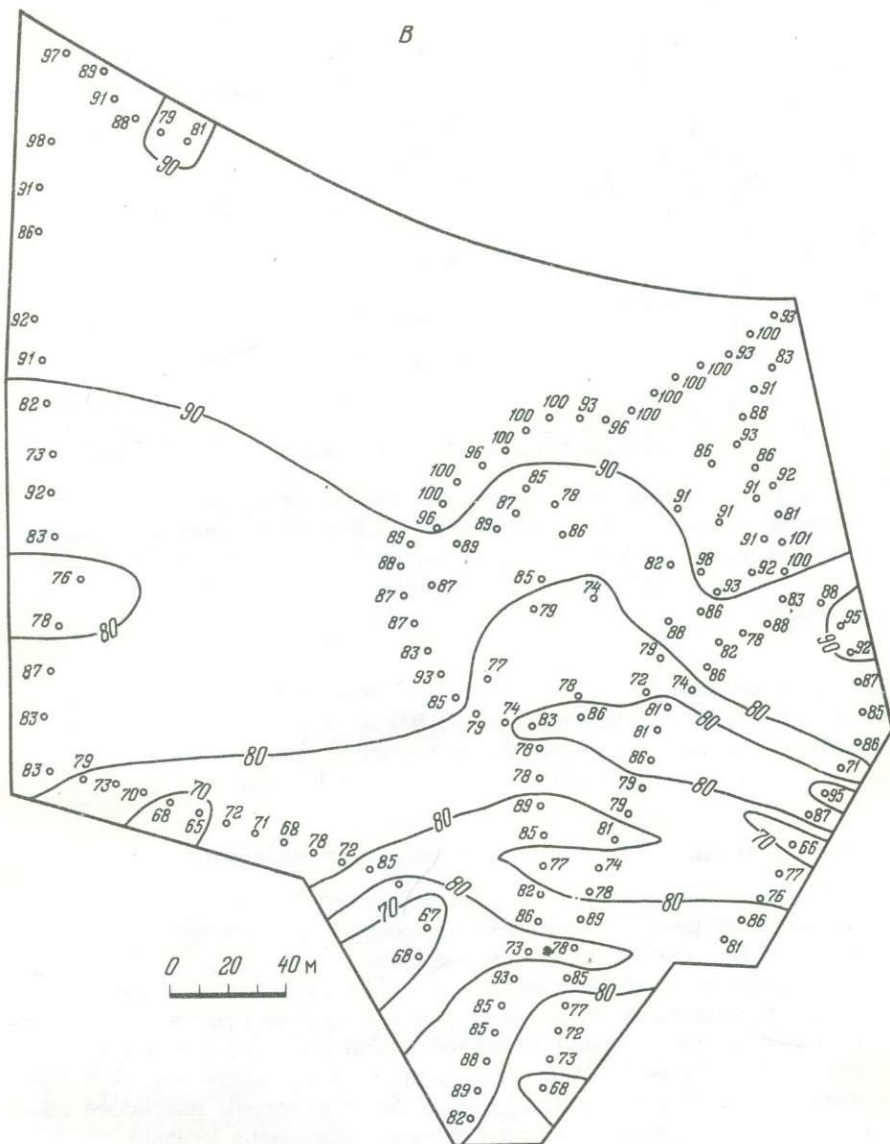
Рис. 75. Карты серпентинизации дунитов Нижне-Тагильского массива

А - район Александровского лога (Бутырин, неопубликованные данные), пунктиром показан карьер (участок В); Б - район северо-западной части горы Соловьевой (Бутырин, неопубликованные данные); В - дунитовый карьер. Цифры - степень серпентинизации (вес.%)

тинизации. Кроме того, приведены карты серпентинизации двух участков массива по неопубликованным данным Н.В. Бутырина: Александровского лога и северо-западного склона горы Соловьевой (рис. 75, А, Б) площадью 0,3 км² каждый.

В целом по массиву степень серпентинизации колеблется от 50 до 100%, в 70% определений она - в пределах 70-90%, средние арифметические значения степени серпентинизации для массива и карьера совпадают - $82 \pm 3\%$ (рис. 74). На протяжении 10 м

Б



вариации степени серпентинизации укладываются в погрешность определений. Судя по картам серпентинизации, за исключением участка карьера, строгой ориентировки направленности процесса нет.

В отличие от Кытлымского, на Нижне-Тагильском массиве серпентинизация к периферии несколько затухает.

Массив Рай-Из. Маршрут меридионального направления длиной 17 км пройден вдоль течения рек Макар-Рузь (Конгор) – Сось.

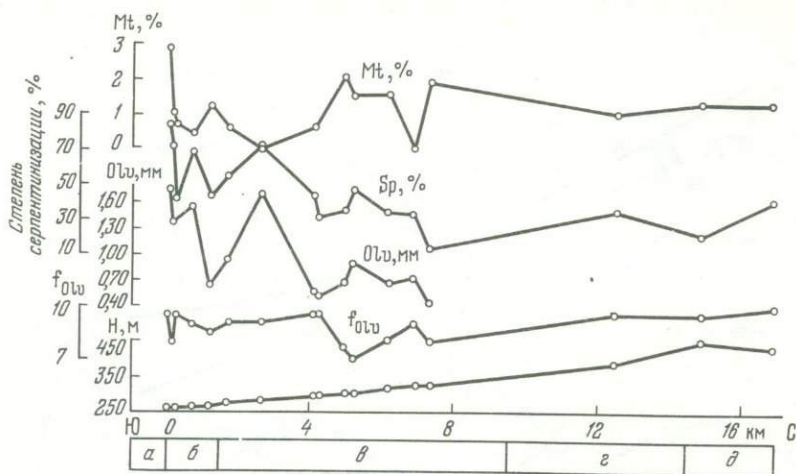


Рис. 76. Изменение степени серпентинизации, размера зерна и железистости оливина, содержаний магнетита в дунитах, гарцбургитах и войкаритах юго-западной части массива Рай-Из

а — габбро-амфиболиты; б — дуниты; в — гарцбургиты; г — войкариты; д — дуниты

По мере приближения к войкаритам, с запада на восток, степень серпентинизации уменьшается с 70–80 до 10% (рис. 76), что можно объяснить лишь влиянием более позднего прогрессивного процесса на петельчато серпентинизированные ультрабазиты.

Вариации степени серпентинизации по вертикали

Их можно проследить по результатам замеров плотности керна скважин, пробуренных в Нижне-Тагильском, Хабаровинском, Кемпирсайском и Восточно-Тагильском массивах.

Нижне-Тагильский массив. На рис. 77 приведены вариации степени серпентинизации по разрезу единственной на Платиноносном массиве глубокой скважины, пройденной в Соловьевогорском логу в 1924 г. (Заварицкий, 1925; Бутырин, устное сообщение). А.Н.Тимофеевым и В.В.Тимофеевой (1960) были измерены плотности образцов дунитов, на основе которых нами определена степень их серпентинизации. КERN с интервала 100–400 м к тому времени был уже потерян.

В интервале 0–100 м дуниты серпентинизированы на 80–100%; по степени серпентинизации и по петрографическим описаниям Н.В.Бутырина, они аналогичны дунитам с поверхности (рис. 74). В интервале 400–430 м степень серпентинизации медленно уменьшается с 60 до 50%, затем на протяжении 15 м скачкообразно падает практически до нуля. Характер перехода с уровня 80–100 до уровня 50–60% в связи с потерей керна установить невозмож-

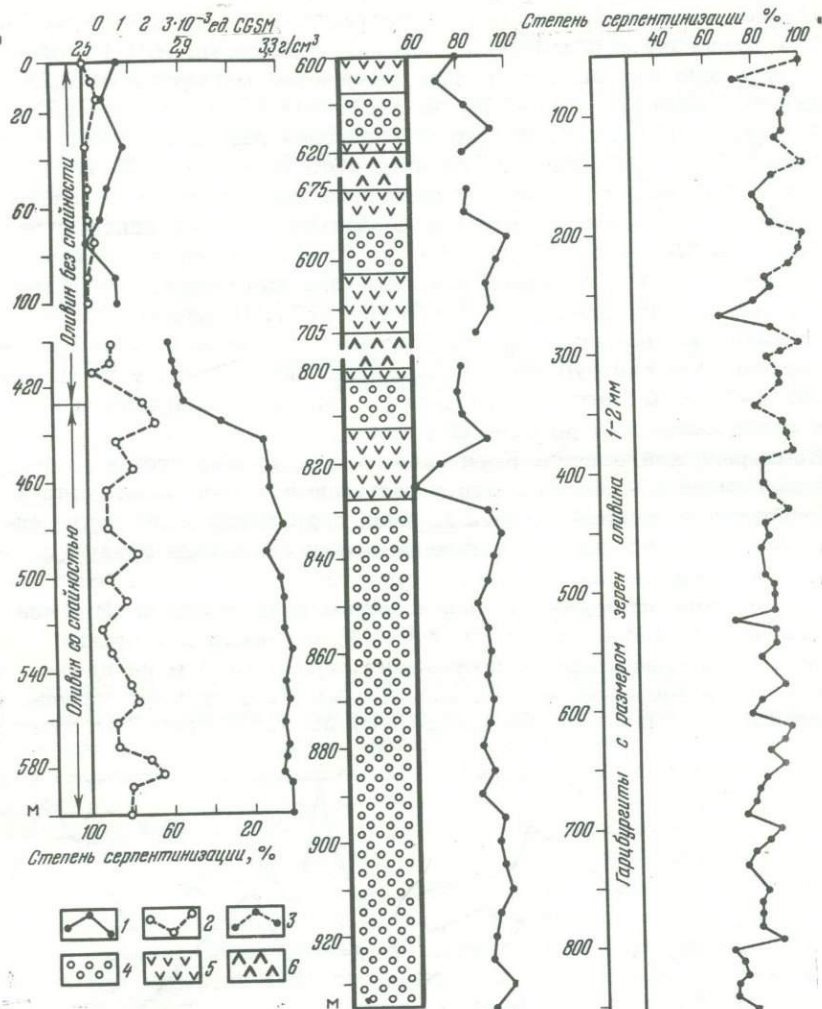


Рис. 77. Графики серпентинизации по скважинам
 1 - степень ранней серпентинизации; 2 - магнитная восприимчивость; 3 - суммарная степень ранней и наложенной серпентинизации, 4 - дуниты; 5 - гарцбургиты; 6 - габбро-амфиболиты. Слева - разрез по скважине, пройденной в 1924 г. в дунитах Нижне-Тагильского массива (Тимофеев, Тимофеева, 1960); в центре - разрез по скв. 8, пройденной в юго-восточной части Кемпирсайского массива; справа - разрез по скв. 391, пройденной в центральной части Хабарнинского массива

но. Резкое уменьшение степени серпентинизации в интервале 425–440 м совпадает с появлением в оливине спайности. А.Н. Тимофеевым обращено внимание на резкое увеличение магнитной восприимчивости дунитов: с 100–500 до 1000–3000 · 10⁻⁶ ед. CGSM.

Хабарнинский массив. На рис. 77 приведен разрез глубокой скважины 391, пройденной по гардбургитам в центральной части массива. В образцах, в которых серпентин представлен в основном петельчатым серпентином, степень серпентинизации независимо от глубины колеблется от 65 до 92% (рис. 77). В случаях проявления более поздней наложенной хризотил-лизардитизации количество серпентина нередко достигает 100% (рис. 77). Последние 70 м керна сложены необычно крупнозернистыми, по-видимому, перекристаллизованными гардбургитами с размером зерна оливина 5–10 мм против 1–2 мм в верхних горизонтах. Степень серпентинизации этих пород снижается до 65–30%.

Кемпирсайский массив. КERN скважины 8, пробуренной в юго-западной части массива, сложен чередующимися участками дунитов и гардбургитов, содержащими в верхних горизонтах мелкораспыленные сульфиды. Образцы с сульфидами имели аномально низкую плотность при сохранившихся реликтах оливина 2,40–2,50 г/см³, что можно объяснить высокой пористостью серпентинитов. В связи с этим использовать результаты замеров плотности для оценки степени серпентинизации на протяжении первых 600 м не представлялось возможным. В интервале 600–935 м степень серпентинизации колеблется от 70 (редко 60) до 100% (рис. 77). Степень

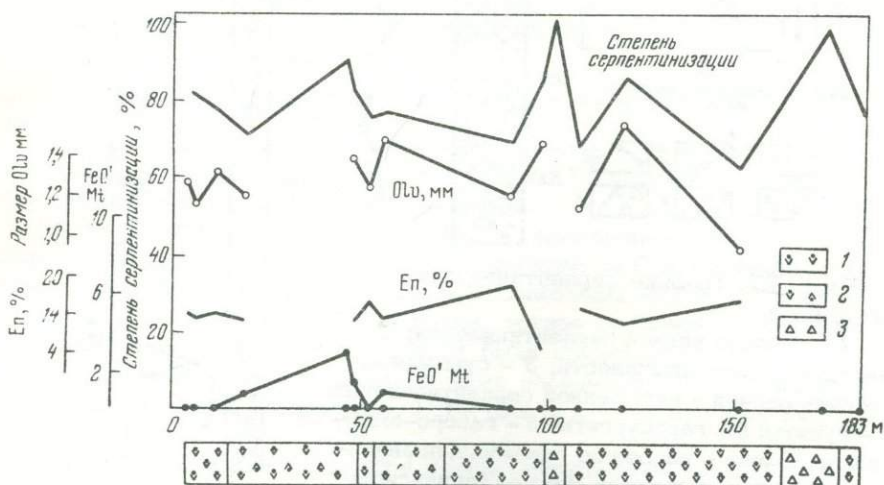


Рис. 78. Вариации степени серпентинизации, размера зерна оливина, содержаний магнетита и первичных количеств энстатита в гардбургитах Восточно-Тагильского массива, скв. 2925

1 – петельчато серпентинизированные гардбургиты; 2 – частично антигорнитизированные гардбургиты; 3 – лизардитовые серпентиниты

серпентинизации чрезвычайно выдержана на протяжении последних 100 м (85–100%). Тенденции к уменьшению плотности с глубиной не наблюдалось.

Восточно-Тагильский массив. Луковский участок массива сложен в основном петельчато серпентинизированными гарцбургитами с участками наложенной частичной антигоритизации и полной лизардитизации (рис. 78). На протяжении 180 м степень ранней серпентинизации варьирует от 60 до 85%; эти вариации совпадают с колебаниями размера зерна оливина от 0,9 до 1,6 мм. Образцы с большей степенью серпентинизации, от 80 до 100%, представлены антигоритизированными и лизардитизированными породами.

Степень серпентинизации и химический состав пород и минералов

Смысл сопоставления этих величин двоякий. Во-первых, представляет интерес влияние первичного состава на степень серпентинизации. Во-вторых, это сопоставление может показать соотношение элементов изо- и аллохимизма этом процессе. Результаты проделанного нами сопоставления изображены графически на рис. 79–102.

Степень серпентинизации как функция первичного состава пород

Статистика и пространственные графики показывают отчетливую обратную зависимость между железистостью минералов и пород и степенью серпентинизации в платиноносных дунитах (рис. 79–81). В пространстве эта зависимость связана с приуроченностью повышенной железистости дунитов Платиноносного пояса к контактам с клинопироксенитами (рис. 82). Повышенная железистость, до 12–14% фаялита в оливине, наблюдается также в небольших телах дунитов, целиком залегающих среди крупных масс клинопироксенитов (Кытлымский массив: Иовское тело и Косьвинское плечо, Уктусский массив около г. Свердловска). А.А.Ефимов объясняет это выносом железа при развитии клинопироксенита по дуниту (Ефимов, Иванова, 1963), о чем мы уже упоминали. С физико-химической точки зрения это можно объяснить понижением температуры серпентинизации с увеличением железистости. Поэтому по мере падения температуры серпентинизация начинается прежде всего в наиболее магмезиальных участках, а потом уже захватывает более железистые.

В целом для всех ультрабазитов Урала эта закономерность статистически не выявляется (рис. 80 и 83), что объясняется скорее всего довольно выдержанной железистостью гарцбургитовой ассоциации (рис. 84).

При анализе хода серпентинизации гарцбургитов важно сопоставить поведение в этом процессе оливина и энстатита. Это необходимо для понимания физико-химического смысла процесса. Если при охлаждении ультрабазитов происходит реакция оливин + энстатит +

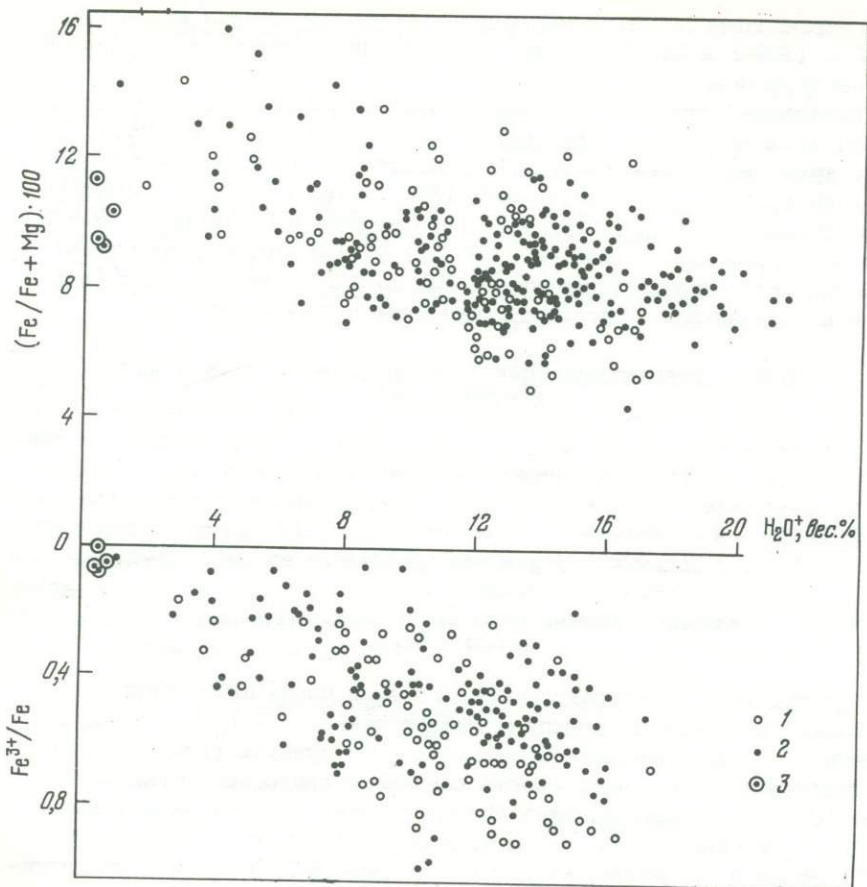


Рис. 79. Диаграмма: железистость – содержание воды – степень окисления железа в уральских дунитах (по анализам И.А. Малахова, 1966)

1 – дунит-гарцбургитовая ассоциация; 2 – дунит-клинопироксеновая ассоциация; 3 – свежие дуниты горы Соловьевой, Нижне-Тагильский массив (Бутырин, неопубликованные данные)

+ вода = серпентин, то энстатит должен серпентинизироваться в первую очередь вместе с эквимолекулярным количеством оливина в пропорции 1,4 : 1. В соответствии с приведенными выше расчетами при полной серпентинизации всего энстатита при 15%-ном его содержании степень серпентинизации породы должна составить $15 + 15 \cdot 1,4 = 36\%$. Теоретически при достижении такой степени серпентинизации энстатит должен быть полностью замещен баститом. Фактические же данные на этот счет противоречивы. Наши наблюдения подтверждают теоретические представления (рис. 85).

Аналогичные данные приводит В.Н. Лодочников по гарцбургитам

Ильчирского массива: при полной серпентинизации энстатита некоторая часть оливина сохраняется свежей. Так же ведет себя энстатит в гарцбургитах альпинотипных гипербазитовых массивов юга Сибири (Пинус, Колесник, 1966). По-видимому, такие соотношения не случайны и согласуются с представлением о существовании реакции $\text{оливин} + \text{энстатит} + \text{вода} = \text{серпентин}$. Это представление подтверждается и результатами термического анализа серпентинизированного гарцбургита, обнаруживающими раздвоение пика, обусловленного диссоциацией серпентина (см. рис. 33 на стр. 82).

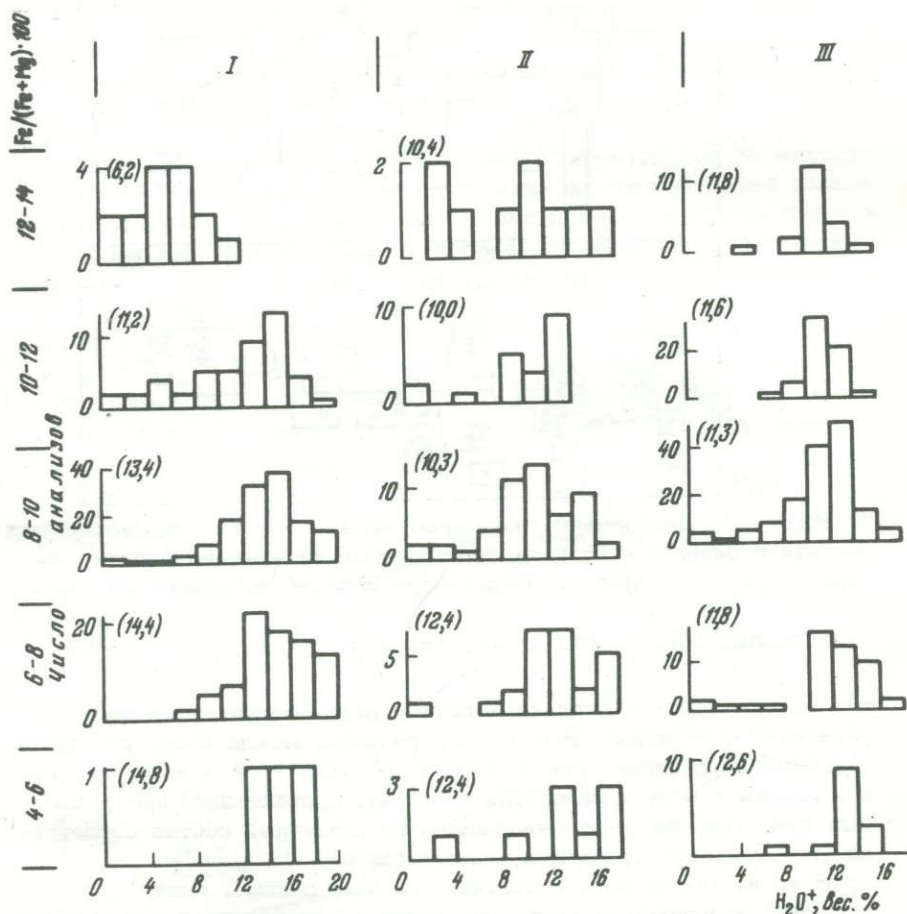


Рис. 80. Гистограммы содержаний воды в дунитах и гарцбургитах Урала в зависимости от их железистости (по анализам И.А.Махлаова, 1966)

I - дуниты дунит-клинопироксенитовой ассоциации Урала; II - дуниты дунит-гарцбургитовой ассоциации Урала; III - гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации Урала. В скобках приведены средние значения содержания воды

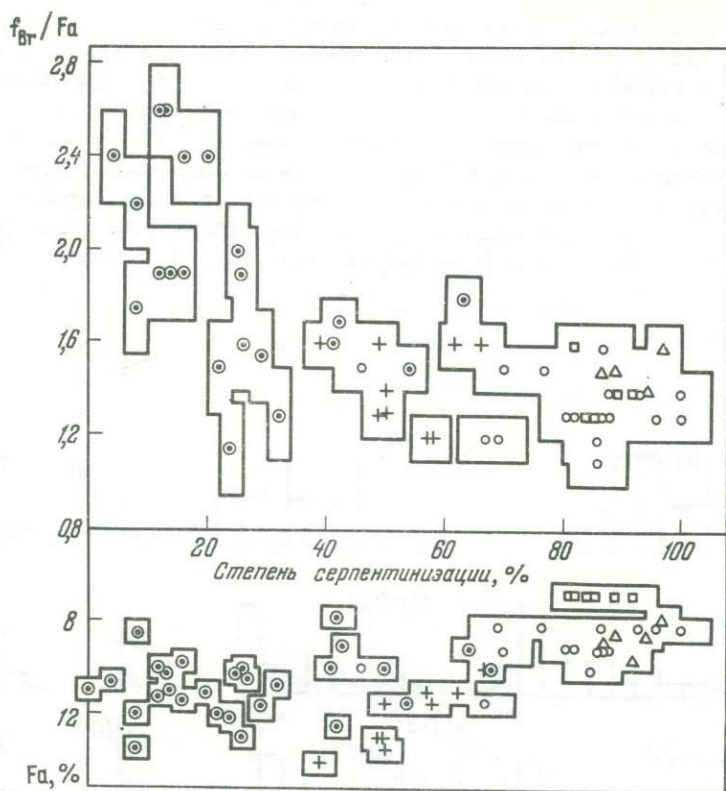


Рис. 81. Диаграмма: отношение железистостей сосуществующих брусита и оливина - степень серпентинизации - железистость оливина в уральских дунитах. Ограничена область погрешностей определений

Условные обозначения те же, что на рис. 63

что можно объяснить только наличием двух различных по составу разновидностей серпентина. Это, в свою очередь, можно объяснить двумя стадиями серпентинизации, отвечающими указанной реакции и реакции оливин + вода = серпентин + брусит, протекающим при различных температурах, чем и определяется различный состав серпентина (по-видимому, различная железистость).

В то же время есть и противоположные данные. Многие исследователи отмечают свежесть энстатита в гардбургитах при значительной степени серпентинизации оливина. Такие соотношения свойственны гардбургитам Полярного Урала (массивы Войкаро-Сыньинский и Рай-Из), по данным Г.Н. Савельевой, И.Е. Кузнецова и нашим наблюдениям, а также многим асбестоносным массивам Урала - Баженовскому, Красноуральскому, Джетыгаринскому, Киембаевскому (Золоев и др., 1972) и океаническим гардбургитам и лерцолитам (Чернышева, 1972). В массивах Полярного Урала и асбестоносных

массивах эта особенность поведения энстатита сочетается с другой: с повышенной крупностью зерна оливина против энстатита в противоположность обычному типу гарцбургитов, в котором энстатит образует порфировидные выделения на фоне более мелкозернистой оливиновой массы и серпентинизирован сильнее оливина. Как мы уже отмечали ранее, есть все основания полагать, что эта особенность связана с собирательной перекристаллизацией оливина, не затронувшей энстатит. В асбестоносных массивах, кроме того, наблюдается нередко и замещение энстатита микроволокнистым куммингтонитом.

Более слабая серпентинизация ортопироксена по сравнению с оливином отмечается и в некоторых стратиформных ультрабазитах – Аллареченский район, Кольский полуостров (Зак и др., 1972).

Физико-химический смысл рассмотренных особенностей пока неясен.

Можно добавить, что ни в каких типах гарцбургитов не наблюдается реакционного образования серпентина на границе зерен оливина и энстатита, что должно было бы иметь место в случае теоретической реакции. В то же время в условиях прогрессивного метаморфизма реакционные зоны на границе указанных двух минералов довольно обычны, но они сложены тальком, куммингтонитом, антигоритом (в последовательности от энстатита к оливину – Г.Н. Савельева, устное сообщение).

Наличие в этой последовательности антигорита говорит об образовании ее в условиях устойчивости серпентина, т.е. ниже пример-

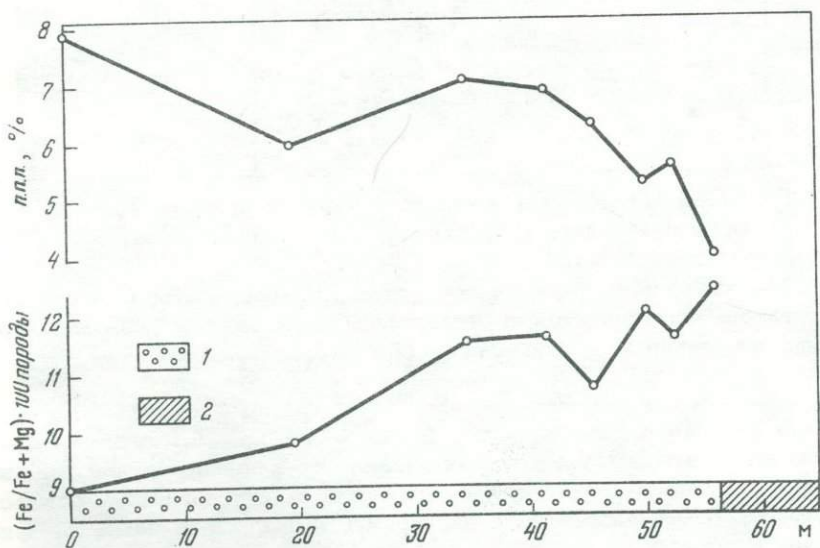


Рис. 82. Изменение потерь при прокаливании и железистости дунитов и метадунитов в контакте с верлитами, Кытлымский массив, Косьюинское плечо (Ефимов и Ефимова, 1967)

1 — дуниты и метадуниты; 2 — верлиты

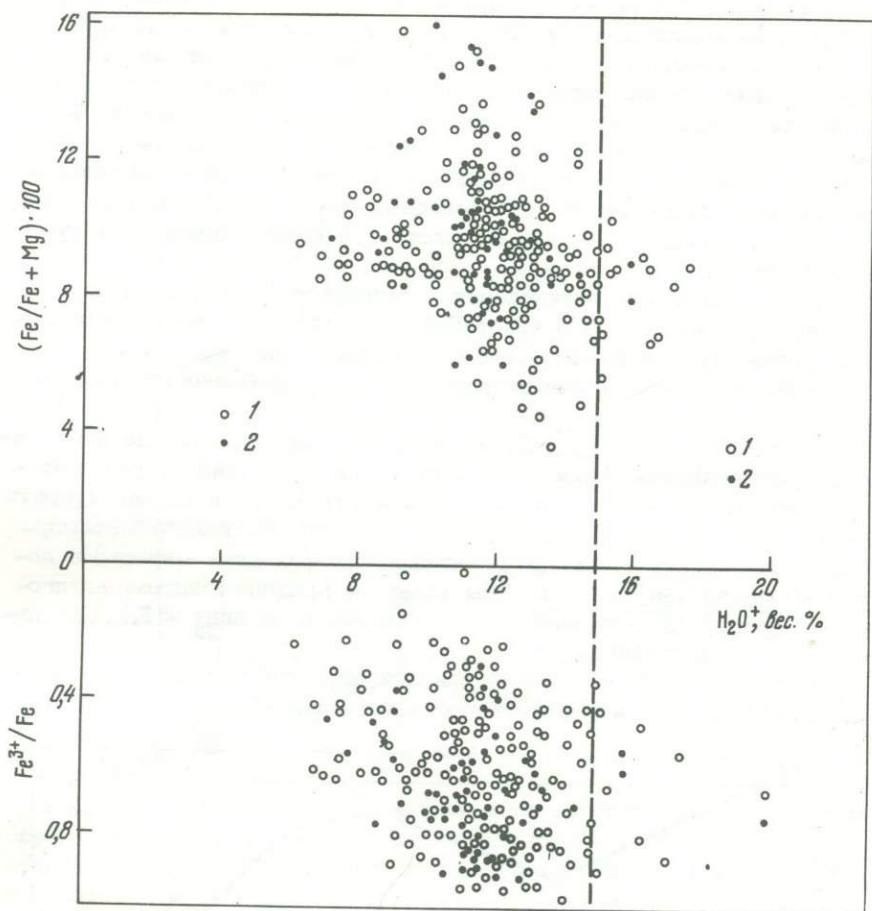


Рис. 83. Диаграмма: железистость – содержание воды – степень окисления железа в уральских гарцбургитах (по анализам И.А. Малахова, 1966)

1 – петельчато серпентинизированные гарцбургиты; 2 – апогарцбургитовые антигоритовые серпентиниты. Пунктиром проведена граница достоверных максимальных содержаний воды

но 500°C (при давлении воды более 1–2 кбар). Сложная зональность свидетельствует в то же время, что моновариантная реакция оливин + энстатит + вода = серпентин в этих условиях не осуществляется, что согласуется с экспериментами при равенстве давлений воды и общего.

Отсутствие реакционного серпентина на границе оливина и энстатита в регрессивно серпентинизированных ультрабазитах вызывает сомнения в существовании в природе указанной реакции. Микроструктурные особенности говорят о развитии серпентина по оливину и

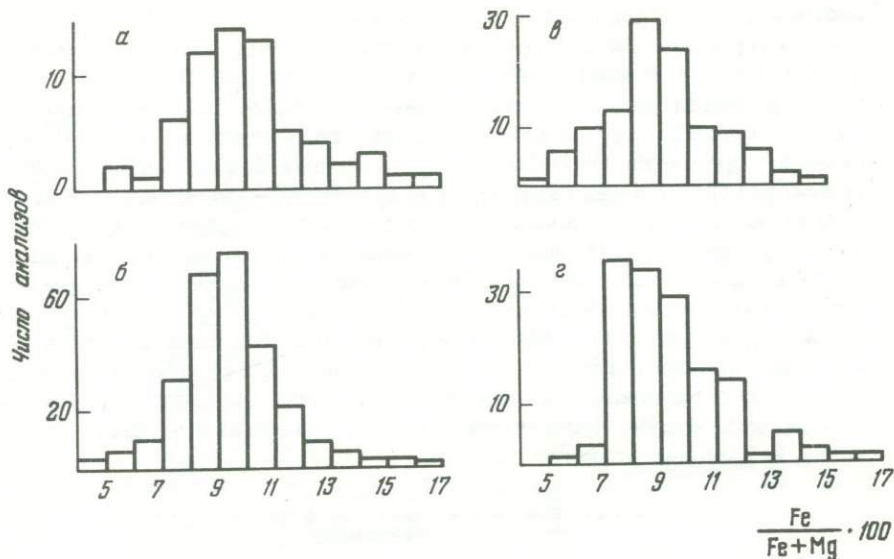


Рис. 84. Гистограммы железистости ультрабазитов Урала
 а - антигоритовые серпентиниты алогардбургитовые (N = 64);
 б - гардбургиты дунит-гардбургитовой ассоциации (N = 283); в -
 дуниты дунит-гардбургитовой ассоциации (N = 107); г - дуниты
 дунит-клинопироксенитовой ассоциации (N = 143)

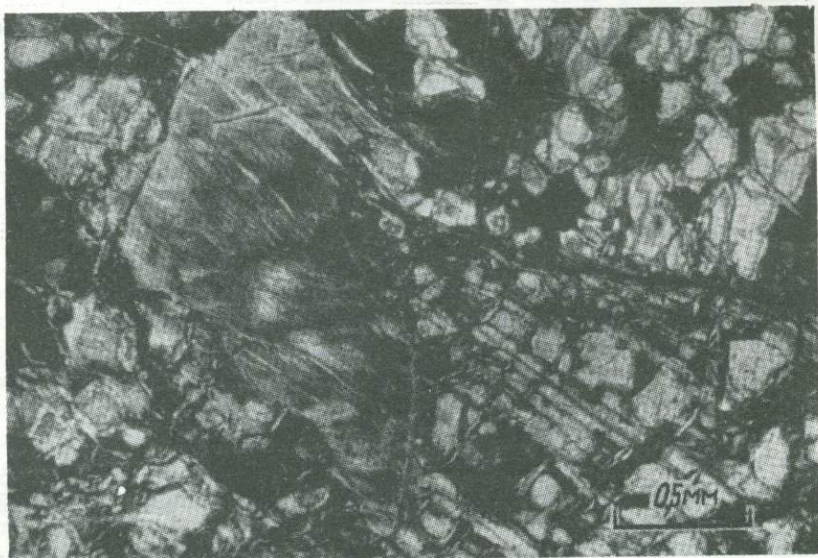


Рис. 85. Полная серпентинизация ортопироксена при частичной серпентинизации оливина. Гардбургит Восточно-Тагильского массива, шл. 361, с анализатором

энстатиту в результате реакции этих минералов не между собой, а с гидротермальными растворами, циркулирующими по сети трещин, независимой от границ зерен первичных минералов. Это хорошо иллюстрируется рисунком, приведенным в работе С.И. Зака и др. (1972, стр. 51), где видно, как вдоль одной и той же трещины в оливине образуется широкая жилка, сложенная бесцветным серпентином, бруситом и магнетитом, а в энстатите — значительно более тонкая жилка одного серпентина, окрашенного в зеленоватый цвет и плеохроирующего. В оливине эта жилка — результат реакции оливин + вода = серпентин + брусит, а в энстатите — результат реакции энстатит + вода = серпентин + кремнезем (раствор). Очень вероятно, что реакции гидратации начинаются в ультрабазитах после понижения температуры до уровня серпентин-бруситовой реакции и протекают принципиально иначе, чем реакции прогрессивного метаморфизма, будучи приурочены к сети неправильных трещин, и никогда не доходят до конца.

Химический состав пород как функция степени серпентинизации

Изохимизм и аллохимизм. Статистика показывает определенную зависимость между типом ультрабазитов, степенью серпентинизации и степенью изохимизма. На рис. 86 и 87 видно, что серпентинизация дунитов Платиноносного пояса, т.е. дунит-клинопироксеновой ассоциации, протекает строго изохимически независимо от степени серпентинизации вплоть до максимального ее развития. В то же время дуниты и гарцбургиты дунит-гарцбургитовой, т.е. альпино-типной, ассоциации сохраняют изохимичность процесса только до определенной степени серпентинизации, а именно до 70–80% или 10% воды (рис. 88 – 90). При более высокой степени серпентинизации строгая изохимичность нарушается и породы стремятся приблизиться к составу серпентина, что можно объяснить только растворением брусита и выносом магния и сопутствующего ему железа. Соотношение железа и магния при этом, как видно из рис. 83 (стр. 160), статистически не меняется, обнаруживая колебания в обе стороны. В гарцбургитах это приводит к образованию серпентинизированных пород, близких по составу к серпентину, в дунитах — к появлению небольших количеств (до 10–15%) нормативного энстатита, отсутствующего в первичном составе. Нарушение изохимичности серпентинизации пород дунит-гарцбургитовой ассоциации после достижения уровня 70–80% коррелируется со сменой их петрографического состава: петельчатая серпентинизация прекращается, реликтовые участки оливина замещаются другим морфологическим видом серпентина — серпофитом, типичным только для серпентинитов этой ассоциации. По-видимому, развитие серпофита происходит аллохимически. Таким образом, обнаруживается определенное различие в характере серпентинизации дунитов, т.е. пород, не содержащих энстатита, платиноносной (дунит-клинопироксеновой) и хромитоносной (дунит-гарцбургитовой) ассоциаций. Эти различия проявляются, как пока-

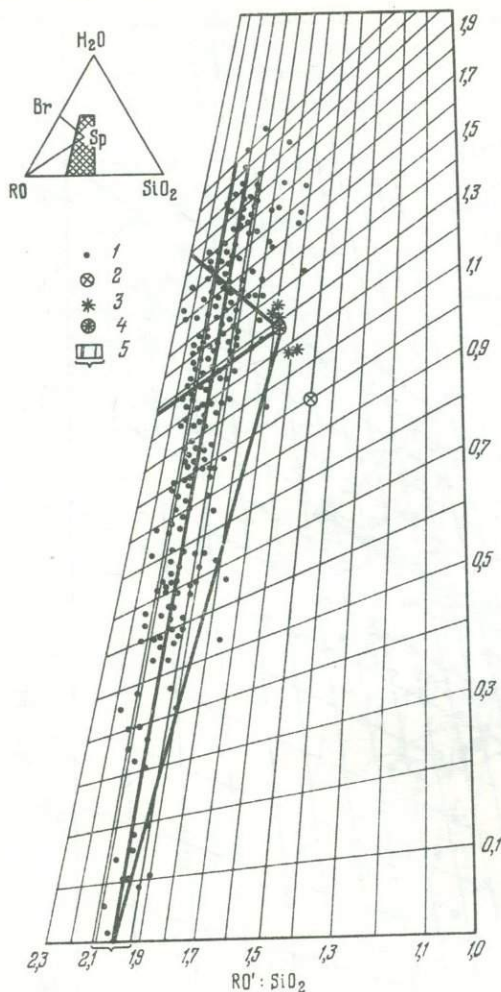


Рис. 86

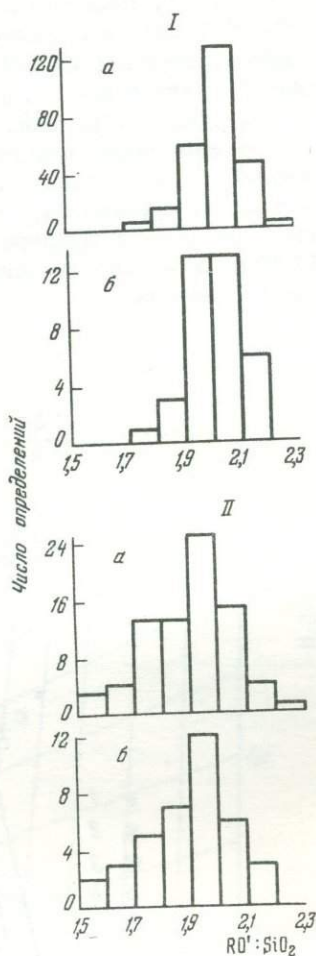


Рис. 87

Рис. 86. Диаграмма $RO':SiO_2-H_2O:SiO_2$ для дунитов дунит-клинопироксеновой ассоциации Урала

1 - дуниты Урала (анализы заимствованы из работ Малахова, 1966; Ефимова и Ефимовой, 1967); 2 - теоретический состав серпентина; 3 - составы петельчатого серпентина; 4 - средний состав петельчатого серпентина; 5 - область погрешностей химических анализов для среднего значения $RO':SiO_2$

Рис. 87. Гистограммы $RO':SiO_2$ для дунитов Урала

I - дуниты дунит-клинопироксеновой ассоциации Урала: а - $H_2O > 10\%$ ($N = 257$); б - $H_2O < 10\%$ ($N = 36$); II - дуниты дунит-гарбургитовой ассоциации Урала: а - $H_2O > 10\%$ ($N = 78$); б - $H_2O < 10\%$ ($N = 38$)

Рис. 88. Диаграмма RO' :
 $:SiO_2-H_2O:SiO_2$ для дунитов
 дунит-гарцбургитовой ассо-
 циации Урала и дна океана

1 - дуниты (Малахов, 1966);
 2 - составы петельчатого сер-
 пентина; 3 - средний состав пе-
 тельчатого серпентина; 4 - ду-
 ниты дна океана (Дмитриев,
 1973); 5 - теоретический сос-
 тав серпентина

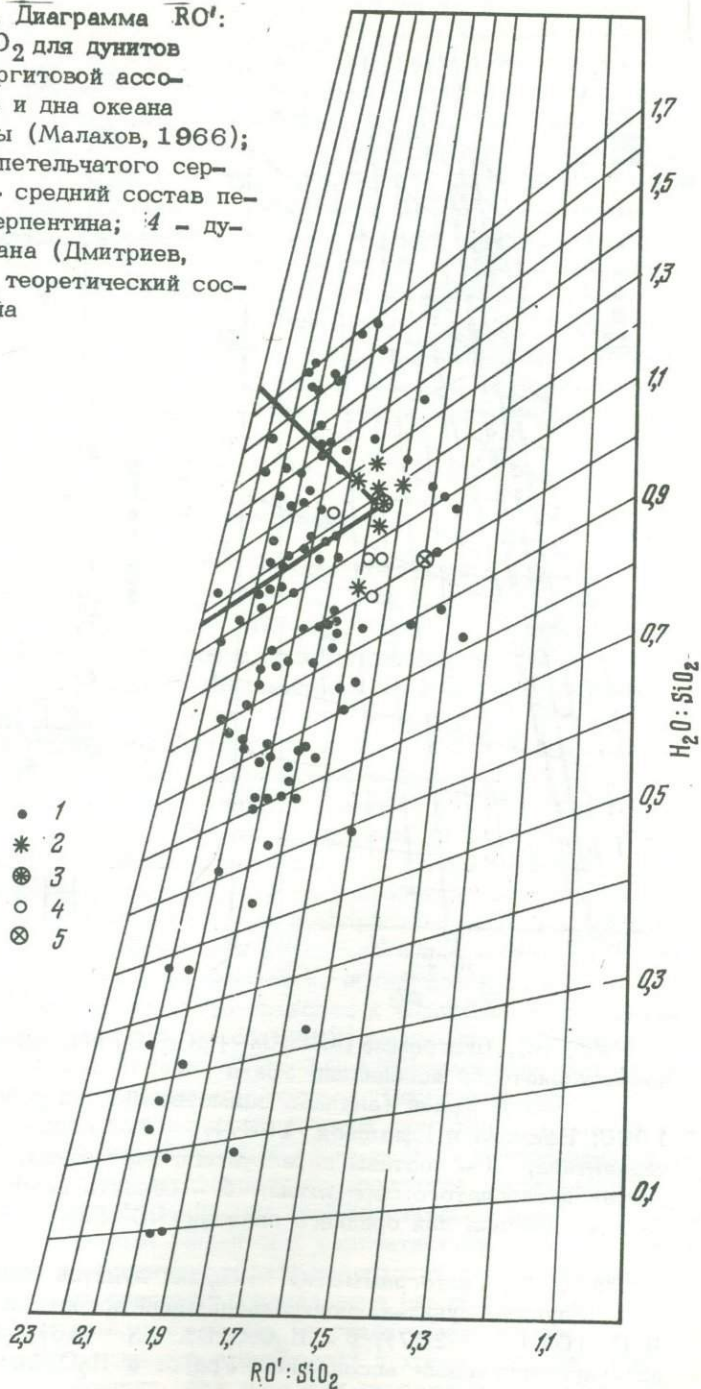
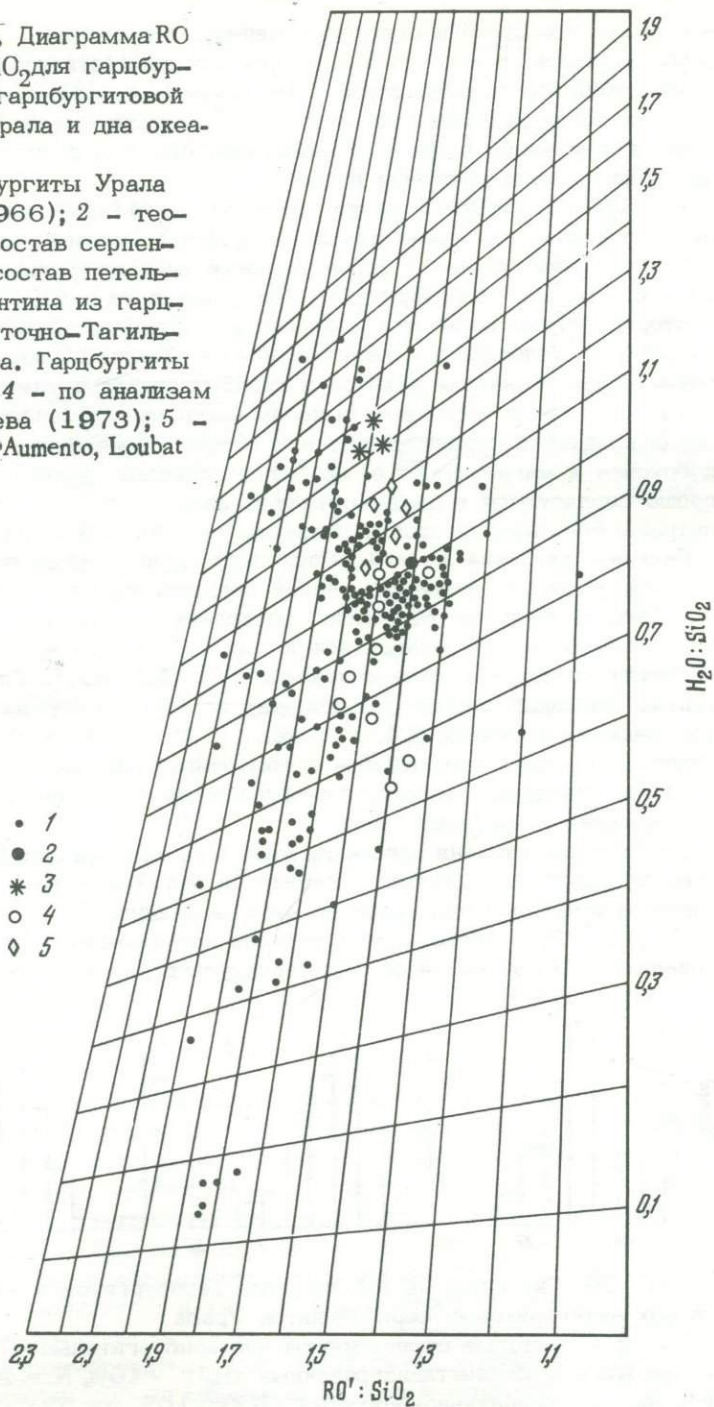


Рис. 89. Диаграмма $RO : SiO_2 - H_2O : SiO_2$ для гарцбургитов дунит-гарцбургитовой ассоциации Урала и дна океана

1 - гарцбургиты Урала (Малахов, 1966); 2 - теоретический состав серпентина; 3 - состав петельчатого серпентина из гарцбургитов Восточно-Тагильского массива. Гарцбургиты дна океана: 4 - по анализам Л.В. Дмитриева (1973); 5 - по анализам Aumento, Loubat (1971)



- 1
- 2
- * 3
- 4
- ◇ 5

зано ниже, и в степени окисления железа, и в составе аксессуарных хромшпинелидов, и в поведении никеля при тождественности в то же время исходного состава пород. Несомненно, что источник вещества обоих типов дунитов один и тот же — верхняя мантия и что различия, в том числе и металлогенические, связаны с условиями формирования и преобразования пород.

Как мы уже отмечали ранее (Штейнберг, 1960), аллохимическая серпентинизация проявляется и в дунитах Платиноносного пояса, но в ничтожном объеме, в форме маломощных (до метра, редко больше) жил "черных" серпентинитов, выделенных еще Н.К. Высоцким, в которых брусит полностью выщелочен и которые образовались, по-видимому, в условиях постоянства объема. Таким образом, изохимическая серпентинизация дунитов и гарцбургитов сочетается в определенных случаях с частичным выносом компонентов, приближающим состав продуктов серпентинизации к чистому серпентину, без примеси брусита и магнетита, т.е. свободных окислов. Наши наблюдения хорошо согласуются с данными других авторов по альпинотипным ультрабазитам континентов и океанов (рис. 89, 91, 92).

Степень окисления железа. Поскольку единственным носителем окисного железа в продуктах ранней серпентинизации (если не считать брусит) является серпентин, постольку степень окисления железа в породе должна находиться в прямой зависимости от степени серпентинизации. Это дало основание Н.Д. Соболеву рассматривать степень окисления железа как показатель степени серпентинизации. Критические замечания И.А. Малахова (1965) и М. Желязковой-Панайотовой (1965) справедливы в том отношении, что этот критерий не может считаться универсальным и что он применим полностью лишь к ранней серпентинизации.

Зависимость степени окисления железа от степени серпентинизации пород по различным данным показана на рис. 79, 83, 93, 94. Наиболее отчетливо она видна на двух последних.

На рис. 93, в значительной степени составленном по нашим материалам, намечается несколько серий ультрабазитов, различающих-

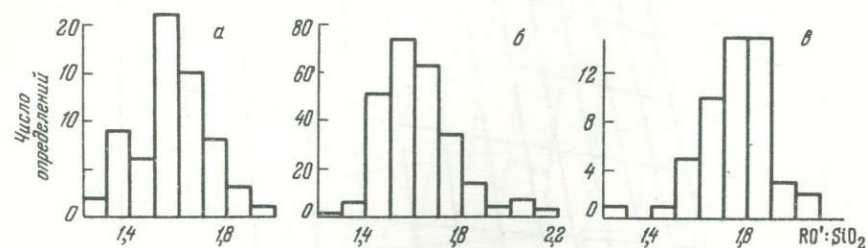


Рис. 90. Гистограммы $RO:SiO_2$ для гарцбургитов и апогарцбургитовых антигоритовых серпентинитов Урала

а — антигоритовые серпентиниты апогарцбургитовые ($N = 65$); б — гарцбургиты серпентинизированные ($H_2O^{+} > 10\%$, $N = 237$); в — гарцбургиты серпентинизированные ($H_2O^{+} > 10\%$, $N = 52$)

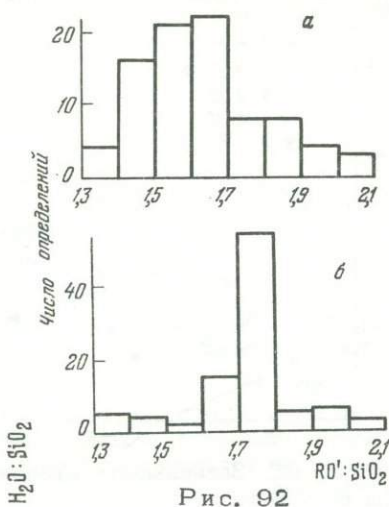
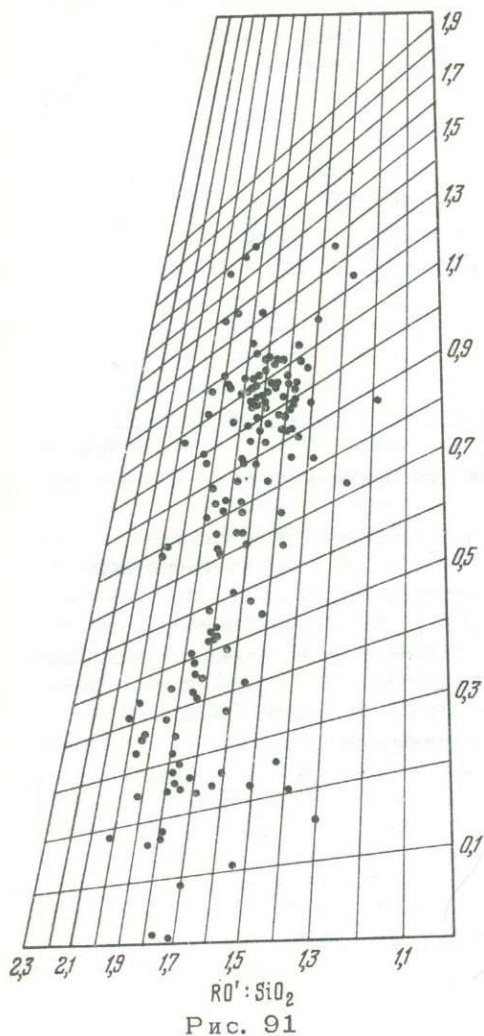


Рис. 91. Диаграмма $RO':SiO_2-H_2O:SiO_2$ для гарцбургитов дунит-гарцбургитовой ассоциации Сибири: Восточные Саяны и Забайкалье (Пинус, Колесник, 1966) и Анадырско-Корякская область (Пинус и др., 1973)

Рис. 92. Гистограмма $RO':SiO_2$ для гарцбургитов Сибири
 а - $H_2O^+ > 10\%$ ($N = 86$); б - $H_2O^+ < 10\%$ ($N = 67$)

ся по характеру этой зависимости. Наиболее четко выделяется серия с минимальной степенью окисления железа, к которой относятся дуниты Платиноносного пояса и дунит-гарцбургитовой ассоциации, охарактеризованная на диаграмме полностью по нашим анализам. Линейный характер зависимости для этой серии говорит о постоянстве степени окисления железа в брусит-серпентиновой смеси. Степень окисления железа в когенит-брусите, несомненно, ниже, чем в сосуществующем серпентине, и так как железистость брусита в ходе серпентинизации понижается, то из факта постоянства степени окисления железа в когенит-брусит-серпентиновой смеси вытекает необходимость понижения степени окисления железа в серпентине в ходе процесса. Это согласуется с прямыми наблюдениями над составом сер-

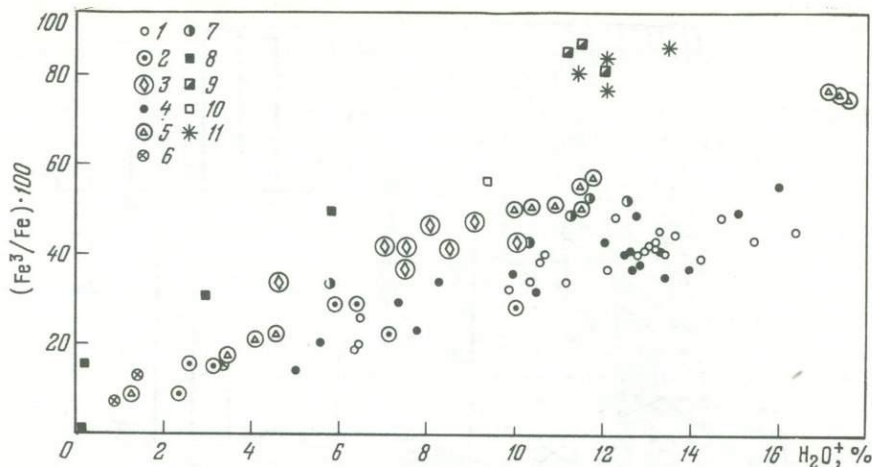


Рис. 93. Зависимость степени окисления железа от содержания воды в дунитах

Мантийные дуниты континента из массивов: 1 - Нижне-Тагильского; 2 - Кытлымского; 3 - Уктусского; 4 - дунит-гарцбургитовой ассоциации; 5 - Войкаро-Сыньинского (данные Г.А. Савельевой); 6 - горы Дун (Challis, 1965); 7 - Грейт Вэлли, Калифорния (данные Блейка и Бейли, 1971); стратиформные дуниты массивов: 8 - Великая дайка (Worst, 1958); 9 - Сарановского (неопубликованные данные О.К. Иванова); 10 - оливинит Гулинской интрузии (Егоров и др., 1961); 11 - дуниты дна океана (Дмитриев, 1973)

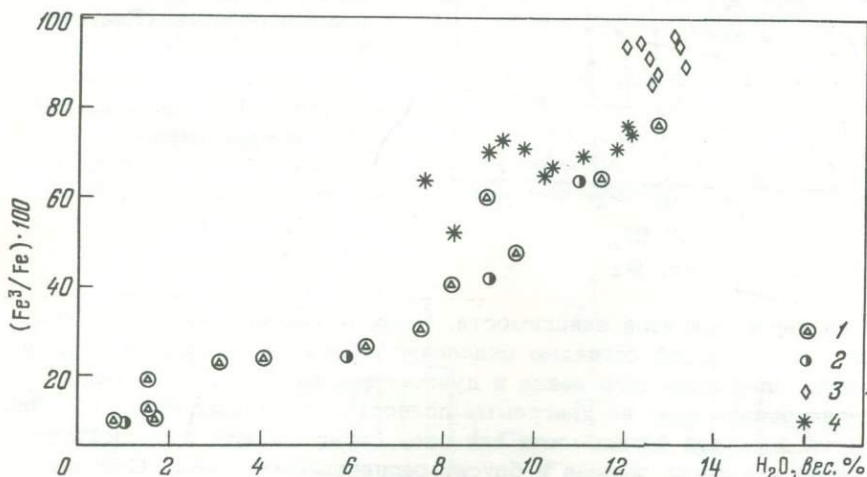
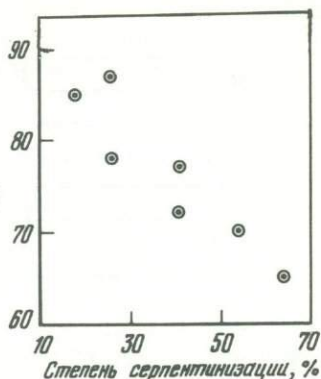


Рис. 94. Зависимость степени окисления железа от содержания воды в гарцбургитах

Мантийные гарцбургиты континента из массивов: 1 - Войкаро-Сыньинского (данные Г.Н. Савельевой); 2 - Грейт Вэлли, Калифорния (данные Блейка и Бейли, 1971). Гарцбургиты дна океана: 3 - по данным Aumento, Loubat (1971); 4 - по данным Дмитриева (1973)

Рис. 95. Зависимость степени окисления железа в петельчатом серпентине от степени серпентинизации дунитов Кытпымского массива

Условные обозначения те же, что на рис. 63



пентина (рис. 95) и говорит о закрытости системы в отношении кислорода в ходе серпентинизации.

По нашим данным, особое положение занимают дуниты Уктусского массива, относящиеся также к дунит-клинопироксенитовой ассоциации. Они входят в состав второй серии ультрабазитов с несколько повышенной степенью окисления железа, к которой относятся дуниты дунит-гарцбургитовой ассоциации. Составы их показаны на диаграмме по литературным данным (рис. 93).

К третьей серии ультрабазитов относятся дуниты стратиформных интрузий и океанические (по данным Дмитриева, 1973) с наибольшей степенью окисления железа, что в какой-то мере может объясняться выщелачиванием брусита, т.е. отклонением от изохимизма. При полном отсутствии брусита степень окисления железа в породе должна определяться величиной этого параметра в смеси серпентина с маггемо-магнетитом, который является, как будет показано ниже, постоянным спутником серпентинизации стратиформных ультрабазитов. Так как степень окисления железа в маггемо-магнетите всегда ниже, чем в сосуществующем серпентине, то степень окисления железа в последнем должна быть выше, чем в породе. Поэтому степень окисления железа в серпентине в рассматриваемой серии должна быть значительно выше обычной для петельчатого серпентина и близкой к лизардитовой, составляя 90–100%. Это совпадает с имеющимися, правда пока недостаточно систематическими, данными о широком развитии в серпентинизированных стратиформных ультрабазитах лизардита.

На рис. 94 приведены аналогичные данные по гарцбургитам, полностью заимствованные из литературы, которые также показывают повышенную степень окисления железа в серпентинизированных океанических ультрабазитах, соответствующую лизардитам. В альпийно-типных гарцбургитах она выше, чем в дунитах, что объясняется пониженным содержанием брусита или его отсутствием. В связи с большим разбросом точек более строгую зависимость установить нельзя.

На рис. 79 и 83 (стр. 156 и 160) аналогичные зависимости показаны по химическим анализам, приведенным в книге И.А. Малахова (1966). Если для дунитов зависимость между степенью окисления железа и содержанием воды более или менее намечается, то для гарцбургитов она практически не видна, что может объясняться как неоднородностью состава исходных гарцбургитов, так и погрешностью анализов.

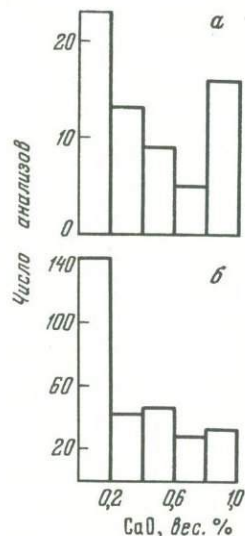
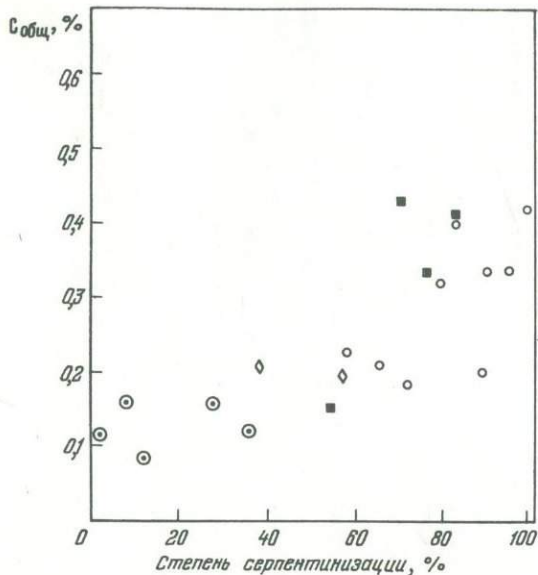
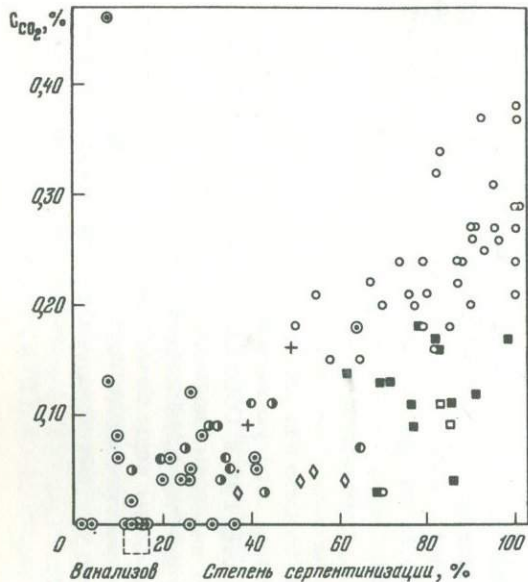


Рис. 96. Зависимость содержаний углекислоты (в пересчете на углерод) от степени петельчатой серпентинизации ультрабазитов Урала

Условные обозначения те же, что на рис. 63

Рис. 97. Зависимость содержаний общего углерода от степени петельчатой серпентинизации ультрабазитов Урала

Условные обозначения те же, что на рис. 63

Рис. 98. Гистограммы содержаний CaO в петельчато серпентинизированных гарцбургитах Урала (по анализам И.А. Малахова, 1966)

а - $H_2O < 10\%$ ($N = 66$); б - $H_2O > 10\%$ ($N = 289$)

Поведение углерода. Термомагнитные исследования продуктов ранней серпентинизации показали отсутствие карбида железа (когенита) в свежих или слабо серпентинизированных дунитах Кытлымского массива (рис. 52, II). В то же время в заметно серпентинизированных разностях дунитов и гарцбургитов когенит всегда обнаруживается (рис. 52, I). Из этого следует, что появление карбида железа связано с серпентинизацией.

Несмотря на большой разброс точек, химические анализы на углекислоту показали отчетливую прямую зависимость ее содержания от степени серпентинизации как статистически (рис. 96), так и в пространстве (см. рис. 104 на стр. 177). По-видимому, это объясняется вхождением углекислоты в состав брусита. Такое предположение подтверждается пониженным в целом содержанием углекислоты в серпентинизированных гарцбургитах.

Наличие в почти свежих дунитах Кытлымского массива некоторого количества углерода и отсутствие углекислоты и когенита можно (рис. 97) объяснить только небольшим содержанием углерода в исходных породах, подвергшихся серпентинизации. Очевидно, содержащийся в серпентинизированных ультрабазитах углерод — это сумма первичного углерода и вторичного, возникающего в ходе серпентинизации в форме углекислоты в брусите и карбиде железа — когените. Уточнение этих данных — задача дальнейших исследований.

При перекристаллизации серпентинизированных ультрабазитов и преобразовании их в антигоритовые серпентиниты когенит, как показывают термомагнитные кривые, исчезает. Железо, входящее в его состав, преобразуется в магнетит. Что касается углерода, то его судьба пока неясна: малочисленные аналитические данные пока не дают ответа на этот вопрос. Остается невыясненным, выделяется ли он в форме тонкодисперсного графита или улетучивается в виде углекислоты. Существование в природе графит-антигорит-магнетитовых парагенезисов говорит в пользу первого варианта.

Поведение кальция. На рис. 98 показана статистика выноса кальция в ходе серпентинизации гарцбургитов, в которые он входит в виде первично изоморфной примеси диопсида в ортопироксене. Как отмечалось выше, кальций, выносимый при серпентинизации, частью расходуется на родингитизацию, а частично рассеивается.

Химический состав минералов как функция степени серпентинизации

В ходе серпентинизации, как показали многочисленные наблюдения, происходит закономерное изменение химического состава некоторых минералов. Достаточно надежно это установлено для серпентина и брусита, предположительно — для аксессуарного хромшпинелида.

Изменение состава серпентина выражается в уменьшении отношения $RO^1:SiO_2$ и приближении его при полной серпентинизации к

теоретическому, т.е. 1,5:1. Имеющиеся данные показывают, с одной стороны, существование серии, подчиняющейся указанной закономерности (дуниты Кытлымского, Нижне-Тагильского массива и массива Рай-Из - 10 анализов), с другой - группы, концентрирующейся в пределах $RO^f:SiO_2 = 1,70-1,75$ со степенью серпентинизации 68-85% (гарббургиты Восточно-Тагильского массива и дуниты Нуралинского массива - 6 анализов (рис. 99)). Первую группу составляют почти целиком дуниты дунит-клинопироксеновой ассоциации, вто-

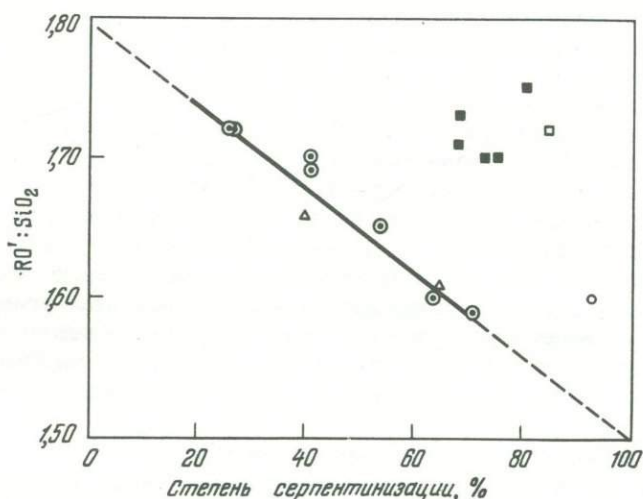


Рис. 99. Зависимость $RO^f:SiO_2$ в петельчатом серпентине от степени серпентинизации

Условные обозначения те же, что на рис. 63. Залитые квадраты - гарббургиты Восточно-Тагильского массива

рую - целиком дунит-гарббургитовой. Природа существования двух типов зависимости состава серпентина от степени серпентинизации остается неясной.

В дунитах Кытлымского массива (Платиноносный пояс) наблюдается четкая обратная зависимость степени окисления железа в серпентине от степени серпентинизации (см. рис. 95). По данным 7 анализов степень окисления железа уменьшается от 85-87% в слабо серпентинизированных до 65% - в сильно серпентинизированных дунитах.

Если зависимость степени серпентинизации от железистости оливина и, следовательно, железистости породы в целом можно объяснить влиянием первичного состава, то изменения коэффициента распределения железа между сосуществующими бруситом, серпентином и оливином по мере увеличения степени серпентинизации можно объяснить только изменением физико-химических условий в ходе процесса.

Полученные нами в этом отношении данные изображены на

рис. 62, 81 и 102 (см. стр. 140, 158 и 175). Несмотря на некоторый разброс, намечается определенная зависимость: уменьшение железистости брусита по мере увеличения степени серпентинизации при примерном постоянстве железистости силикатов – оливина и серпентина. Однако брусит все время остается обогащенным железом по сравнению с силикатами, хотя коэффициент распределения общей железистости уменьшается по мере увеличения степени серпентинизации от 2,4 до 1,3, а двухвалентной – от 10,5 до 2,5 по самым пример-

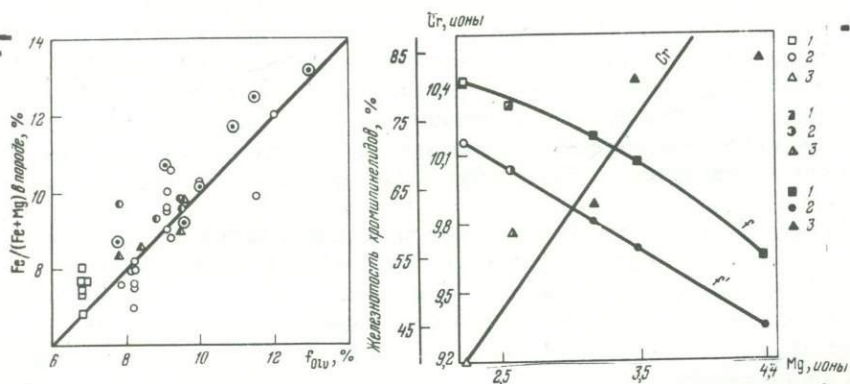


Рис. 100. Корреляция железистости оливина с железистостью петельчато серпентинизированных дунитов
Условные обозначения те же, что на рис. 63

Рис. 101. Зависимость содержаний хрома в элементарной ячейке (Cr), закисной (f') и общей (f) железистостей хромшпинелидов от количества магния в элементарной ячейке хромшпинелидов в разной степени петельчато серпентинизированных дунитах Нижне-Тагильского массива (по анализам Н.В. Бутырина, неопубликованные данные)

1 – общая железистость; 2 – закисная железистость; 3 – содержание хрома. Значки с белым полем – свежие дуниты, наполовину залитые – серпентинизированные на 60%, полностью залитые – серпентинизированные на 90-100% дуниты

ным подсчетам, ибо точных данных о степени окисления железа в брусите нет (см. рис. 102, левая часть, стр. 175).

Наши данные противоречат результатам экспериментов В.И. Фонарева и А.М. Аксюка (устное сообщение) о распределении железа между бруситом и оливином, согласно которым железистость оливина всегда выше, чем брусита, в 3-5 раз. Эти различия мы объясняем отличиями состава природного брусита от теоретического, а

именно присутствием в нем трехвалентного железа и хлора. При-
сутствия хлора, по заключению А.А. Маракушева, достаточно, чтобы
изменить распределение железа между бруситом и силикатами на
обратное.

В связи с рассмотренным представляет интерес сопоставление
железистости породы в целом и оливина, которое приведено на
рис. 100. Из рисунка видно, что эти различия большей частью на-
ходятся в пределах погрешностей определения. Местами железис-
тость оливина несколько ниже, чем породы, что может быть объяс-
нено только некоторым понижением железистости оливина в ходе
процесса серпентинизации, при условии его изохимичности. Ввиду
незначительной примеси брусита влияние его повышенной железис-
тости на железистость сосуществующих оливина и серпентина (в
условиях изохимичности) очень невелико и не выходит за пределы
колебаний, обусловленных погрешностями определения. Поэтому, хо-
тя понижение железистости серпентина и оливина в ходе процесса
должно происходить, обнаружить эти явления мы не в со-
стоянии.

Химические анализы аксессуарных хромшпинелидов и в различной
степени серпентинизированных дунитов Нижне-Тагильского массива
(Н.В.Бутырин, устное сообщение) показывают определенную зависи-
мость их состава от степени серпентинизации: железистость $Fe^{2+}/$
 $Fe^{2+}+Mg$ уменьшается от 72 до 45%, а содержание магния и хро-
ма увеличивается (рис. 101).

Степень серпентинизации и размер зерна оливина

Изучая структуру серпентинизированных ультрабазитов, мы по-
пытались найти в ней признаки увеличения объема в ходе серпенти-
низации другим способом, а именно путем систематических измере-
ний размера зерна оливина в породах с различной степенью серпенти-
низации. Мы исходили при этом из предположения, что жилки сер-
пентина раздвигают стенки, сложенные оливином, и, следовательно,
увеличивают размер последних. Результаты измерения оказались нео-
жиданными: они показали, что размер зерен оливина увеличивается
с усилением степени серпентинизации в несколько раз, а не на
10-15%, как можно было ожидать. Была обнаружена совершенно
новая закономерность, не имеющая прямого отношения к увеличению
объема при серпентинизации.

В 145 образцах дунитов и гарцбургитов из 15 массивов дунит-
клинопироксенитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциаций были под-
считаны средние размеры зерен оливина. Измерения производились
под микроскопом с препаратоводителем в обычных шлифах путем
деления суммарной длины ряда линейных пересечений на количество
пересеченных зерен.

Гранулометрический анализ полученного кажущегося размера
зерен оливина из дунитов и гарцбургитов разной степени

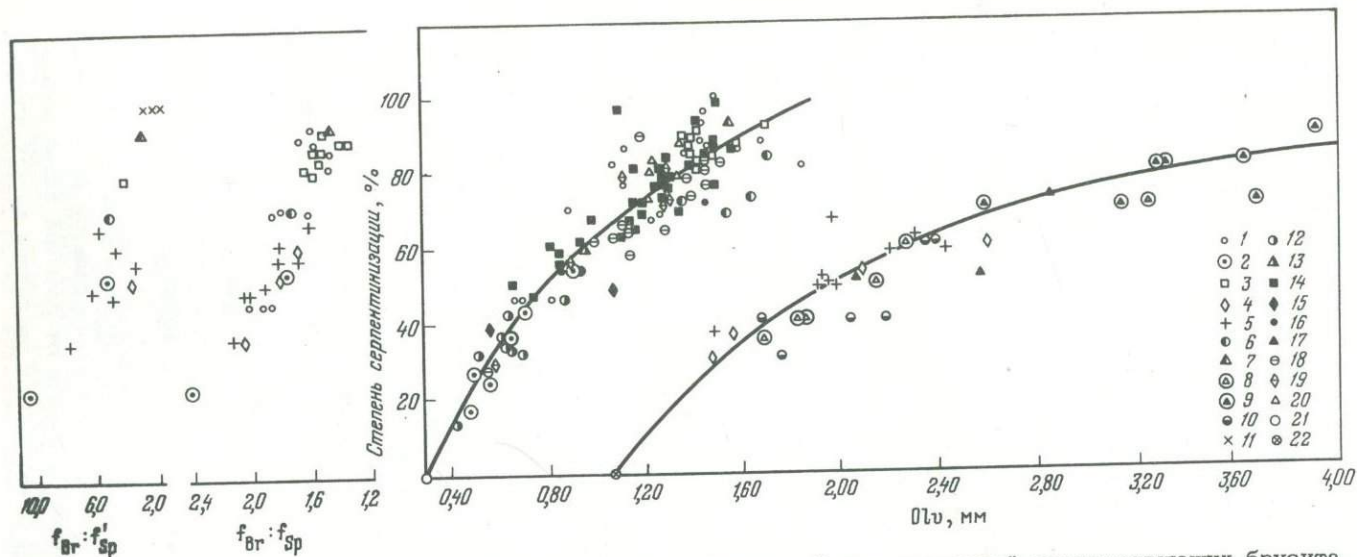


Рис. 102. Сопоставление размеров зерен оливина, отношений железистостей сосуществующих брусита и серпентина и степени серпентинизации в дунитах и гарцбургитах

f_{Br} - железистость брусита; f_{Sp} - общая железистость серпентина; f_{Sp}^I - закисная железистость серпентина. Дуниты массивов: 1 - Нижне-Тагильского; 2 - Кытлымского; 3 - Нуралинского; 4 - Баженовского; 5 - Уктусского; 6 - Рай-Из; 7 - Кемпирсайского; 8 - Ключевского; 9 - Кiemбаевского; 10 - Бурьктальского; 11 - аподунитовые брусит-антигоритовые серпентиниты. Гарцбургиты массивов: 12 - Рай-Из; 13 - Кемпирсайского; 14 - Восточно-Тагильского; 15 - Шевченковского; 16 - Джетыгаринского; 17 - Алапаевского; 18 - Среднего Крака; 19 - Узянского Крака; 20 - Южного Крака; 21 - дуниты и гарцбургиты Уэбстера, США (Johannsen, 1949; Мурхауз, 1963); 22 - дуниты и гарцбургиты Рэд Хиллс, Новая Зеландия (Challis, 1965).

серпентинизации показал, что гранулометрический состав оливина близок к разнозернистому. Это позволило определить истинный размер зерна, который получался при умножении кажущегося размера на 1,5. Этот коэффициент представляет собой отношение диаметра шара к высоте равновеликого цилиндра с тем же диаметром, который в нашем случае соответствует истинному размеру зерен при допущении, что форма зерен близка к изометричной (Мак Лин, 1960).

Сопоставление среднего размера зерен оливина со степенью ранней серпентинизации показало, что они находятся в прямой зависимости, причем дуниты Платиноносного пояса, а также породы массивов, тяготеющих к той же структурной зоне: Рай-Из, Нуралинского, Кемпирсайского, Восточно-Тагильского, Среднего, Узьянского и Южного Крака, — имеют при равной степени серпентинизации примерно одинаковый размер зерен: он колеблется в зависимости от серпентинизации от 0,4 до 1,8 мм (рис. 102, левая кривая, на эту же кривую легли данные о восточных массивах — Джетыгаринском и Шевченковском; рис. 103).

Другая группа массивов имеет значительно больший размер зерна оливина — от 1,5 до 4,0 мм и более (рис. 102, правая кривая), причем зависимость от степени серпентинизации, правда менее четкая, сохраняется. Эта группа массивов тяготеет к зоне Восточно-Уральского поднятия (Баженовский, Уктусский, Алапаевский, Ключевской, Киёмбаевский, Буруктальский).

Рассмотренной закономерности не подчиняются пегматоидные разности ультрабазитов.

На рис. 76, 78 (см. стр. 152, 154), 104, 118 (см. стр. 194) проведено сопоставление степени серпентинизации и размера зерна оливина в пространстве, подтверждающее статистические данные.

Следует отметить, что размеры зерен оливина, подсчитанные нами по опубликованным микрофотографиям и рисункам свежих дунитов и гарцбургитов из Северной Каролины, США, составляют 0,30–0,35 мм (Johannsen, 1949; Мурхауз, 1963). Размер зерна оливина в свежих дунитах и гарцбургитах Рэд Хиллс, Новая Зеландия, по определениям Челлиса (Challis, 1965), равен в среднем 1,0–1,1 мм. Это согласуется с данными, полученными для Урала; в первом случае — с западной зоной, во втором — с восточной.

Напрашивается аналогия с метаморфическими породами гранулитовой фации (гранулитами, гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами), которые, как правило, также мелкозернисты. Не исключено, что мелкость зерна — особенность продуктов перекристаллизации при высоких давлениях.

Налицо четко выраженная эмпирическая закономерность, которая выражается, во-первых, в существовании универсальной прямой зависимости степени ранней серпентинизации от размера зерен оливина в дунитах и гарцбургитах; во-вторых, в различиях между ультра-

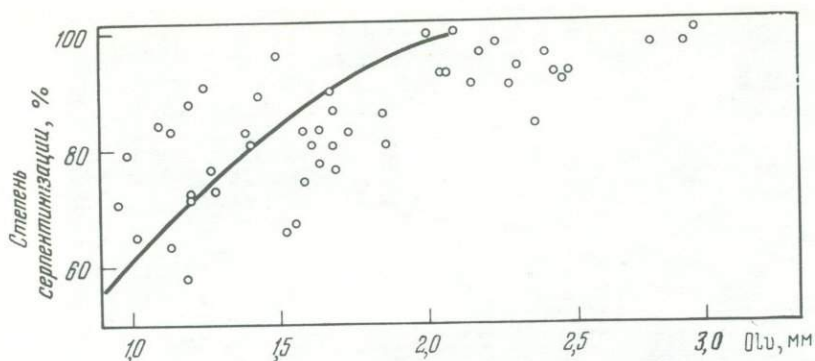


Рис. 103. Зависимость степени серпентинизации от размера зерен оливина в дунитах Нижне-Тагильского массива (проведена линия зависимости с рис. 102)

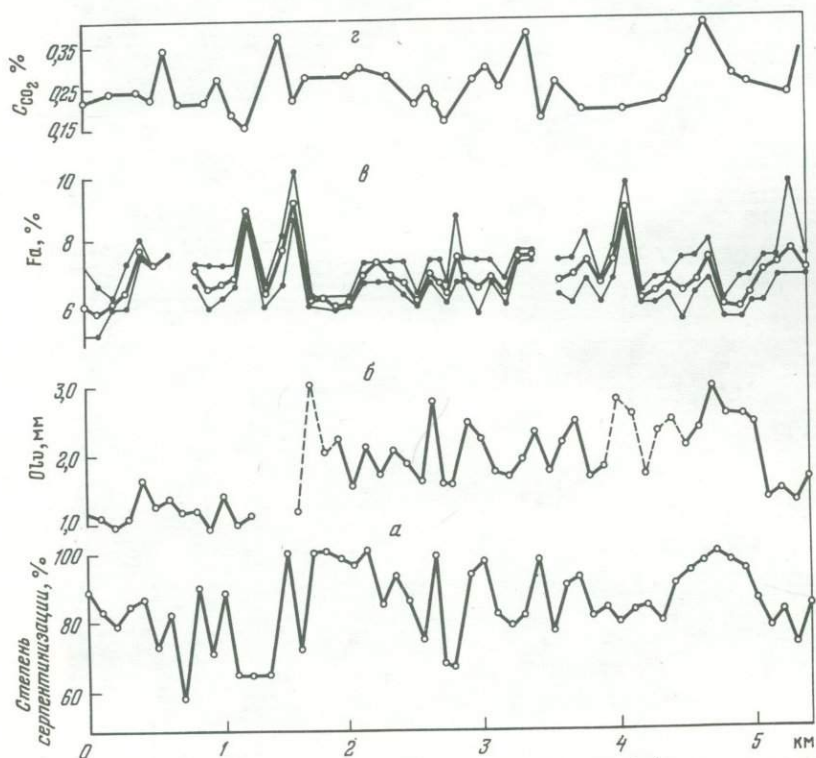


Рис. 104. Вариации степени серпентинизации (а), размера зерен оливина (б), железистости оливина (в) и содержания углекислоты (г) в пересчете на углерод в дунитах Нижне-Тагильского массива (на широте горы Соловьевой).

Тонкими линиями ограничена область колебаний железистости оливина (жирная линия). Пунктиром показаны данные для дунитов, содержащих редкие крупные зерна оливина

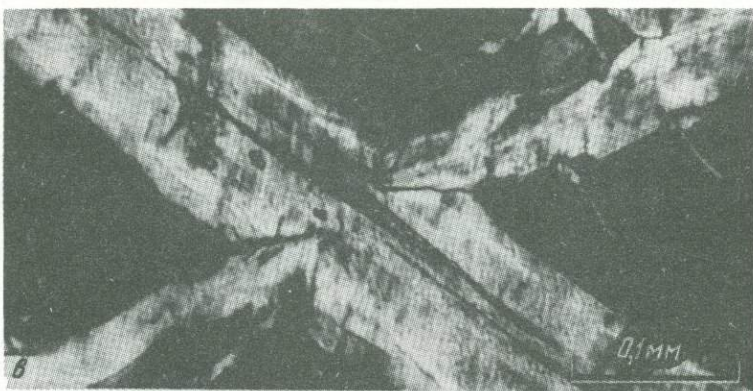
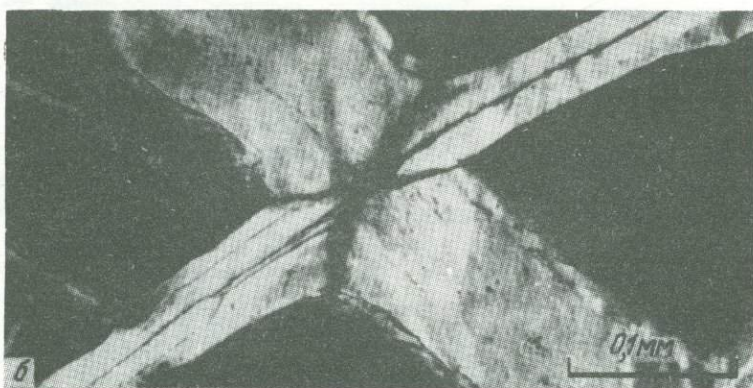
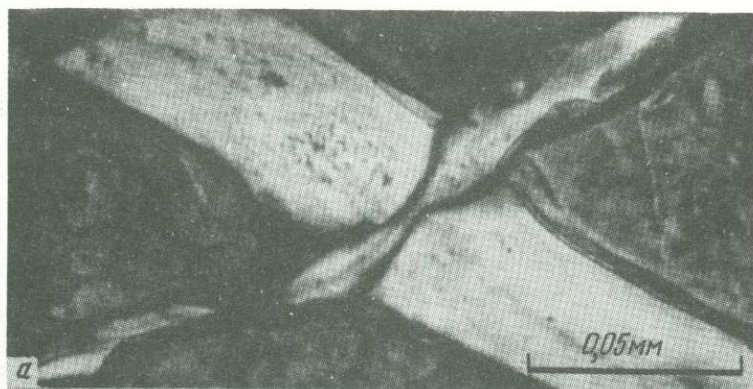


Рис. 105. Будинач (а,б) и разрыв (в) жилки петельчатого серпентина

а - первая стадия, гарцбургит массива Рай-Из, шл. 3558, с анализатором; б - вторая стадия, дунит Нижне-Тагильского массива, шл. 1746, с анализатором; в - третья стадия, дунит Нижне-Тагильского массива, шл. 1586, с анализатором

базитами, приуроченными к различным геолого-структурным зонам.

Таким образом, мы приходим к выводу, что степень автометаморфической серпентинизации коррелируется довольно точно с крупностью зерен оливина в дунитах и гарибургитах. Рассмотренную закономерность можно объяснить только тем, что крупность зерна и степень серпентинизации зависят от одного и того же фактора.

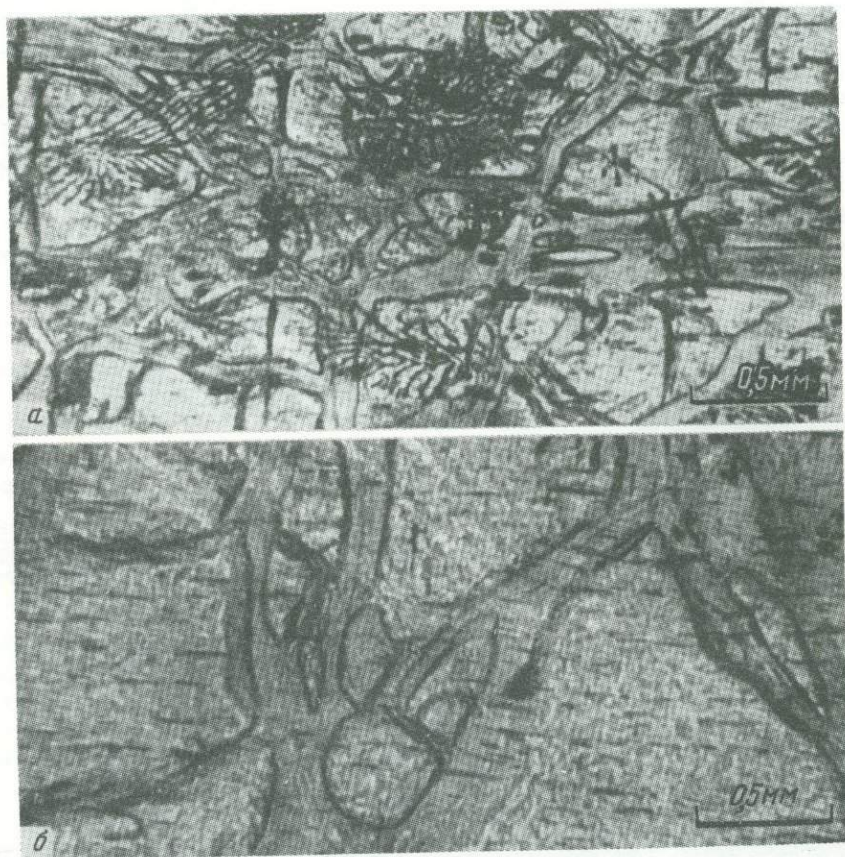


Рис. 106. Дендритовые (а) и пластинчатые (б) включения магнетита в оливине

а - дунит зоны эндоконтакта с клинопироксенитами Кытлымского массива, шл. 8876, без анализатора; б - дунит зоны эндоконтакта с клинопироксенитами Нижне-Тагильского массива, шл. 69, без анализатора. Видно смещение пластинок магнетита под действием роста жилков более позднего петельчатого серпентина

Микроструктурные доказательства увеличения объема при серпентинизации

При изучении структуры серпентинизированных ультрабазитов нам удалось найти прямые доказательства увеличения объема при серпентинизации.

Одним из доказательств увеличения объема при ранней серпентинизации является растяжение и будинаж ранних жилок, сложенных хризотилом при пересечении их более поздними жилками того же состава. На рис. 105, *a* изображена первая стадия будинажа; растяжение тонкой, по-видимому, ранней жилки более мощной и поздней жилкой петельчатого серпентина; внутренняя просечка, от стенок которой развивался серпентин в мощной жилке, порождает через утонченный участок ранней. Вторая стадия (рис. 105, *b*) – начало будинажа. Наиболее часто в шлифах наблюдается третья стадия – разрыв: в месте пересечения от ранней жилки остаются два округлых “оплавленных” конца (рис. 105, *в*). Отчетливо видно, что серпентин поздней жилки развивается под косым углом к зальбандам и несколько сдвинут в стороны окончания ранней жилки: последние не лежат в створе.

Выше было отмечено нередко наблюдаемое развитие дендритовых выделений магнетита в оливине (рис. 106, *a*). Наряду с дендритовыми обнаруживаются пластинчатые включения, имеющие также до-серпентиновый возраст (рис. 106, *b*). Приспособление магнетитовых пластинок к направлению роста волокон петельчатого серпентина при косом их пересечении может быть объяснено увеличением объема при серпентинизации.

Кроме магнетита, в оливинах часто обнаруживаются пластинки до-серпентинового флогопита. Под действием сил растяжения, возникающих в ходе роста жилки петельчатого серпентина при косом пересечении ее с пластинками флогопита, последние изгибаются.

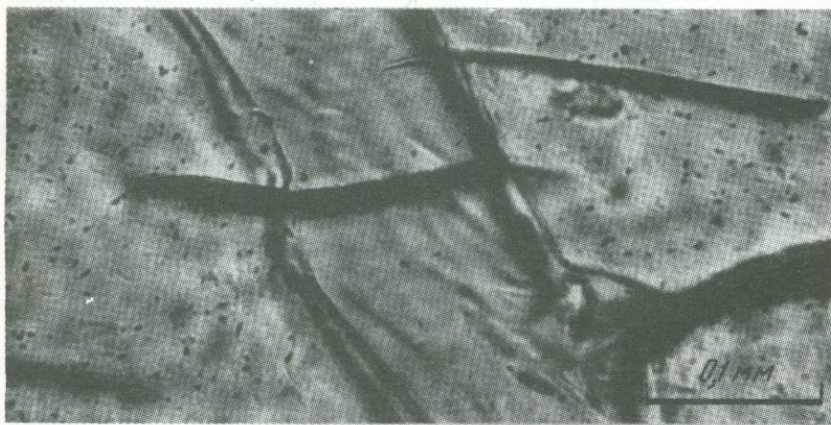
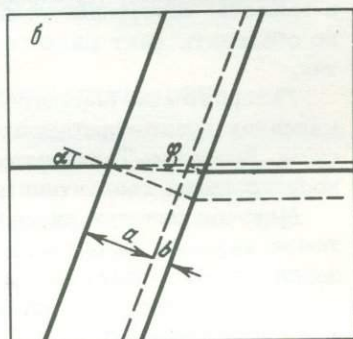


Рис. 107. Изгиб пластинок досерпентинового флогопита в результате роста жилки петельчатого серпентина. Дунит Нижне-Тагильского массива, шл. 44, без анализатора



Рис. 108. Кажущееся смещение игольчатой пустоты в оливине под действием роста жилки петельчатого серпентина

a — фото шл. К-14, дунита Кытльмского массива; *б* — расчет зависимости величины кажущегося смещения пустоты от увеличения объема при серпентинизации по формулам: $b=ka$, $k\cos\alpha = \operatorname{tg}\phi(\operatorname{tg}\phi - \operatorname{tg}\alpha)$



тинкой флогопита, последняя искривляется, подчиняясь направлению волокон серпентина (рис. 107).

Наконец, еще одним доказательством увеличения объема является кажущееся смещение игольчатой пустоты в оливине при пересечении ее жилкой более позднего петельчатого серпентина (рис. 108, *a*), которое не наблюдалось бы при простом замещении оливина. Размер смещения заметно меньше по сравнению с эффектом выполнения секущей трещины серпентином без замещения оливина. Наблюдения в шлифе показывают, что канал лежит почти горизонтально (т.е. в плоскости шлифа), а зальбанды жилки перпендикулярны к этой плоскости. Следовательно, по величине смещения можно приближенно рассчитать

увеличение объема при серпентинизации оливина. В нашем случае оно близко к теоретическому (рис. 108, б):

$$k = b/a = 0,4, \text{ или } 40\%$$

где k – относительное увеличение объема; b – абсолютное увеличение объема; a – мощность жилки серпентина при простом замещении оливина.

ПРОДУКТЫ ХРИЗОТИЛ-ЛИЗАРДИТОВОЙ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Ассоциация лизардит+брусит в лизардитовых серпентинитах

Лизардитизация всегда представляет собой перекристаллизацию частично петельчато серпентинизированных ультрабазитов и большей частью ассоциируется с более поздней хризотилизацией и хризотил-асбестизацией. Большинство исследователей связывают образование месторождений хризотил-асбеста с воздействием на ультрабазиты гидротермальных растворов, производных более поздних кислых интрузий. По-видимому, и лизардитизация обусловлена теми же причинами. Зоны лизардитизации, хризотилизации и хризотил-асбестизации контролируются дизъюнктивными нарушениями в ультрабазитах. Образование зон происходило, по-видимому, без изменения объема, с выносом оснований: только понижением отношения $RO':SiO_2$ можно объяснить факт редкого нахождения брусита в этих серпентинитах.

Лизардитовые серпентиниты наблюдались нами в асбестоносных массивах дунит-гарцбургитовой ассоциации: Баженовском, Киембаевском, Восточно-Тагильском, Джетыгаринском. В массивах Платиноносного пояса серпентиниты такого состава нами не встречены.

Макроскопически лизардитовые серпентиниты представляют собой темно-зеленую породу с раковистым изломом. Под микроскопом лизардит обнаруживает характерные секториально гаснущие зерна (структура "песочных часов") или образует прямые, секущие весь шлиф жилки (ribbon, т.е. "ленточный лизардит").

В асбестоносных массивах наибольшее распространение имеет первая, зернистая, форма выделений лизардита (см. рис. 28, в на стр. 68). Размер этих выделений обычно соизмерим с величиной первичных зерен оливина (Баженовский массив).

При лизардитовой перекристаллизации образуются безмагнетитовые бруситсодержащие серпентиниты. Лизардит в этом случае имеет в шлифе шагреневую поверхность и оливково-зеленую окраску. При дальнейшем метаморфизме вокруг зерен лизардита или непосредственно в нем образуются оторочки бесцветного хризотила, обычно с маггемо-магнетитом (рис. 109). Частое совместное нахождение этих двух серпентинов отмечено Уиттейкером и Зусманом при рентгеноструктурных исследованиях большого числа образцов (Whittaker, Zussman, 1956). Нередко по лизардиту образуются лейсты антигорита. С появлением в породе хризотила и антигорита ок-

раска lizardита становится менее интенсивной, исчезает шагреневая поверхность, освобождающееся железо идет на образование магнетита.

Не следует смешивать lizardитовые и хризотил-lizardитовые серпентиниты с петельчатými, серпофитсодержащими: во-первых, lizardитовые серпентиниты почти никогда не содержат реликтов оливина, петельчатые — всегда содержат; во-вторых, размер секториальных сростаний lizardита соизмерим с таковым зерна оливина, т.е., как правило, более крупный, чем у серпофитовых ядер; в-третьих, жилки хризотила, в отличие от петельчатого серпентина, содержат магнетит.

В lizardитовых серпентинитах, не подверженных дальнейшим изменениям, часто обнаруживается видимый микроскопически брусит, образующий каймы вокруг зерен lizardита.

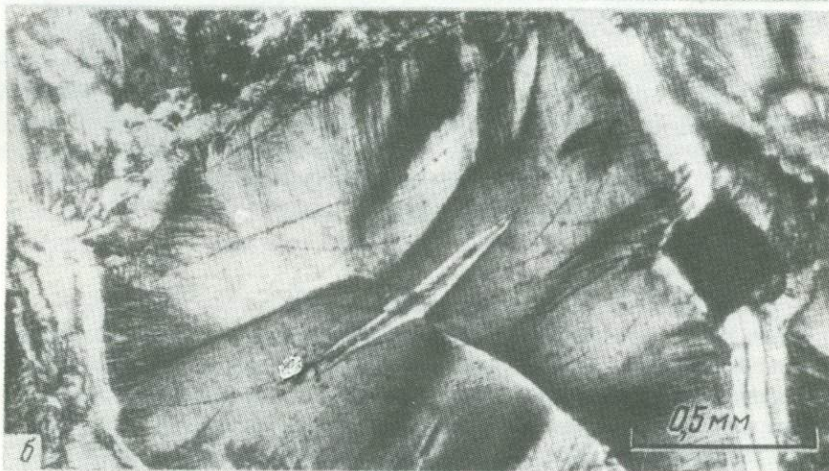
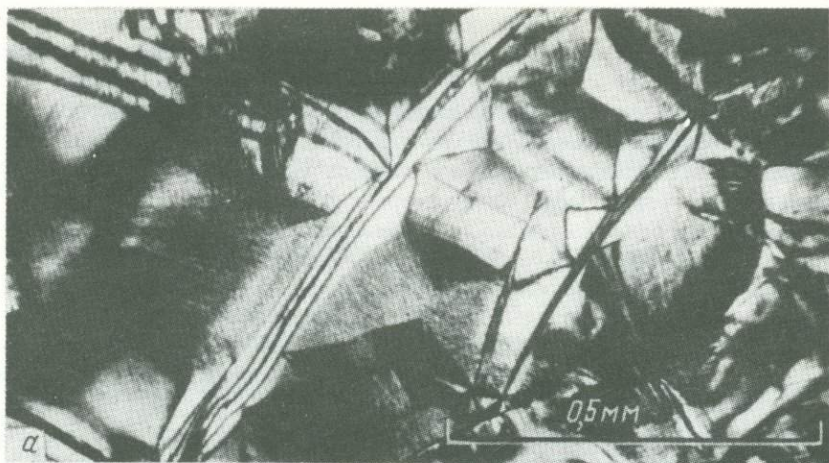
Значительно реже в ультрабазитах наблюдается прожилковая lizardитизация, также приуроченная к зонам тектонических нарушений. Lizardит образует более мощные по сравнению с петельчатым серпентином жилки, выполняющие трещинки, секущие весь шлиф (см. рис. 28, *г* на стр. 68). Направление их строго прямолинейно и безразлично к структуре первичной породы. Прожилковый lizardит редко замещает породу полностью, обычно сохраняются реликты оливина и петельчатого серпентина. Lizardит здесь легко отличается от раннего серпентина по обильным вросткам магнетита и бесцветностью.

Ассоциация хризотил+маггемо-магнетит+брусит

Хризотил большей частью встречается в виде поперечно-волоконистых жилок в lizardитовых, редко в петельчатых и антигоритовых серпентинитах. В пределе, при сгущении жилок, образуются чисто хризотилевые серпентиниты. При увеличении мощности жилки хризотила переходят в жилки хризотил-асбеста. Поэтому рассматриваемая ассоциация, с одной стороны, связана с lizardитовыми серпентинитами, с другой — с месторождениями хризотил-асбеста.

Явления хризотилизации нами изучались в Баженовском, Аккаргинском, Алапаевском, Джетыгаринском, Восточно-Тагильском и Нуралинском массивах дунит-гарцбургитовой ассоциации и Нижне-Тагильском и Кытымском массивах дунит-клинопироксенитовой ассоциации.

Наиболее часто хризотил с положительным удлинением волокон образует пересекающие весь шлиф бесцветные поперечно-волоконистые прожилки с маггемо-магнетитом (см. рис. 28, *д* на стр. 68). Мощность жилок может достигать 1 мм и более. Маггемо-магнетит концентрируется в неправильных скоплениях и агрегатах, очертания которых подчиняются волоконности серпентина (рис. 109). При хризотилизации прожилковых lizardитовых серпентинитов образуются сложные ленточные структуры, обусловленные чередованием прожилков lizardита и хризотила.



В собственно хризотилowych серпентинитах зон асбестизации, когда хризотил в породе преобладает над другими серпентинами, облик минерала в шлифе очень разнообразен. Здесь можно выделить перистые хризотилы с центральной магнетитовой просечкой, несколько напоминающей антигорит (см. рис. 28, *е* на стр. 68), решетчатые хризотилы, отдаленно похожие на структуру распада полевых шпатов (рис. 28, *ж*), спутанно-волоконистые хризотилы; сочетание жилок хризотила может создавать петельчатую структуру, наложенную на петельчатую структуру раннего серпентина. Следует подчеркнуть, что в хризотилowych серпентинитах зон хризотил-асбестизации хризотил всегда находится в тонкой смеси с некоторым количеством лизардита, устанавливаемым рентгеноструктурным и термовесовыми методами. В равновесии с хризотилом находятся немалит и маггемо-магнетит. Акцессорный хромшпинелид в присутствии магнетита неустойчив и метаморфизуется. Освободившийся хром усваивается магнетитом и серпентином.

Немалит обнаруживается в тонком сростании с хризотилом (рис. 28, *з*), количество его в баженовских серпентинитах, судя по анализам уксуснокислых вытяжек, около 3%. Магнетит содержит от 5 до 20% маггемитового компонента (табл. II "Приложений").

Распределение железа в продуктах хризотил-лизардитовой серпентинизации

Уже отмечалось, что при серпентинизации с образованием секториального лизардита магнетит не выделяется. Железистость такого лизардита практически равна железистости петельчатого серпентина. В баженовских гарцбургитах она составляет 7,2-8,9% при железистости петельчатого серпентина из дунита (железистость оливина в котором несколько ниже, чем в гарцбургите), равной 5,9-6,8%. В гарцбургитах Восточно-Тагильского массива эти цифры соответственно равны 7,8 и 7,6-9,2 (табл. I "Приложений"; см. рис. 67 на стр. 142).

Выделение маггемо-магнетита связано с хризотилизацией, при которой происходит очищение силикатов от железа.

В ряду смешанных серпентинитов (хризотил-лизардитовых - существенно хризотилowych), в котором степень хризотилизации растет,

Рис. 109. Взаимоотношения хризотила с лизардитом и магнетитом

а - оторочка хризотила с магнетитом вокруг лизардитовых ядер, апогарцбургитовый серпентинит Баженовского массива, шл. 2341, с анализатором; *б* - развитие хризотила с магнетитом внутри зерна лизардита, апогарцбургитовый серпентинит Аккаргинского массива, шл. АК-2, с анализатором; *в* - магнетит в хризотиле, апогарцбургитовый антигоритовый серпентинит Баженовского массива, шл. 2119, без анализатора

средние для типа содержания маггемо-магнетита увеличиваются с 4,8 до 6,7% (табл. 13-14) при значительных колебаниях в отдельных пробах. Железистость серпентина уменьшается до 3,4% в Баженовском массиве и до 3,9% - в Восточно-Тагильском. Близкие цифры приводят Ф.В. Сыромятников и П.И. Васильев (1935): количество Fe_2O_3 и FeO в хризотиле соответственно 3,27 и 0,70%.

Судя по литературным данным, максимальное очищение серпентина от железа происходит при хризотил-асбестизации (Соболев, 1951а; Меренков, 1958). Ф.В. Сыромятников и П.И. Васильев по анализу монофракций хризотил-асбеста получили содержания Fe_2O_3 1,24, FeO - 0,46%, что соответствует железистости около 2%. Они предполагают полное отсутствие железа в асбесте, а полученные цифры

Таблица 13

Распределение маггемо-магнетита в хризотил-лизардитовых серпентинитах

| Массив | Число определений | Содержание магнетита, вес. % | |
|---------------------|-------------------|------------------------------|---------|
| | | от - до | среднее |
| Баженовский | 3 | 3,2-5,1 | 4,1 |
| Верхне-Тагильский | 1 | | 1,6 |
| Аккаргинский | 8 | 3,2-10,1 | 6,6 |
| Учалинский | 8 | 1,9-5,5 | 4,1 |
| Восточно-Тагильский | 15 | 1,7-7,7 | 4,7 |
| Всего | 35 | 1,7-10,1 | 4,8 |

Таблица 14

Распределение маггемо-магнетита в существенно хризотилевых серпентинитах ленточной структуры

| Массив | Число определений | Содержание магнетита, вес. % | |
|---------------------|-------------------|------------------------------|---------|
| | | от - до | среднее |
| Баженовский | 3 | 1,3-10,0 | 5,2 |
| Аккаргинский | 1 | | 8,6 |
| Рай-Из | 1 | | 2,2 |
| Джетыгаринский | 1 | | 3,2 |
| Учалинский | 1 | | 10,9 |
| Восточно-Тагильский | 2 | 6,6-7,0 | 6,8 |
| Всего | 9 | 1,3-10,0 | 6,7 |

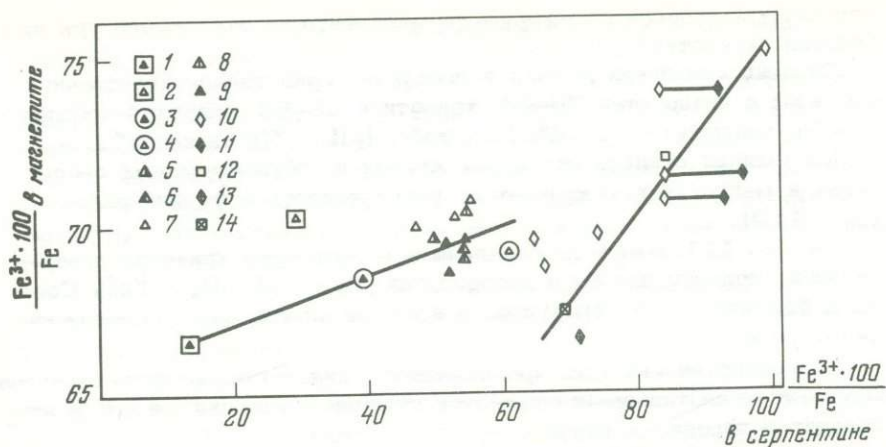


Рис. 110. Степень окисления железа в сосуществующих магнетитах и серпентинах

Антигоритовые серпентиниты массивов: 1 - Нижне-Тагильского, 2 - Уктусского, 3 - ст. Флос, 4 - Сарановского, 5 - горы Хрустальной, 6 - Полевского, 7 - Баженовского, 8 - Шевченковского, 9 - Верхне-Тагильского; 10 - хризотил-лизардитовые серпентиниты со структурой "песочных часов", 11 - лизардиты из этих серпентинитов; 12 - лизардитовые серпентиниты, ленточной структуры; 13 - хризотилитовые серпентиниты; 14 - хризотил-асбест

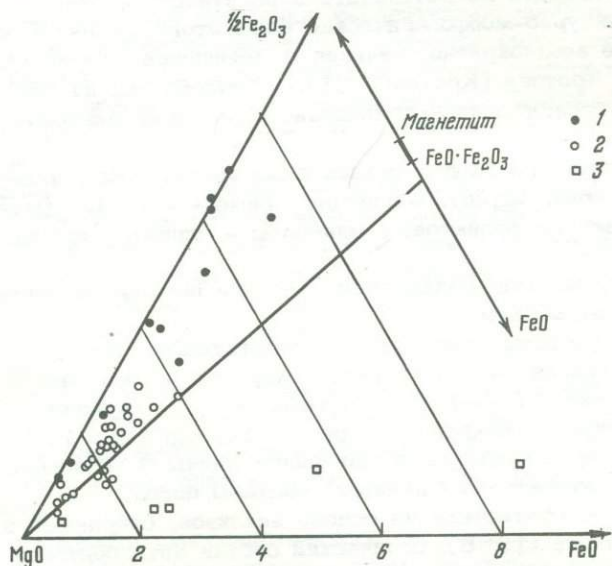


Рис. 111. Парагенезисы хризотил-лизардитизации
Составы: 1 - лизардита; 2 - хризотила и хризотил-асбеста; 3 - немалита (Дир и др., 1965-1966; Минералы, 1967)

относят к мелкодисперсной примеси магнетита, не отделимого при выделении серпентина.

Степень окисления железа в продуктах хризотил-лизардитизации высокая: в лизардитах 76-94, хризотиле 68-84, хризотил-асбесте 66-74, магнетите 69-74% (см. табл. I, II "Приложений").

Корреляция степени окисления железа в сосуществующих серпентинах и магнетитах указывает на равновесность этих минералов (рис. 110).

На рис. 111 показаны парагенезисы продуктов хризотил-лизардитовой серпентинизации в координатах $MgO - 2Fe_2O_3 - FeO$. Составы большей части хризотилов и всех немалитов заимствованы из литературы.

Как видно из рисунка, при замещении лизардитовых серпентинитов магнетит-хризотилловыми снижается степень окисления железа в минералах и породе.

Таким образом, можно предполагать, что лизардитизация и хризотилизация близки по условиям образования, характеризующимся прежде всего высокой активностью кислорода. Этим они отличаются от антигоритизации, происходящей в более восстановительной обстановке.

АССОЦИАЦИЯ

АНТИГОРИТ + БРУСИТ + МАГНЕТИТ (+ ГРАФИТ)

Развитие антигорита по петельчато серпентинизированным ультрабаазитам, структурно-морфологические виды этого процесса описаны в литературе неоднократно, начиная с Вейншенка (Weinschenk, 1894) и Б.П. Кротова (Кротов, 1915). Поэтому мы на них не останавливаемся, ограничившись приведением типичных микрофотографий (рис. 112).

В состав ассоциации входят равновесные между собой минералы: главные - антигорит, брусит, магнетит; примеси - графит (менее 0,1%), неравновесные реликтовые минералы - оливин, хромшпинелид.

Иногда встречаются реликтовые участки петельчато серпентинизированных ультрабаазитов.

Химические составы главных сосуществующих минералов равновесной ассоциации - антигорита, брусита и магнетита - приведены на рис. 113-115. Составы сосуществующих брусита и серпентина приведены на рис. 116. На рис. 113 нанесены количественные минеральные (по нашим данным), а на рис. 117-химические (по литературным данным) составы пород.

Как показывает статистика на основе анализов, собранных в книге И.А. Малахова (1966), химический состав антигоритовых серпентинитов и петельчато серпентинизированных на 70-80% гарцбургитов, по которым они чаще всего образуются, одинаков, включая содержание воды (см. рис. 72, 84 и 90 на стр. 147, 161 и 166). Это означает, что перекристаллизация серпентинизированных ульт-

рабазитов может происходить и происходит преимущественно без добавления воды извне.

Антигоритизация иногда захватывает слабо серпентинизированные ультрабазиты, и в таких случаях, если степень серпентинизации в результате перекристаллизации сильно увеличивается, возрастает и содержание воды в породе. Примерные расчеты показывают, что, исходя из содержаний воды в петельчатом серпентине, антигорите и брусите, антигоритовая перекристаллизация с образованием серпентинитов, не содержащих реликтов первичных минералов, без добавления воды извне возможна при степени серпентинизации около 80%, что и подтверждается приведенным выше сопоставлением химических составов.

При антигоритовой перекристаллизации серпентинизированных на 70–80% гарцбургитов сохраняется и степень окисления железа, равная примерно 60%. Происходит восстановление железа в серпентине, окисление – в сохранившемся свежем оливине. При выделении магнетита степень окисления железа не изменяется, а остается постоянной. Иначе говоря, система ведет себя как закрытая по отношению и к воде и к кислороду.

Поскольку границей изо- и аллохимической серпентинизации гарцбургитов является содержание воды около 10% или 75% степень серпентинизации, постольку можно говорить о том, что аллохимически серпентинизированные гарцбургиты преобразуются в антигоритовые в изохимических условиях (включая и летучие компоненты).

Антигоритизация полностью серпентинизированных гарцбургитов, которые на регрессивном этапе образуются очень редко, если вообще образуются, сопровождается выделением некоторого количества воды и частичным восстановлением железа. Особенно интенсивно это проявляется в случае, когда серпентиниты были пизардитовыми.

Таким образом, в зависимости от степени серпентинизации исходных ультрабазитов, антигоритизация может происходить при постоянном содержании воды, при ее поглощении и выделении, без изменения степени окисления железа, с частичным его окислением или восстановлением. Соответственно различен и тепловой эффект процесса; он может быть экзо- и эндотермическим или совсем отсутствовать.

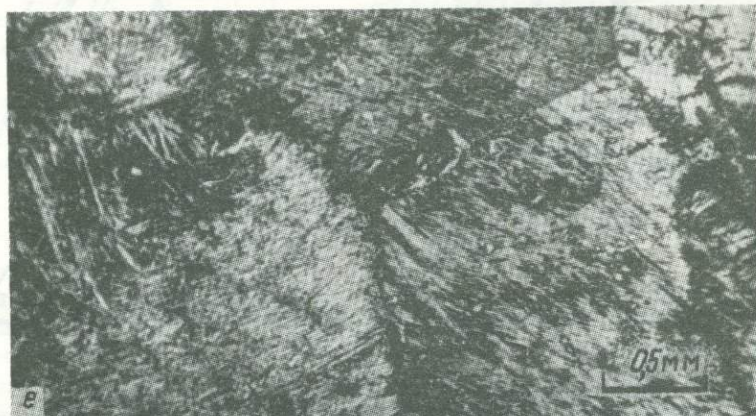
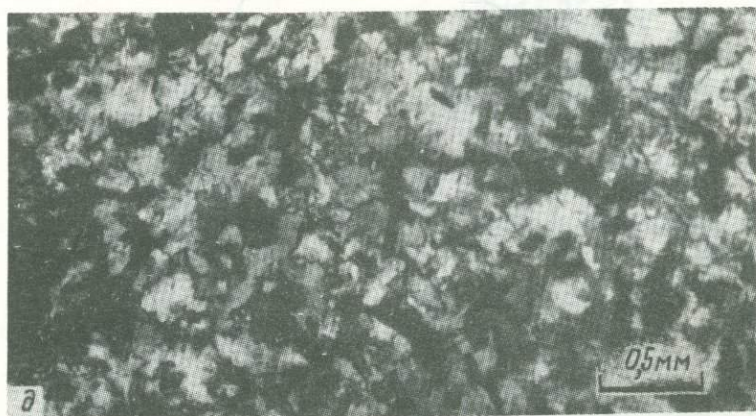
Углерод, по-видимому, ведет себя при антигоритизации инертно, сохраняясь в составе породы, если судить по химическим анализам, но меняя свою форму – карбидную на графитовую. Так же ведет себя и хлор, содержание которого в главном носителе – брусите не меняется.

Возможность непосредственного образования антигоритовых серпентинитов по свежим ультрабазитам, поскольку таковые практически не встречаются, проверить трудно. Приводимые в литературе примеры на поверку оказываются оливин-антигоритовыми породами, т.е. продуктами прогрессивного метаморфизма серпентинизированных гарц-



Рис. 112. Морфология антигорита

а - брусчатая форма замещения оливина антигоритом и бруситом, дунит Верхне-Тагильского массива, шл. 2814, с анализатором; *б* - замещение оливина антигоритом с периферии, гарцбургит Баженовского массива, шл. 2060/1, с анализатором; *в* - полное замещение оливина антигоритом с периферии, брусит-антигоритовый сер-



пентинит Нижне-Тагильского массива, шл. 1894, с анализатором; *б* - тонкопластинчатая форма антигорита, гарцбургит Аккаргинского массива, с анализатором; *в* - чешуйчатая форма антигорита, гарцбургит Полевского массива, шл. 5683, с анализатором; *г* - баститоподобное замещение зерен оливина агрегатом антигорита, гарцбургит Баженовского массива, шл. 2251, с анализатором

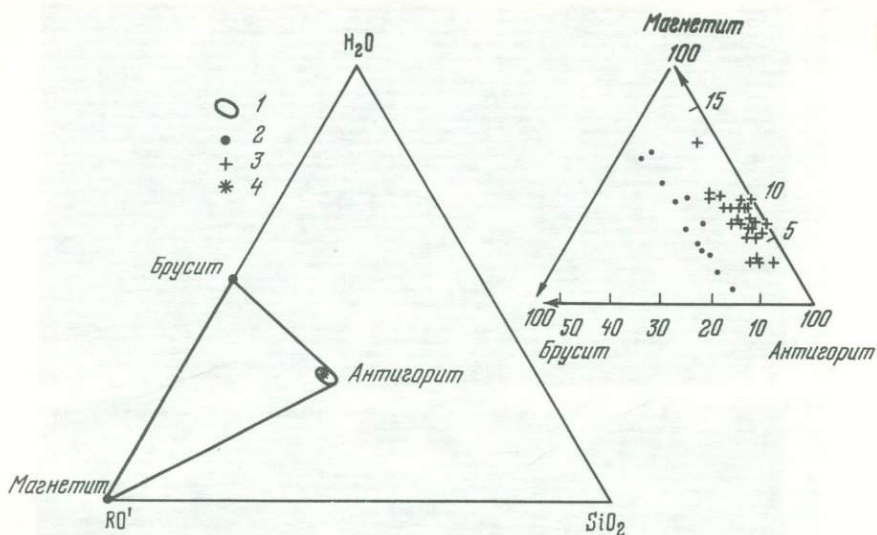


Рис. 113. Парагенезисы антигоритовых серпентинитов
 1 - состав антигорита; 2 - аподунитовые серпентиниты; 3 - апогарцбургитовые серпентиниты; 4 - теоретический состав серпентина

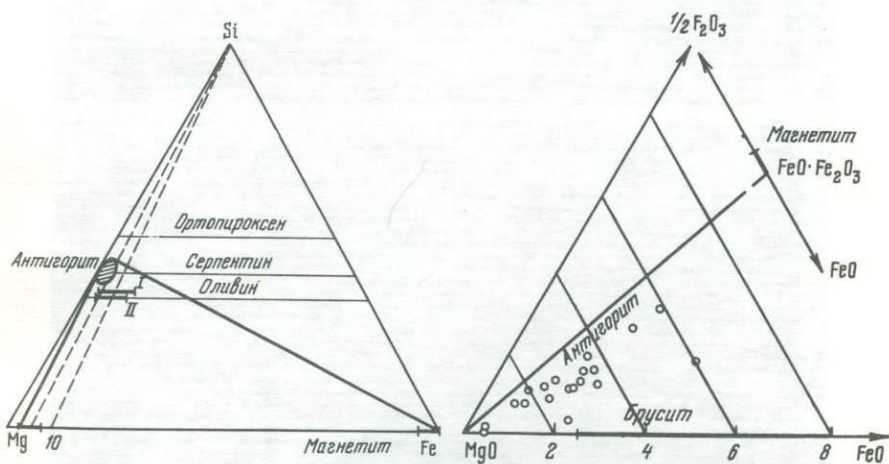


Рис. 114. Парагенезисы антигоритовых серпентинитов
 I - состав дунитов; II - составы гарцбургитов. Заштрихована область составов природных антигоритов

Рис. 115. Парагенезисы антигоритовых серпентинитов

Рис. 116. Распределение железа между сосуществующими бруситом и антигоритом

Рис. 117. Диаграмма $RO':SiO_2-H_2O:SiO_2$ для апогарцбургитовых антигоритовых серпентинитов

1 - серпентиниты (Малахов, 1966); 2 - антигориты

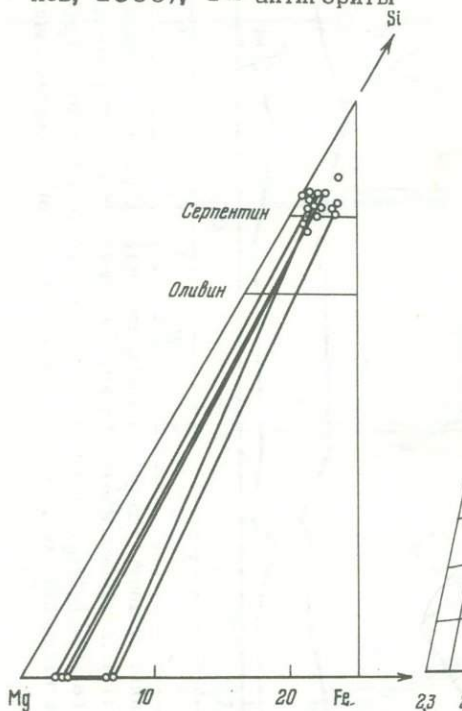


Рис. 116

• 1
* 2

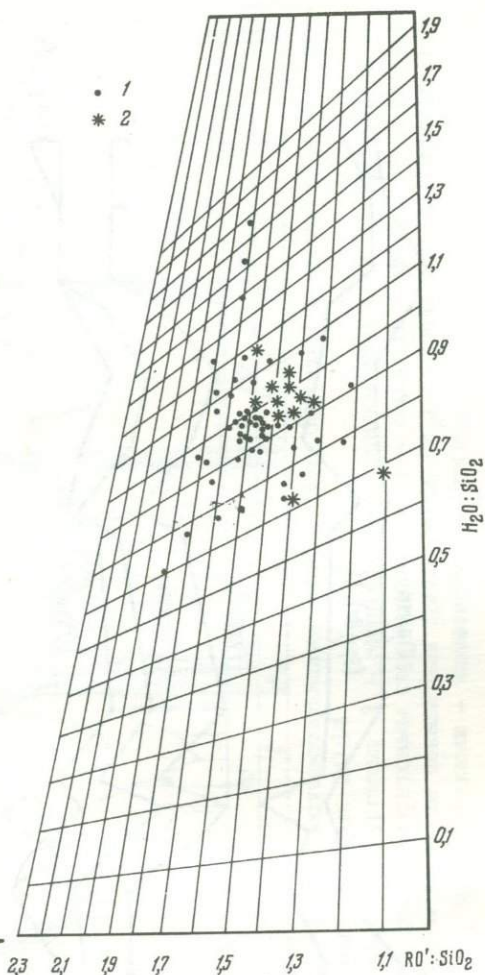


Рис. 117

бургитов, сохранившими свой химический состав (Савельева, устное сообщение), или не подтверждаются (Артемов и др., 1973).

Антигоритизация, как мы уже отмечали, - всегда результат воздействия повышенной температуры под влиянием интрузий любого состава, очень часто даек, регионального динамо-термального метаморфизма и изофациальна с высокотемпературными субфациями зеленосланцевой фации или с эпидот-альбит-амфиболитовой фацией.

Главная особенность антигоритовых серпентинитов - поведение железа, а именно выделение главной массы его (примерно 75%) в форме магнетита, и в ходе этого выделения очищение от него серпентина, железистость которого понижается до 1-2%, а содержание

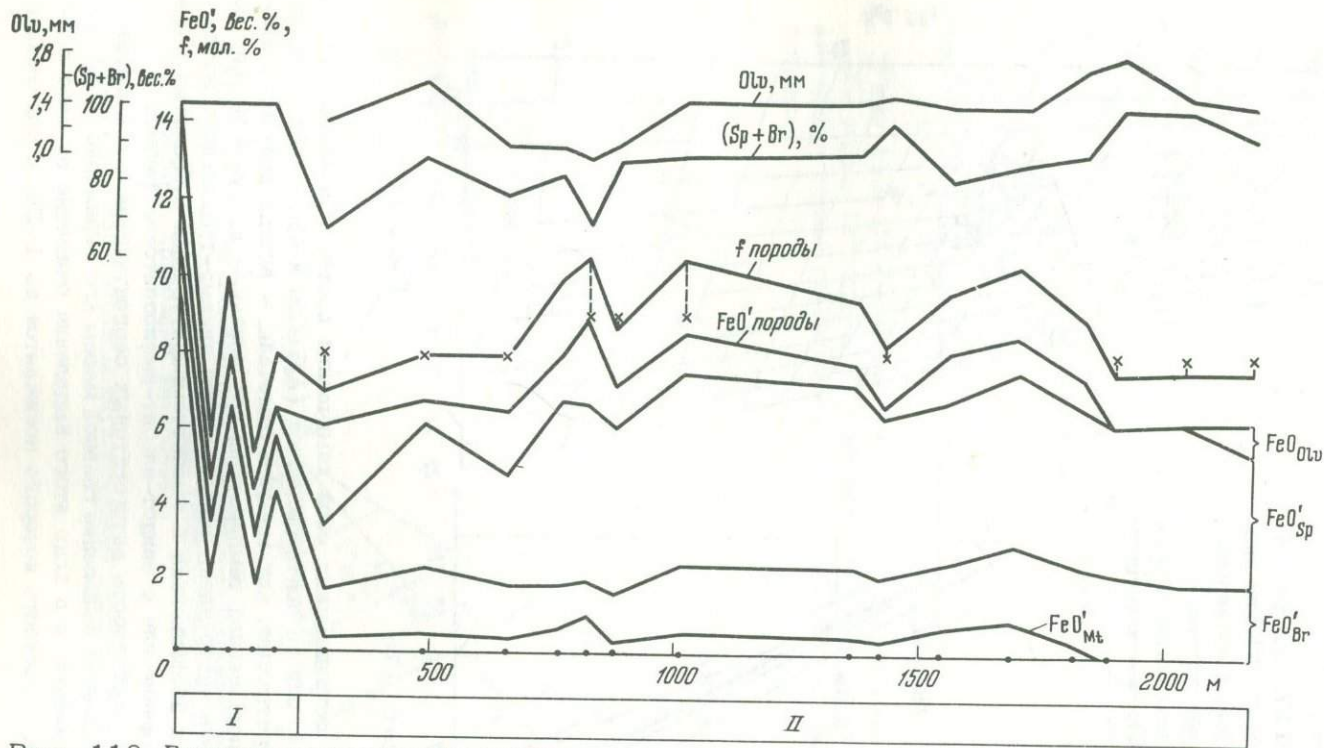


Рис. 118. Вариации размера зерна оливина, степени серпентинизации и распределение железа между со-
 сущестующими минералами в аподунитовых серпентинитах Нижне-Тагильского массива на широте горы Б.Шурпиха
 Содержание железа в пересчете на $FeO:FeO'_{Mt}$ - в магнетите; FeO'_{Br} - в брусите; FeO'_{Sp} - в серпентините;
 $FeO'_{породы}$ - в породе; x - железистость оливина. I - брусит-антигоритовые серпентиниты; II - петельчато
 серпентинизированные дуниты

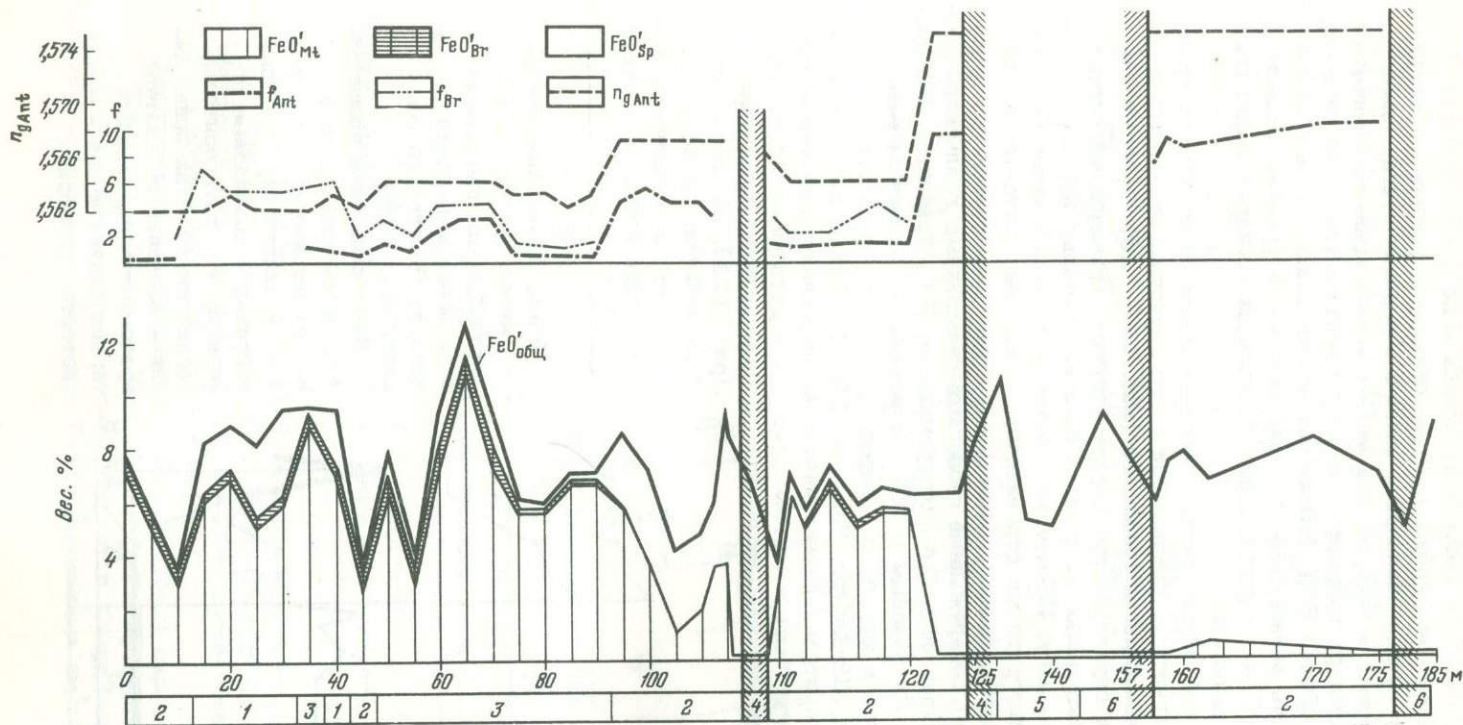


Рис. 119. Распределение железа между сосуществующими антигоритом, бруситом и магнетитом в антигоритовых серпентинитах Полевского массива, скв. 2084

1 - частично перекристаллизованные гардбургиты; 2 - антигоритовые серпентиниты; 3 - брусит-антигоритовые серпентиниты; 4 - роговики по антигоритовым серпентинитам; 5 - слоистые туффиты; 6 - углисто-кремнистые сланцы. Пунктирная линия - вариации показателя преломления (n_g) антигорита; штрихпунктирная - железистости антигорита; пунктирная с тремя точками - железистости брусита

суммарного железа в пересчете на закись - до 1-2%, при этом преобладает закисное железо, степень окисления которого - около 40%. Поэтому степень окисления железа в породах всегда ниже, чем в магнетите, в котором она лишь немного выше теоретической (до 70%) благодаря изоморфной примеси маггемитового компонента, и составляет обычно 60%. Этим объясняется исключительно высокая магнитность антигоритовых серпентинитов, в среднем близкая к $5-10 \cdot 10^{-3}$ ед. и достигающая нескольких десятков тысяч миллионной доли единицы.

Колебания магнитной восприимчивости объясняются изменениями содержания магнетита, связанными с его переотложением, что иллюстрируется приводимыми графиками (рис. 118-120). Магнитность антигоритовых серпентинитов нередко служит причиной магнитных аномалий, действующих на стрелку компаса, которые хорошо известны каждому геологу. Исключение составляют своеобразные безмагнетитовые антигоритовые серпентиниты узких эндоконтактных зон серпентинитовых массивов (залегающих среди зеленокаменных вулканических толщ), обнаруженные геологами-съемщиками Уральского геологического управления С.А. Костромкиным, В.П. Хреновым, В.Ю. Коваленко, А.М. Степановым и О.Н. Юрпаловым в Полевском районе Среднего Урала, к югу от г. Свердловска, и исследованные более детально нами (Штейнберг, Чашухин, 1969). Ширина зон безмагнетитовых антигоритовых серпентинитов не превышает нескольких метров, и они могут быть замечены только при детальных наблюдениях, чаще всего при магнитометрических съемках крупных масштабов

(рис. 121). Железо в этих серпентинитах целиком входит в состав антигорита, железистость которого в связи

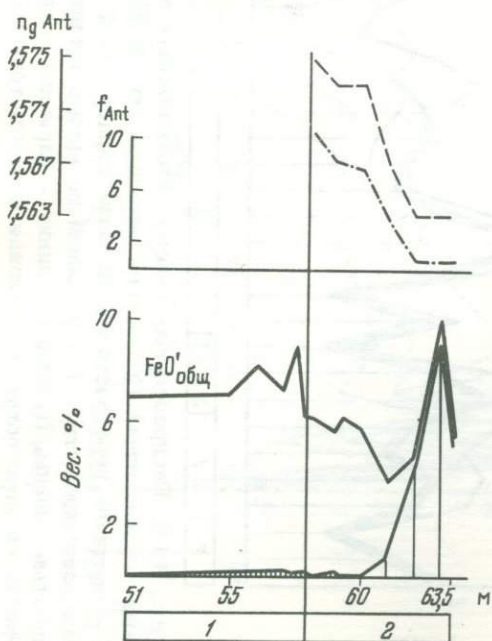


Рис. 120. Распределение железа между сосуществующими минералами в антигоритовых серпентинитах Полевского массива, скв. 1364

Заштрихованная площадь - FeO' в магнетите; свободная от штриховки площадь - FeO' в силикатах; 1 - пироксен-плаггиоклазовые порфиры; 2 - антигоритовые серпентиниты. Пунктирная линия - вариации показателя преломления n_g антигорита; штрихпунктирная - железистости антигорита

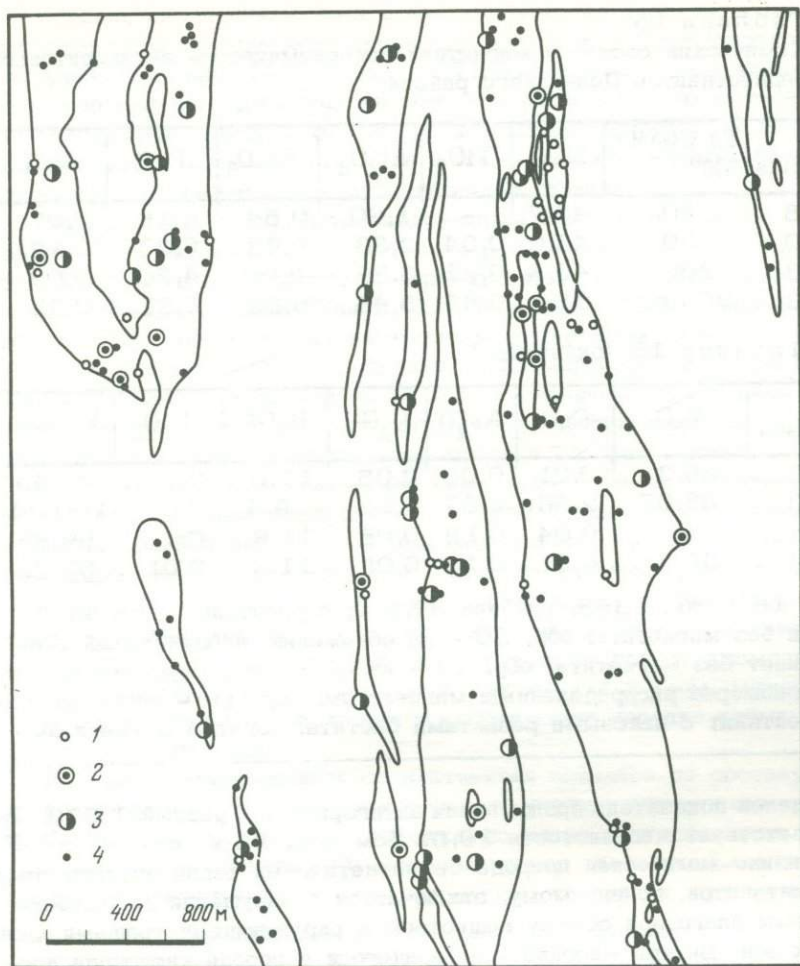


Рис. 121. Магнитная восприимчивость антигоритовых серпентинитов Полевского района

1 - $(0-100) \times 100^{-6}$ ед.; 2 - $(100-500) \times 10^{-6}$ ед.; 3 - $(2000-4000) \times 10^{-6}$ ед.; 4 - свыше 4000×10^{-6} ед.

с этим повышается до 8–10%, приближаясь к железистости исходной породы и опивина (см. рис. 119). Степень окисления железа в антигорите падает, снижаясь до 10–20%, соответственно падает она и в породе (обр. 18, 20 в табл. 15).

Аналогичные безмагнетитовые антигоритовые серпентиниты И.А. Темников наблюдал в Ключевском дунит-гарцбургитовом массиве на Среднем Урале, к юго-востоку от г. Свердловска, в виде узких зон (устное сообщение). В представленных им образцах нами

Таблица 15

Химический состав и магнитная восприимчивость антигоритовых серпентинитов Полевского района

| № образца | Ед. СГСМ × 10 ⁶ | -SiO ₂ | -TiO ₂ | -Al ₂ O ₃ | -Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO |
|-----------|----------------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------|---------------------------------|------|------|
| 18 | 30 | 43,7 | - | 1,60 | 0,54 | 6,16 | 0,07 |
| 20 | 30 | 45,0 | 0,04 | 2,33 | 0,92 | 6,33 | 0,12 |
| 13 | 1200 | 40,8 | 0,22 | 3,88 | 2,00 | 4,20 | 0,09 |
| 19 | 9000 | 35,4 | 0,65 | 5,45 | 6,33 | 3,37 | 0,22 |

Таблица 15 (окончание)

| № образца | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁺ | P ₂ O ₅ | Сумма |
|-----------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|
| 18 | 36,3 | 0,01 | 0,06 | 0,05 | 11,0 | Сп. | 99,49 |
| 20 | 33,07 | 2,66 | 0,07 | 0,05 | 9,4 | Сп. | 100,04 |
| 13 | 36,8 | 0,04 | 0,18 | 0,05 | 11,6 | Сп. | 99,86 |
| 19 | 36,3 | 0,01 | 0,13 | 0,05 | 11,3 | 0,01 | 99,22 |

Обр. 18 - скв. 1363, глубина 37,5 м; серпентинит с баститом почти без магнетита; обр. 20 - из обнажения; аподунитовый серпентинит без магнетита; обр. 13 - из обнажения; серпентинит с неравномерно распределенным магнетитом; обр. 19 - устье скв.1363; серпентинит с неясными реликтами бастита, богатый магнетитом.

определен показатель препомпения антигорита lg , равный 1,579, что соответствует железистости 10,5% (см. рис. 35 на стр. 87).

Физико-химическая природа безмагнетитовых фаций антигоритовых серпентинитов, по-видимому, заключается в нарушении закрытости системы благодаря обмену веществом с окружающими толщами вдоль узких зон. Внутри массива содержащегося в породе кислорода достаточно для образования магнетита. В эндоконтакте и узких зонах повышенной циркуляции флюидов концентрация кислорода становится одинаковой с окружающими безмагнетитовыми зеленокаменными вулканогенными толщами, т.е. значительно ниже.

Из рис. 122 видно, что степень окисления железа в безмагнетитовых эндоконтактных серпентинитах варьирует от 6 до 22%, что связано с колебаниями состава антигорита, в котором степень окисления железа не зависит от расстояния до контакта. Увеличение степени окисления железа связано с появлением магнетита и продолжает постепенно увеличиваться по мере удаления от контакта. На рисунке показаны также значительные вариации зависимости степени окисления железа в породе от количества магнетита в различных массивах, которые объясняются различной степенью окисления железа в антигоритах, колеблющейся от 13 до 54% (табл. I "Приложений") при модальном значении 41% (табл. 5 на стр. 91). Природа этих вариаций требует дальнейших исследований.

Степень окисления железа в магнетите выше теоретической и коррелируется со степенью окисления железа в сосуществующем антигорите (см. рис. 110 на стр. 187). Это говорит о том, что величина парциального давления кислорода должна была находиться между значениями, определяемыми равновесиями магнетита и гематита, магнетита и железа, т.е. такой же, как в окружающих безмагнетитовых зеленокаменных вулканогенных толщах.

Магнетит не может быть равновесным с хромшпинелидом, поскольку эти минералы образуют непрерывную серию твердых растворов. Поэтому в антигоритовых серпентинитах, как давно отмечено всеми исследователями (Кашин, 1937; Абовян, 1959; Варлаков и др., 1966), хромшпинелид замещается магнетитом сначала с периферии, а затем полностью, образуя псевдоморфозы. Хром при этом частью остается в магнетите, причем в различных пропорциях (равновесных составов здесь быть не может), частью растворяется в антигорите, содержание трехоксида хрома в котором достигает 0,3% (табл. 4 на стр. 86). Таким образом, хромшпинелид встречается только как неравновесный реликт. В этом — одно из его отличий от продуктов ранней петельчатой серпентинизации, где хромшпинелид, благодаря отсутствию магнетита, остается неизменным и, по-видимому, равновесным с окружающими минералами. Метаморфизм хромшпинелида, приводящий к его замещению магнетитом, начинается с увеличения содержания железа за счет выноса хрома, алюминия и магния (Weizer, 1967). Алюминий, так же как и хром, может войти в состав антигорита или хлоритов, образуящих нередко каймы около зерен хромшпинелида.

Брусит в антигоритовых серпентинитах одинаков по составу с тонкодисперсным бруситом в петельчато серпентинизированных ультрабазитах, в том числе по содержанию хлора и углекислоты, отличаясь формой выделения. Он морфологически аналогичен антигориту, образуя в зависимости от типа структуры пластинки, призмочки

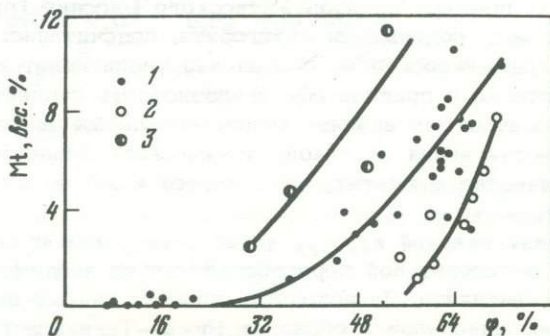


Рис. 122. Корреляция содержаний магнетита со степенью окисления железа в антигоритовых серпентинитах

1 — антигоритовые серпентиниты Полевского массива; 2 — брусит-антигоритовые серпентиниты Верхне-Тагильского массива; 3 — брусит-антигоритовые серпентиниты Нижне-Тагильского массива

Таблица 16

Содержания брусита в аподунитовых и апогарцбургитовых антигоритовых серпентинитах

| Массив | Порода | Число определений | Содержание брусита, вес. % | |
|-------------------|-------------------------------------|-------------------|----------------------------|---------|
| | | | от - до | среднее |
| Нижне-Тагильский | Аподунитовый серпентинит | 5 | 15,3-20,2 | 17,8 |
| Верхне-Тагильский | Частично антигоритизированный дунит | 11 | 8,6-16,8 | 13,6 |
| Баженовский | Апогарцбургитовый серпентинит | 6 | 2,8-11,9 | 6,4 |
| Полевской | То же | 23 | 0,3-9,0 | 3,8 |

("брусочки"), хорошо различимые под микроскопом и доступные для определения обычными оптическими методами. Так же как и магнетит, брусит распределен неравномерно, что объясняется его перетолжением под действием растворов: он нередко образует жилки в породе (табл. 16).

Железистость брусита обычно в 2-2,5 раза выше железистости сосуществующего антигорита, не зависит от железистости первичного оливина, в каждом массиве постоянна и в целом колеблется от 3 до 8% (см. рис. 116 на стр. 193).

Изменение минерального состава пород при переходе от петельчатого серпентинизированных ультрабазитов к антигоритовым серпентинитам показано на примере дунитов Уктусского массива (рис. 123). По мере увеличения содержания антигорита, подсчитанного площадным методом под микроскопом, постепенно увеличивается количество магнетита, достигая в пределе 8%. Железистость серпентина, определенная по химическому анализу мономинеральных фракций (в двух образцах) и рассчитанная на основе химического анализа породы и брусита и количества магнетита, понижается с 10 до 6% (табл. I "Приложений").

Реакции антигоритовой перекристаллизации. Ниже приведено уравнение реакции антигоритовой перекристаллизации аподунитового петельчатого серпентинита. За исходные приняты данные по составу сосуществующих минералов в образцах Нижне-Тагильского массива. В связи с тем, что брусит-антигоритовые серпентиниты в этом массиве не содержат реликтов первичных минералов, количественные соотношения и состав петельчатого серпентина и брусита в каждом конкретном образце определить нельзя. Однако, как показали результаты минералого-геохимического изучения образцов петельчатых

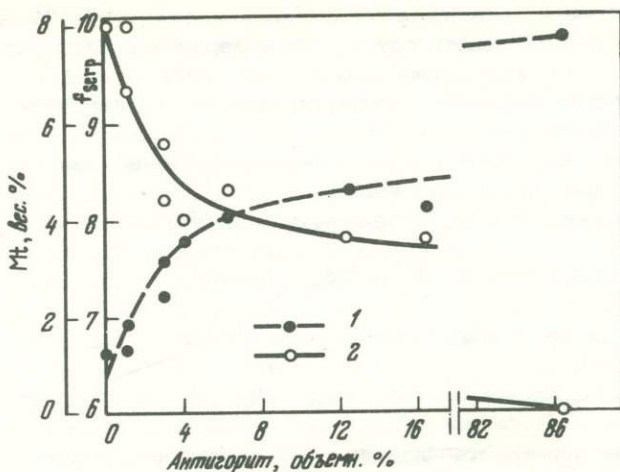
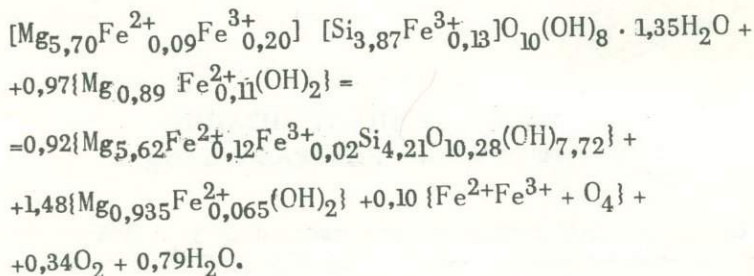


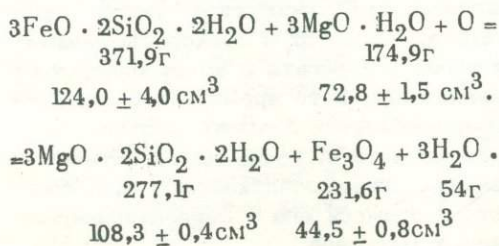
Рис. 123. Возрастание содержаний магнетита и уменьшение железистости серпентина (петельчатый серпентин + антигорит) в ходе антигоритизации дунитов Уктусского массива

1 - содержания магнетита; 2 - железистость серпентина

серпентинитов, состав и соотношения серпентина и брусита в целом выдержаны. Поэтому условно в качестве исходных были взяты данные изучения образца 1575 (табл. III, IV "Приложений"). За конечный продукт перекристаллизации взят образец 1396, для которого известен состав слагающих его минералов:



Объемные эффекты реакции антигоритовой перекристаллизации можно подсчитать, записав реакцию следующим образом:



Плотность магнетита равна $5,2 \pm 0,1$ г/см³ (А.Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1967). Плотности остальных минералов и плотность воды при давлении 1 и 5 кбар приведены на стр. 138.

Рассмотрим варианты объемных эффектов, рассчитанных с учетом и без учета объема воды.

В варианте с учетом объема воды рассчитаем два случая при различных величинах давления:

1) давление 1 кбар, температура 330°C

$$V'_1 = 196,8 \pm 4,3 \text{ см}^3; \quad V'_2 = 223,1 \pm 0,9 \text{ см}^3;$$

2) давление 5 кбар, температура 390°C

$$V'_1 = 196,8 \pm 4,3 \text{ см}^3; \quad V'_2 = 210,6 \pm 0,9 \text{ см}^3.$$

Реакция перекристаллизации в обоих случаях, с учетом объема воды, смещена влево. Таким образом, можно предполагать, что давление воды препятствует образованию магнетита и прохождению антигритовой перекристаллизации.

Без учета объема воды суммы объемов левой и правой частей уравнения следующие:

$$V_1 = 196,8 \pm 4,3 \text{ см}^3; \quad V_2 = 152 \pm 0,9 \text{ см}^3.$$

Следовательно, без учета объема воды реакция смещается вправо и проходит с выделением магнетита.

Глава 3

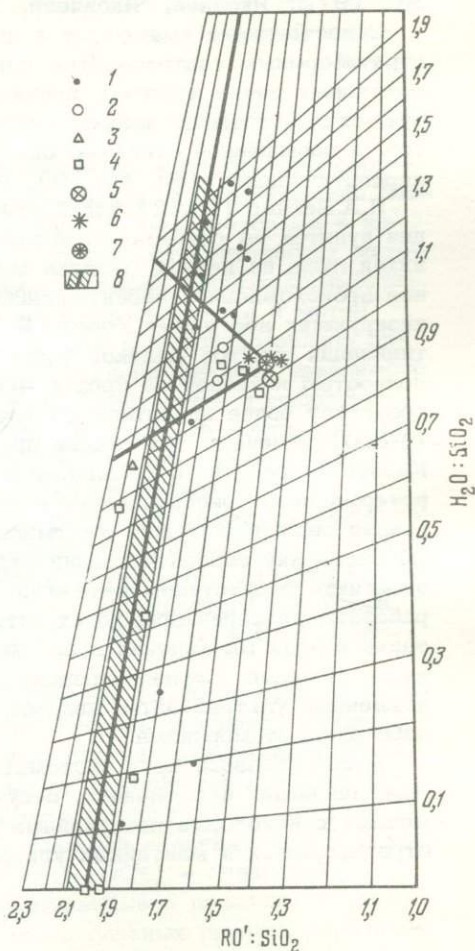
СПЕЦИФИКА СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ СТРАТИФОРМНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

На специфику серпентинизации стратиформных ультрабазитов впервые обратил внимание Аументо (Aumento, 1970). На примере массива Маскоккс, Канада, он пришел к выводу, что серпентинизация стратиформных ультрабазитов в отличие от альпинотипных происходит при постоянном объеме в условиях жестких вмещающих пород, препятствующих расширению, что способствует растворению брусита и выделению магнетита. Магнетит в тонкораспыленном виде входит в состав серпентинового агрегата и не отделяется от него при самом тонком измельчении, в то время как в альпинотипных серпентинизированных ультрабазитах Аументо получил серпентиновые фракции, свободные от магнетита. Точно так же Аументо обнаружил в серпентинизированных дунитах Маскоккса только следы брусита в отличие от заметной примеси его в серпентинизированных перидотитах альпинотипных массивов.

Наши наблюдения над образцами серпентинизированных дунитов и гарцбургитов Сарановского массива на западном склоне Урала, относящегося к стратиформному типу, подтвердили выводы Аументо. Брусит не обнаружен термогравиметрически и селективным выщелачиванием ни в одном образце. Это подтверждают и химические анализы пород, дающие отношение $RO' : SiO_2$ около 1,7 как в серпентинизированных нацело дунитах, так и в гарцбургитах, содержащих псевдоморфозы по энстатиту с характерной для стратиформных массивов пойкилитовой структурой. Характерно также повсеместное развитие вторичного магнетита, количество которого в среднем около 10% (Иванов, 1971). Железистость серпентина составляет около 6%, так что на долю магнетита приходится почти 2/3 общего железа в породе. Серпентин по своей морфологии принадлежит к типичному лизардиту, образуя конвертообразные секториальные сростки тончайших пластинок, замещающих оливин и сохраняющих контуры его зерен, обрисовываемых тонким пылевидным магнетитом. В связи с широким развитием магнетита акцессорный хромшпинелид неустойчив и интенсивно замещается им. Степень окисления железа в серпентине исключительно высока, что, как мы уже отмечали выше, характерно для лизардита вообще, и близка к 100%. Магнетит, сосуществующий с лизардитом, содержит 32% маггемита (табл. II "Приложений"). Высока соот-

Рис. 124. Диаграмма $RO' : SiO_2 - H_2O : SiO_2$ для дунитов расслоенных интрузий

Массивы: 1 - Воронежский (Чернышев, 1971), 2 - Сарановский (данные О.К.Иванова), 3 - Златогорский, Центральный Казахстан (Михайлов, 1971), 4 - Великая дайка, Южная Родезия (Worst, 1958); 5 - теоретический состав серпентина; 6 - составы серпентинов; 7 - средний состав серпентинов; 8 - область погрешностей химических анализов



ветственно и степень окисления железа в породе (см. рис. 93, 94 на стр.168).

Аналогичную картину обнаруживают и серпентинизированные дуниты среднепротерозойских платформенных стратиформных интрузий Мамонского комплекса фундамента Русской платформы в районе г. Воронежа, образцы которых были представлены нам Н.М. Чернышовым и С.М. Фроловым. Здесь серпентинизация протекала также с выделением обильного магнетита, серпентин представлен пластинчатым пизардитом, степень окисления железа в породах значительно выше, чем в альпинотипных ультрабазитах.

Судя по литературным данным, образование вторичного магнетита параллельно с серпентинизацией при отсутствии антигорита — характерная особенность многих стратиформных ультрабазитов дифференцированных массивов: Кольского полуострова, Карелии, Воронежской глыбы Русской платформы (Слюсарев, Куликов, 1973; Зах и др., 1972; Яковлев, Яковлева, 1974; Чернышов, 1971).

Сопоставление имеющихся в литературе химических анализов по стратиформным ультрабазитам показывает, что они отличаются от мантийных более широким, начиная с малых степеней серпентинизации, отклонением от изохимизма (рис. 124), в том числе для дунитов, и повышенной степенью окисления железа при той же степени серпентинизации (см. рис. 93, 94 на стр.168).

П.А.Вагнер (1932) для Бушвельда отмечает, что серпентинизация дунитов по глубине ограничивается уровнем грунтовых вод, проникая лишь на первые десятки метров. Он предполагает гипергенное происхождение серпентинизации. О метеорной природе серпентинизирующих вод пишет Уорст (Worst, 1968), отмечая, что серпентинизация дунитов Великой дайки с глубиной постепенно затухает и полностью исчезает на уровне 400 м. Только вдоль разломов она достигает более значительных глубин. Ф.Уокер и А.Польдерварт (1950) отмечают три стадии преобразования оливина в долеритах Карру: 1) реакция с расплавом с образованием пироксена; 2) гидротермальное преобразование в боулингит и иддингсит; 3) гипергенная серпентинизация. Учитывая все эти данные, отмеченную выше специфику серпентинизации стратиформных ультрабазитов можно объяснить отсутствием ранней серпентинизации. По-видимому, ультрабазиты дифференцированных интрузий не подвергаются серпентинизации в ходе охлаждения после кристаллизации из расплава, оставаясь свежими. Серпентинизация всегда накладывается на уже охлажденные ультрабазиты, являясь результатом либо гипергенеза, либо аллометаморфизма.

Таким образом, хотя систематические данные, особенно основанные на наших наблюдениях, отсутствуют, все же несомненно намечаются некоторые неслучайные различия между серпентинизацией стратиформных и мантийных ультрабазитов.

Часть III

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разработан комплекс методов исследования минерального состава тонкодисперсных продуктов серпентинизации, не поддающихся разделению на мономинеральные фракции физическими методами и находящихся за пределами разрешающей способности оптических методов. Комплекс включает термогравиметрический, термокалориметрический, термомагнитный методы магнитного насыщения и метод селективного растворения. Применение этих методов позволило определить количество и состав тонкодисперсного брусита, невидимого под микроскопом, количество магнетита, присутствие тонкодисперсного когенита, химический состав петельчатого серпентина и лизардита. Для определения состава брусита использована зависимость температуры его диссоциации от содержания железа.

1. Изучена специфика химического состава главных морфологических видов серпентина: поперечно-волокнистого, петельчатого ("альфа-хризотила", по В.Е.Трегеру), тонкопластинчатого лизардита ("лизардита 2 генерации", по В.Р.Артемову), волокнистого хризотила ("гамма-хризотила и хризотил-асбеста" по В.Е.Трегеру), пластинчатого антигорита:

а) Показано существование двух главных групп по степени окисления железа: закисных (антигоритов, степень окисления менее 30-40%) и окисных (окиссерпентинов, степень окисления выше магнетитовой, т.е. 67%) - с вариациями от нормальных, наиболее распространенных (65-80%) - петельчатого серпентина и хризотила, разделяющихся по железистости (нормальной и пониженной), до ультраокисных, ультраокиссерпентинов (80-100%) - лизардита.

б) Подтверждены и детализированы данные о различных соотношениях оснований, кремнезема и воды в главных группах серпентиновых минералов (дефицит воды и избыток кремнезема в антигори-

тах, избыток воды и дефицит кремнезема в петельчатом серпентине, промежуточные соотношения в лизардите и хризотиле). Показано, что отклонения от теоретического состава серпентина ($3\text{RO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) пропорциональны содержанию железа, особенно окисного железа.

в) Показано, что в петельчатом серпентине и хризотиле большая часть окисного железа входит в четвертую координацию, замещая кремний, что сближает минерал с септхлоритами. Это согласуется с различиями оптических свойств: петельчатый серпентин отчетливо плеохроичен, антигорит и лизардит – нет, хотя последний окрашен под микроскопом в отчетливо зеленоватый цвет.

2. Показана сложность состава тонкодисперсного брусита: присутствие трехвалентного железа, замещающего двухвалентное примерно на 30–40%, примесь углекислоты (до 4 вес.%), хлора (до 1–2 вес.%), что дает основания назвать его хлорсодержащим колингитом.

3. Показано существование серии твердых растворов магнетит-маггемит (от значений, близких к нулю, до 30% маггемита), состав которых коррелируется со степенью окисления железа в сосуществующих серпентинах – антигорите, хризотиле.

4. С помощью терромагнитного анализа установлено постоянное присутствие в продуктах ранней петельчатой серпентинизации карбида железа – когенита (цементита) с точкой Кюри около 215°C , исчезновение его в продуктах антигоритовой серпентинизации, т.е. преобразование в графит в связи с неустойчивостью в присутствии магнетита.

Выделены и охарактеризованы перечисленные ниже минеральные ассоциации, слагающие продукты различных типов и стадий серпентинизации, ограниченные реакцией оливин+вода=серпентин+брусит, разделяющие температурные области серпентинизации и десерпентинизации:

а) Ассоциации ранней петельчатой серпентинизации (петельчатый серпентин + брусит (хлорсодержащий колингит) + когенит + оливин + хромшпинелид), не связанной с воздействием внешних источников тепла и протекающей в ходе охлаждения ультрабазитов.

б) Ассоциации наложенных стадий, проявляющихся только под влиянием внешних факторов и поэтому распространенных локально: развития серпофита по оливиновым ядрам в петельчато серпентинизированных ультрабазитах; лизардитизации (лизардит+брусит+когенит+хромшпинелид); хризотилизации (хризотил+маггемит=магнетит+брусит+графит); антигоритизации (антигорит+магнетит+брусит+графит) с безмагнетитовой эндоконтактной фацией. Во всех ассоциациях установлена корреляция состава сосуществующих минералов в отношении железистости, степени окисления железа, что говорит об их равновесности в момент образования.

1. Установлена обратная зависимость степени ранней серпентинизации от железистости первичных ультрабазитов в случае дунитов платиноносной дунит-клинопироксенитовой ассоциации при колебаниях железистости от 5 до 15%.

2. Установлена закономерная зависимость ряда параметров от степени ранней серпентинизации по мере ее увеличения, приобретающей, таким образом, значение интенсивного фактора равновесия:

а) Изменение состава серпентина — уменьшение отношения суммы оснований и воды к кремнезему и приближение состава к теоретическому, уменьшение степени окисления железа от 85 до 65%.

б) Уменьшение коэффициента распределения железа между бруситом, серпентином и оливином и соответственное понижение железистости брусита от 30 до 10%.

в) Уменьшение двухвалентной железистости аксессуарного хромшпинелида в дунитах платиноносной ассоциации от 80% в свежих разностях до 55% в сильно серпентинизированных (предварительные данные).

г) Переход от изохимического течения процесса, при достижении степени серпентинизации около 80%, к аллохимическому с приближением состава серпентинизированных ультрабазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации к теоретическому составу серпентина, что означает вынос избытка оснований (магния и железа) при сохранении между ними постоянного соотношения, т.е. железистости. Исключения составляют дуниты Платиноносного пояса, сохраняющие изохимичность до полной серпентинизации. По-видимому, это изменение характера серпентинизации связано с развитием серпофита по оливины на поздних стадиях процесса.

д) Выдержанность размера зерна оливина при постоянной степени серпентинизации в дунитах и гарцбургитах и закономерное увеличение его от 0,3 в свежих до 1,0–1,5 мм в нацело серпентинизированных породах, что может быть объяснено только перекристаллизацией в ходе серпентинизации. Таким образом, степень серпентинизации коррелируется не только с вариацией состава минералов и распределением компонентов между ними, но и с размером зерна оливина. Это говорит о равновесности не только степени серпентинизации, но и размера зерна оливина в ходе метаморфизма ультрабазитов, что ставит весьма широкую проблему равновесного размера зерна при метаморфизме и перекристаллизации вообще.

3. Собраны данные о том, что непосредственной реакции энстатита и оливина с образованием серпентина в природе, по-видимому, не происходит. Это доказывается отсутствием реакционного серпентина на границе двух минералов, различным поведением энстатита: в одних случаях он серпентинизируется раньше оливина, в других — позже. Похоже, что дело здесь в кинетике, а не в равновесии, что при регрессивной серпентинизации вода появляется только при достаточно низких температурах и водный метаморфизм пород начинается в области устойчивости серпентина.

4. Получены данные о распределении серпентинизации в пространстве:

а) статистически выделяется наиболее распространенная группа ультрабазитов, серпентинизированных на 60–80%; свежие ультрабазиты редки и отделены от серпентинизированных довольно резкой

границей и не связаны с глубиной, встречаясь на различных уровнях, в том числе на поверхности; выделяется промежуточная группа слабо серпентинизированных (до 20–40%) гарцбургитов, к которым приурочены месторождения хризотил-асбеста.

б) По геофизическим данным серпентинизация исчезает на глубинах более 4–5 км от поверхности.

в) Внутри массивов ультрабазитов степень серпентинизации колеблется большей частью в пределах статистического максимума.

Получены прямые структурные доказательства об увеличении объема при ранней серпентинизации, что теоретически вытекает из изохимичности процесса: будинаж и разрыв ранних жилкок петельчатого поперечно-волокнутого серпентина при пересечении их более поздними; псевдосмещения досерпентиновых структурных элементов (игольчатых пустот в оливине) при косом пересечении их жилками петельчатого серпентина, размер смещений соответствует метасоматозу с увеличением объема на 40–50%.

Наметилась специфика серпентинизации в стратиформных ультрабазитах, требующая дальнейшего изучения: раннее появление магнетита, повышенная степень окисления железа в серпентинах (до 80–100%), широкое развитие аллохимической серпентинизации с выносом магния и железа и приближением состава пород к составу теоретического серпентина, вероятно, в условиях постоянства объема. Учитывая данные Уорста по Великой дайке и Вагнера по Бушвельду о гипергенной природе серпентинизации ультрабазитов в этих стратиформных комплексах, указанную специфику можно объяснить отсутствием ранней серпентинизации. По-видимому, ультрабазиты дифференцированных интрузий не подвергаются серпентинизации в ходе охлаждения после кристаллизации из расплава, оставаясь свежими. Серпентинизация всегда накладывается на уже охлажденные ультрабазиты, являясь результатом либо гипергенеза, либо аплотметаморфизма.

Выявлены исключительная сложность и разнообразие состава продуктов серпентинизации даже бескальциевых ультрабазитов, несмотря на столь же исключительную простоту состава исходных пород, на 99% сложенных тремя компонентами – MgO , SiO_2 , FeO и на 90% двумя – MgO , SiO_2 . Это сказывается прежде всего в поведении железа, которое коррелируется с составом и кристаллохимией серпентиновых минералов: карбид железа и самородное железо сосуществуют с петельчатым поперечно-волокнустым оксисерпентином и, по-видимому, лизардитом, а маггемо-магнетит – с маложелезистыми хризотилом и антигоритом. Сложность состава усугубляется присутствием в продуктах серпентинизации углерода в свободной, карбидной и углекислой формах, хлора и других галогенов. В результате трехкомпонентная или даже в первом приближении двухкомпонентная система первичных пород превращается как минимум в семикомпонентную: магний – железо – кремний – водород – кислород – углерод – хлор. Трехкомпонентная система $MgO-SiO_2-H_2O$, изученная Боуэном и Таттлом в 1950 г., позволяет понять только место серпентинизации среди других процессов водного метаморфизма бескаль-

циевых ультрабазитов, но недостаточна для моделирования реальных процессов серпентинизации во всей их сложности и многообразии.

Исследования говорят также о существовании достаточно четких эмпирических закономерностей, несомненно, детерминированных физико-химически, расшифровка которых находится пока на уровне гипотез. Наибольший интерес представляют экспериментально и термодинамически обоснованные предположения А.А. Маракушева о роли избыточного давления на твердые фазы, обусловленного высоким отношением водорода к воде во флюидах, что следует из равновесия воды с карбидом железа.

Особый интерес представляет объяснение закономерных изменений состава сосуществующих минералов по мере увеличения степени ранней петельчатой серпентинизации с позиций физической химии. Возможных вариантов здесь два: изменение PT -условий, к чему мы склонялись в своих ранних публикациях, или изменение химизма среды, т.е. состава флюидов (соотношений воды, водорода, углекислоты, углеводородов, хлора и других компонентов), что сейчас представляется нам более вероятным. Для решения этих вопросов необходимы дальнейшие наблюдения за изменением состава гидроксильной группы в ходе серпентинизации в брусите и серпентине и желательны эксперименты с целью установления закономерностей распределения углекислоты и хлора между водными растворами и бруситом, в первую очередь при различных PT -условиях.

Несмотря на отмеченную сложность, ранняя серпентинизация может рассматриваться как простое поглощение воды с растворенными в ней углекислотой, хлором и ничтожным количеством серы и других компонентов (фтора, иода, брома). При этом происходит окисление первично закисного железа, что компенсируется восстановлением углекислоты до углерода и части железа до свободного элемента с объединением и выделением их в форме карбида-когенита с соответствующим увеличением объема пород на 40-50% при полной серпентинизации в зависимости от соотношения энстатита и оливина. Таким образом, при ранней серпентинизации никакого обмена веществом с окружающими ультрабазиты породами, за исключением выноса кальция, обусловившего процессы родингитизации, не происходит. Остается неясной природа стремления степени серпентинизации к определенному пределу, ее "затухания" и влияние этой степени на состав флюидов.

ВАЖНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из вышеизложенного следует, что главным направлением дальнейших исследований должен являться физико-химический анализ (на основе экспериментов и термодинамических расчетов) установленных эмпирических закономерностей и дальнейшее их углубление на основе изучения природных объектов. Авторы считают, что при дальнейших исследованиях необходимо сконцентрировать внимание на следующих аспектах проблемы серпентинизации.

В области физической химии серпентинизации.

Выяснение физико-химических условий, определяющих образование различных серпентиновых минералов, на основе экспериментов.

2. Выяснение физико-химической природы непосредственной серпентинизации энстатита, минуя промежуточные оливин-антофиллитовую (куммингтонитовую), оливин-тальковую и оливин-серпентиновую ассоциации, установленные в экспериментах при равенстве давлений воды и общего давления и в природе, среди продуктов зонального контактово-термального и регионального динамо-термального метаморфизма. Проверка гипотезы о влиянии избыточного давления (по сравнению с давлением воды), приводящего к выклиниванию областей устойчивости, промежуточных между энстатитом и серпентином. Постановка соответствующих экспериментов и специальных наблюдений за взаимоотношениями оливина и энстатита при серпентинизации гарцбургитов. Специфика серпентинизации гарцбургитов по сравнению с дунитами.

3. Физико-химический анализ поведения железа и углерода как функции давления, температуры, состава флюида по экспериментальным данным и термодинамическим расчетам на основе реального состава сосуществующих минералов в продуктах серпентинизации различных типов и стадий.

4. Выяснение физико-химической природы изменения вещественных параметров по мере увеличения степени ранней серпентинизации.

5. Разработка проблем равновесного размера зерна при метаморфизме. Сравнительное изучение равнозернистых продуктов гранобластеза, в первую очередь мономинеральных пород: мраморов, кварцитов, возникших в различных PT -условиях, амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой и других фаций. Постановка экспериментов по перекристаллизации различных материалов (на примере металлов) при разных давлениях и температурах с целью выявления зависимостей между равновесным размером зерна (если он достигается) и PT -параметрами.

В области минералогии и геохимии.

1. Совершенствование классификации серпентиновых минералов на основе морфологии и тонкой кристаллохимической структуры с помощью комплекса методов: рентгенографии, электронной дифракции, новейших физических методов - ИК-спектроскопии, эффекта Мессбауэра, ЭПР, ЯМР и др.

2. Изучение форм нахождения углерода - карбидной, графитной, углекислой, битумной, углеводородной - с помощью рационального фазового химического анализа, термомагнитных методов.

3. Уточнение состава тонкодисперсного брусита: содержания трехвалентного железа, углекислоты, хлора, фтора, серы.

4. Изучение распределения летучих компонентов-примесей (хлора, фтора, углекислоты) и других галогенов (иода, брома) между сосуществующими водными минералами - серпентином и бруситом.

5. Уточнение связей различных форм самостоятельных минералов железа - окислов, карбидов, самородного железа, в том числе

в сплавах с никелем и сульфидах — с определенными типами минеральных ассоциаций.

В области разработки проблемы ранней серпентинизации мантийных ультрабазитов.

1. Изучение ранней серпентинизации дунитов, ассоциированных с клинопироксенитами и гарцбургитами, самих гарцбургитов по сравнению с дунитами.

2. Установление закономерности распределения степени серпентинизации. Разработка проблемы дискретных уровней серпентинизации и определение степени неравномерности ранней серпентинизации в пространстве в пределах массивов и их отдельных участков.

3. Уточнение типов соотношений степени серпентинизации энстатита и оливина и изучение их распространения.

4. Исследование серии с моновариантной зависимостью состава пород и минералов от степени серпентинизации.

В области разработки проблемы многостадийной серпентинизации.

1. Выяснение специфики стадийности серпентинизации различных типов ультрабазитов: мантийных (альпинотипных, концентрически-зональных, океанических), стратиформных, регенерированных, апоультрабазитовых, вулканических, в том числе специфика ранней серпентинизации.

2. Установление положения хризотила и хризотил-асбеста в стадийности серпентинизации и метаморфизме в целом для различных типов ультрабазитов.

3. Проверка гипотезы об отсутствии в ультрабазитах дифференцированных (стратиформных) интрузий ранней серпентинизации и о наложенном характере процесса.

В области исследования гипергенной серпентинизации.

1. Установление специфики минеральных ассоциаций и состава слагающих минералов на примере стратиформных ультрабазитов.

2. Экспериментальные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С.Б. О новых минералах в Армении, связанных с ультраосновными интрузивными породами. - Изв. Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, 1957, т. X, № 4.
- Абовян С.Б. О явлениях метаморфизма в хромшпинелидах Армении. - Зап. Армян. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып.1.
- Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Шербакова М.Я., Истомин В.Е. Диагностика магнетита в оливинах методом электронного парамагнитного резонанса. - Геол. и геоф., 1973, № 7.
- Алиева О.З., Смирнов Ю.В. Типы метаморфизма пород дунит-гарцбургитовой формации и геолого-тектоническая позиция массивов гипербазитов. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Андерсон Дж.М. Удельный объем и фугитивность воды. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.
- Артемов В.Р. Еще о лизардите в дунитах, перидотитах и серпентинитах. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, ч.102, вып.1.
- Артемов В.Р. Стадийность и направленность процесса серпентинизации в уральских гипербазитах. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Артемов В.Р., Ковалев Г.А., Кузнецова В.Н. Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, вып. 3.
- Артемов В.Р., Ковалев Г.А. Классификация и общие замечания о минералогии серпентинов. - В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., "Недра", 1967.
- Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Тр. I Всесоюз. симпоз. Новосибирск, 1973.
- Артемов В.Р., Чернорук С.Г., Шитов В.А., Дубик О.Ю. Опыт искусственной серпентинизации перидотита. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 6.

- Аршинов В.В., Меренков Б.А. Красноуральское месторождение кризотил-асбеста (Средний Урал). - Труды Ин-та прикл. минералогии, 1930, вып. 45.
- Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
- Афанасьев Г.Д., Карпушин В.М., Качурин В.Ф., Князева Д.Н., Миллер А.Д., Плошко В.В. Галогены и углерод в гипербазитах Беденского массива (Северный Кавказ). - Докл. АН СССР, 1972, т.202, № 2.
- Баженов И.К., Индукаев Ю.Н., Яхно А.В. Самородное железо в габброидеритах р.Курейки (Красноярский край). - Зап. Всес. мин. об-ва., 1959, ч.88, вып.2.
- Баранова Т.Э., Ильина А.А., Флоровская В.Н. Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований. Л., "Недра", 1966.
- Бахтиярова З.В. Некоторые особенности процессов серпентинизации гипербазитов Баженовского рудного поля. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Безман Д.Б. Уктусский габбро-пироксенито-дунитовый массив. - В кн.: Путеводитель Свердловской экскурсии. Свердловск, 1961.
- Белов И.В., Богидаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья. - В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т.2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бетехтин А.Г. Минералогия. М., Гостеоиздат, 1950.
- Бетехтин А.Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. - В сб.: Вопросы петрографии и минералогии. Т.1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А.Г., Альбов Н.В. О самородном железе в перидотитах Калгачинского района (Восточное Прионежье). - Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 3.
- Богидаева М.В. Оспинско-Китойский массив гипербазитов. - Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1961, вып.16.
- Боголепов В.Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 4.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964.
- Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. - В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.
- Бриндли Г.В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы. - В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., "Мир", 1965.
- Бродская С.Ю. Возможности магнитных лабораторных методов при диагностике ферромагнитных минералов в горных породах. - Физика Земли, 1974, № 1.
- Бродская С.Ю., Фролова О.Н. Влияние природных окислительно-восстановительных процессов на магнитные параметры магнетита и гематита. - В сб.: Тезисы докладов к VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. II. М., 1970.
- Булькин Л.Д. Основные черты геологии перидотитовой формации Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральск. петрограф. совещ. Т. II. Свердловск, 1969а.

- Булыкин Л.Д. Некоторые новые данные о поведении окислов железа при серпентинизации. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, метаталлогения Урала. Труды Второго Уральск. петрогр. совещ. Т. II. Свердловск, 1969б.
- Булыкин Л.Д., Золотов К.К. О формационном делении ультраосновных пород Урала. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 4.
- Бутырин Н.В. Дуниты Урала как сырье для огнеупорной промышленности. — Тр. 2-го совещания по огнеупорным материалам. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Соотношение процессов пироксенизации и оливинизации в ультрабазитах Урала. — Сов. геология, 1974а, № 6.
- Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Взаимоотношения между ультрабазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциаций в свете экспериментальных данных. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральского петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974б.
- Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. — М., Цветметиздат, 1932.
- Варлаков А.С. Контактный метаморфизм доломитов в районе Кусинского габбро-амфиболитового массива (Южный Урал). — Изв. высших учеб. заведений. Геология и разведка, 1965, № 8.
- Варлаков А.С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. — В кн.: Материалы к II конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966.
- Варлаков А.С. Магнитные свойства серпентинитов и поведение магнетита при серпентинизации альпинотипных гипербазитов. — Сов. геология, 1973, № 2.
- Варлаков А.С., Иванов О.К., Матвеев С.И. Жильный антигорит из Саранского массива на Урале. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 5.
- Варлаков А.С., Рыцк А.Е., Парицын Е.П. Исследование хромшпинелидов из гарцбургитов Южного Урала. — В кн.: Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Т. 2. Свердловск, 1966.
- Васильев Е.К. Применение корреляционного анализа при изучении изоморфизма в оливинах и гранатах. М., "Наука", 1969.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Виноградская Г.М. Дунит-пегматиты ультраосновных формаций на Урале. — Докл. АН СССР, 1954, т. 97, № 5.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. М., "Мир", 1967.
- Войтов Г.И., Широкова И.Я., Барташевич О.В., Денисенко В.Е. О газах и битумах осадочных и магматических пород Печенгской серии. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4.
- Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. — Тр. Геол. ком., № 62, 1913.
- Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. — М., Изд. СОПС АН СССР, 1925.
- Гузенко Г.Ф., Кордевер Л.И., Щербакова К.Ф. Ультраосновные и основные породы Белозерской магнитной аномалии. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3.

- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1-5. М., "Мир", 1965-1966.
- Дмитриев Л.В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии. - В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. I, М., "Наука", 1972.
- Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Тр. I Всесоюз. симпоз. Новосибирск, 1973.
- Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале. - Горн. ж., 1913, № 1-3.
- Егоров Л.С., Гольдбурт Т.Л., Шихорина К.М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. - В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 122. М., Госгортехиздат, 1961.
- Еписеев Э.Н. Рентгенометрическое изучение минералов изоморфного ряда форстерит-фаялит. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, ч. 86, вып. 6.
- Еремеев П.В. - Зап. Мин. об-ва, 1866, т. I, стр. 327, протоколы.
- Еремеев В.П., Сибилёв А.К. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного железа, орегонита и маухорита в этом процессе. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 6.
- Ефимов А.А. Проблема дунита. - Сов. геология, 1966, № 5.
- Ефимов А.А., Иванова Л.П. Поведение хрома, никеля и кобальта в процессе формирования Кытлымского платиноносного массива. - Геохимия, 1963, № 11.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М., "Недра", 1967.
- Ефимов А.А., Царицын Е.П. Распределение железа и магния между оливином и акцессорным хромитом в дунитах Платиноносного пояса Урала. - В кн.: Ежегодник 1972. Институт геологии и геохимии. Свердловск, 1973.
- Желязкова-Панайотова М. По поводу статьи Н.Д. Соболева "К петрохимии ультраосновных горных пород". - Геохимия, 1965, № 7.
- Желязкова-Панайотова М. Върху поведението на желязото при постмагматичните процеси в Брусевските ультрабазити. - Годишник на Софийският университет. Кн. I. Геология, т. 58, София, "Наука и изкуство", 1965.
- Жиляева В.А., Кудрявцева Г.П., Сергеева Н.Е., Барсанов Г.П. Влияние микроструктурных особенностей и состава ферришпинелидов Ковдорского массива на их магнитные свойства. - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 10.
- Заварицкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижне-Тагильского округа. - Зап. Горн. ин-та, 1909, т. 2, вып. 3.
- Заварицкий А.Н. Отчет об изучении платиноносных дунитовых массивов и коренных месторождений на Урале. - Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 2.
- Заварицкий А.Н. Дунит Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 м. - Вестн. Геол. ком., 1925, № 4.
- Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. - В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108, Л., 1928.
- Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. - М.-Л. Гос. науч.-техн. геол.-разведочное изд., 1932.

- Зак С.И., Кочнев-Первухов В.Н., Проскураков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петроза-водск, 1972.
- Замига Ю.Н. Сахаровский габбро-пироксенит-дунитовый массив на восточном склоне Урала. - В кн.: Второе уральское петрографическое совеща-ние. Тезисы докладов. Т. 2. Свердловск, 1966.
- Звягин Б.Б. О полиморфных модификациях структур глинистых минералов. - В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука", 1966.
- Звягин Б.Б., Мищенко К.С., Шитов В.А. Исследование полиформных разновидностей серпентиноподобных минералов методом дифракции элек-тронов. - В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука", 1966.
- Зимин И.А. Сарановское хромитоворудное месторождение. - В кн.: Труды Уральского научно-исслед. ин-та геол., разв. и исследов. мин. сырья, Свердловск, Уралгеомин, 1938.
- Золоев К.К. Особенности вещественного состава асбестоносных гиперба-зитов. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Ультрабазиты, Свердловск, 1969.
- Золоев К.К., Шмаина М.Я., Медведева Т.Н., Бахтиярова З.В. Мето-дика составления крупномасштабных прогнозных карт по асбесту. М., "Недра", 1973.
- Иванов Н.А., Меньков В.Н. Индукционный прибор для измерения маг-нитных свойств горных пород. - Геофизические приборы, 1965, вып. 22.
- Иванова В.П., Корнилов Н.А. О влиянии степени дисперсности ми-нералов группы серпентина и хлорита на их термическую характе-ристику. - Тр. ВСЕГЕИ. Минерал. сб., нов. серия, 1963, т. 96, № 3.
- Кашин С.А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Ю. Урале). - В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Ковалев Г.А. Рентгеновские исследования серпентинитов. - В кн.: Место-рождения хризотил-асбеста СССР. М., "Недра", 1967.
- Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России. Ч. V, СПб, 1870.
- Колбанцев Р.В. Лизардит в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области. - Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5.
- Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Колтев-Дворнико в В.С., Кузнецов Е.А. Борзовское месторождение корунда. - Тр. Ин-та прикл. мин., 1931, № 47.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразо-вании. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Коржинский Д.С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. - Геол. рудн. месторожд., 1966, № 4.
- Корнилов Н.А. К минералогии серпентинов. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 5.
- Корыткова Э.П., Макарова Т.А. Экспериментальное изучение про-цесса серпентинизации оливина. - Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 4.

- Кошкина Т.М., Лагутина М.В. Определение термомагнитным методом когенита в ультрабазитах Ю.ного Урала. - В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма (сентябрь, 1973 г.). Ч. II. Магнетизм горных пород. Баку, 1973.
- Краткая химическая энциклопедия. Т. II.М. "Советская энциклопедия", 1963.
- Кротов Б.П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Казань, 1915.
- Кузнецов Е.А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Кузнецов Е.А. Габбро-перидотитовые формации Урала. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, т. XXXIII, вып.2.
- Кузнецова В.Н. Парагенетическая связь процессов серпентинизации и метаморфизма даек в гипербазитах (на примере Кiemбайской и Джетыгаринской интрузий). - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральск. петрограф. совещ. Т.1. Свердловск, 1963.
- Лашнев И.М. О разновидностях серпентиновых минералов в серпентинитах. - В кн.: Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Т.2, Свердловск, 1966.
- Лашнев И.М. Электронноскопическое и микродифракционное изучение серпентиновых минералов в основных типах серпентинитов Кiemбайского массива. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральск. петрогр. совещ. Т. II. Свердловск, 1969.
- Лашнев И.М. Электроннографическое и электронномикроскопическое изучение серпентинитов Кiemбайского массива. - Рентгенография минерального сырья, 1970, №7.
- Лебедев А.П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Анга-шанском габброидном массиве (Забайкалье). - В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., "Наука", 1965.
- Леснов Ф.П. К петрографии и минералогии регенерированных и основных пород. М., "Наука", 1972.
- Логинов В.П. Контактные изменения граувакковых песчаников и диабазов около ультраосновных массивов Крака на Южном Урале. - В кн.: Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Т.2. Свердловск, 1966.
- Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. - Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Мак Лин Д. Границы зерен в металлах. М., Металлургиздат, 1960.
- Малахов И.А. О критериях серпентинизации ультраосновных пород. - Геохимия, 1965, № 7.
- Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. - Тр. Ин-та геологии Уральск. фил. АН СССР (Свердловск), 1966, вып.79.
- Малахов И.А. Об апопироксенитовых серпентинитах в ультраосновных массивах Урала. - В кн.: Проблемы метасоматоза. Материалы к симпозиуму (15-20 дек. 1969 г.). Л., 1969, 1969а.
- Малахов И.А. Геохимия хрома в ультрабазитах Урала. - В кн.: Вопросы петрохимии. - Материалы к совещанию (21-25 апр. 1969 г.). Л., 1969б.
- Малахов И.А. Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным. - В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады, т. 1, 1971а.

- Малахов И.А. Термодинамические условия серпентинизации ультрабазитов. — Докл. АН СССР, 1971б, т. 200, № 2.
- Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. — Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР (Свердловск.), 1970, вып. 83.
- Малахов И.А., Царицын Е.П., Муха В.К. Метаморфизм хромшпинелидов из гипербазитов Урала по данным изучения на микроанализаторе. — В кн.: Ежегодник 1970. Институт геологии и геохимии. Свердловск, 1971.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., "Наука", 1968.
- Маракушев А.А. Серпентинизация гарцбургитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 7.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады. Т. 3. М., 1971.
- Меренков Б.Я. Реликтовые структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения. — Тр. ИГЕМ, Изд-во АН СССР, 1957, вып. 17.
- Меренков Б.Я. Генезис хризотил-асбеста. — Тр. ИГЕМ, 1958, вып. 22.
- Меренков Б.Я. О "волокнутом" жильном магнетите на Баженовском месторождении хризотил-асбеста. — В кн.: Асбест как минерал и полезное ископаемое. Тр. ИГЕМ, вып. 31. Изд-во АН СССР, 1959.
- Минералы. Справочник. Т. II, вып. 3. М., "Наука", 1967.
- Миркин Л.И. Справочник по рентгеноструктурному анализу поликристаллов. М., Физматгиз, 1961.
- Михайлов Н.П., Полякова Е.Д. Об одном ошибочно выделенном типе коренных месторождений алмаза. — Сов. геология, 1959, № 6.
- Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф. Петрография Центрального Казахстана. Т. 2. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М., "Недра", 1971.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Михеев В.И., Стулов Н.Н. О продуктах высокотемпературного нагревания слоистых силикатов. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 1.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., "Наука", 1967.
- Морковкина В.Ф. Некоторые особенности строения и генезиса габбро-перидотитовой формации Севера Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1969.
- Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. Л., "Недра", 1974.
- Муминов Ш. Петролого-геохимические особенности и рудоносность основных и ультраосновных пород юго-восточной Ферганы. Ташкент, 1973.
- Мурхауз В.В. Практическая петрография. М., ИЛ, 1963.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., "Мир", 1965.
- Никитин И.И. Петрология экзоконтактовых амфиболитов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами Оренбургского Урала. — В кн.: Магматизм метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральск. петрограф. совещ. Т. II. Свердловск, 1974.
- Органова Н.И., Генкин А.Д., Дриц В.А., Молотков С.П., Кузьмина О.В., Дмитрик А.Л. Точилинит — новый сульфид-гидроокисел железа и магния. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, вып. 100.
- Органова Н.И., Дриц В.А., Дмитрик А.Л. Об однослойном валлерите. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 1.

- Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных массивов. - Тр. ИГН АН СССР. серия рудн. месторожд., 1949, т. 13, вып. 163.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., "Наука", 1968.
- Павлов Н.В., Чупрынина И.И., Остроградская О.П. О составах со-
существующих оливинов и хромшпинелидов из пород и руд дунит-гардбургитовой формации (на примере Кемпирсайского массива). - Геол. рудн. месторожд., 1969, № 2.
- Падалка Г.Л. Змеевиковая зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. - Тр. Главного геолого-разв. управления, 1932, вып. 50.
- Падалка Г.Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. - Тр. Аркт. ин-та, 1936, т. 47.
- Падалка Г.Л. Западная зона пород габбро-перидотитовой формации Урала. В кн.: Петрография Урала. Т.1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Печерский Д.М., Шаронова З.В. Попытка восстановления состава первичного титаномагнетита изверженных горных пород. - В кн.: Сборник тезисов докладов VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. II, Свердловск, 1970.
- Пинус Г.В., Велицкий В.В. Альпинотипные гипербазитовые пояса западной части Тихоокеанского гипербазитового пояса. - Геол. и геоф., 1967, № 10.
- Пинус Г.В., Велицкий В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., "Наука", 1966.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Разин Л.В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов. - Геология рудн. месторожд., 1968, № 6.
- Ракчеев А.Д., Дорман Ф.И., Петрова М.А., Гушин А.В. Определение содержания двух- и трехвалентного железа в долеритах по спектрам диффузного отражения порошковых проб. - В кн.: Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию (21-25 апр. 1969 г.). Л., 1969.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
- Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации. - Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2.
- Романов Б.М. Габбро-перидотитовые формации Урала. - Сов. геология, 1949, № 40.
- Рудник Г.Б. Парагенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. - В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., "Наука", 1965.
- Рыцк А.Е. Выступление на ультрабазитовой секции Второго Уральского петрографического совещания. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральск. петрограф. совещания. Т. III, Свердловск, 1969.
- Сердюченко Д.П. Немалиты и бруситы из района горы Беден на Северном Кавказе. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1933, ч.1 (XII), вып. 2.
- Синяков В.И. О брусите из Горной Шории. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 3.
- Слюсарев В.Д., Куликов В.С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л., "Наука", 1973.

- Смирнова Т.А. Некоторые новые данные о гипербазитах Кемпирсайского плутона. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Второго уральск. петрограф. совещания. Т. II. Свердловск, 1969.
- Смирнова Т.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 6.
- Смирнова Т.А. Структуры распада твердого раствора в оливине ультраосновных пород. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, ч. 100, вып. 2.
- Смирнова Т.А., Ильвицкий М.М. О гетерогенности Кемпирсайского массива ультрабазитов. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральск. петрограф. совещания. Т. II, Свердловск, 1974.
- Смирнова Т.А., Романович И.Ф. Метаморфизм гипербазитов, приуроченных к гранито-гнейсовым комплексам Южного Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральск. петрограф. совещания. Т.2. Ультрабазиты. Свердловск, 1969.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии, Новосибирск, "Наука", 1974.
- Соболев Н.Д. Основные черты магматизма Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, вып.8.
- Соболев Н.Д. Серпентины СССР. Классификация, химический состав и свойства минералов серпентина. — В кн.: Магнезиальные горные породы. М., Госгеолиздат, 1951а.
- Соболев Н.Д. О перекристаллизованных серпентинитах. — В кн.: Магнезиальные горные породы. М., Госгеолиздат, 1951б.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952.
- Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. — Геохимия, 1959, № 8.
- Соколов А.Д., Махаров В.А. Экспрессметод определения содержания магнетита в рудах и горных породах. — Разведка и охрана недр, 1969, № 4.
- Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. — Тр. ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., 1948, вып. 97.
- Соколова Л.А. Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 47.
- Спасский А.А. Геологическое строение и история формирования Восточно-Тагильского перидотитового массива. — В кн.: Магматиты, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. Первого Уральск. петрограф. совещания. Т.1. Свердловск, 1963.
- Справочник химика. Т. II, М., Госхимиздат, 1963.
- Справочник физических констант горных пород. М., "Мир", 1969.
- Старицкий Ю.Г. Самородное железо и медь с реки Курейки. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 5.
- Судилковский Г.Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации (на примере Баженовского месторождения хризотил-асбеста). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Второго Уральск. петрограф. совещ. Т. II. Свердловск, 1969.
- Сыромятников Ф.В., Васильев П.И. Роль железа в асбесте. — Тр. ВИМС, 1935, вып. 89.
- Таврин И.Ф., Родионов П.Ф. О строении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклинория по геофизическим данным. —

- В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральск. петрограф. совещ. Т.1. Свердловск, 1963.
- Таврин И.Ф., Чашухин И.С. Возможности магнитометрии при картировании внутренней структуры гипербазитовых массивов Южного Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Второго Уральск. петрограф. совещ. Т. II. Свердловск, 1969.
- Тайер Т.П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. — В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса. Вып. III. Тектоника и петрография. М., ИЛ., 1963.
- Татаринов П.М. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. — Тр. Геол. ком., нов. серия, 1928, вып. 185.
- Татаринов П.М. Останнинское месторождение хризотил-асбеста на Урале. Геолком. — Мат-лы по общ. и прикл. геологии, 1929, вып. 149.
- Татаринов П.М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. — В кн.: Петрография СССР, серия 1, вып. 9 (Петрография Урала, ч. II). М.,—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Татаринов П.М. Баженовское месторождение хризотил-асбеста. — В кн.: Минералогия Урала. Т.1. Свердловск, Изд-во АН СССР, 1954.
- Татаринов П.М. Генезис жил хризотил-асбеста и его месторождений. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., "Недра", 1967.
- Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. — В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса. Вып. II. Тектоника и петрография. М., ИЛ., 1963.
- Телешова Р.Л. Комплексонометрический микрометод определения кальция и магния в горных породах и минералах. — В кн.: Методы химического анализа и химический состав минералов. Тр. ИГЕМ. М., "Наука", 1967.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тимофеев А.Н., Тимофеева В.В. О физических свойствах дунита. — Труды Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР. Минералогич. сборник, 1960, вып. 35, № 4.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Трофимов В.С. Коренные алмазные породы иные, чем кимберлиты. — Сов. геология, 1939, № 4-5.
- Трофимов В.С. Новые данные по геологии Центральной части Восточного Саяна. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1940а, вып. 18.
- Трофимов В.С. Углеродсодержащие перидотиты района села Калгачики Архангельской области. — Изв. АН СССР, серия геол., 1940б, № 6.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография трапсовых формаций. М., ИЛ, 1950.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970.
- Фекличев В.Г. Универсальный теодолитно-иммерсионный метод. М., "Наука", 1967.
- Фоминых В.Г., Глухих И.И., Никулова А.А. О характеристике термомангнитных кривых титаномангнетитов и магнетитов различных железорудных месторождений Урала. — Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, 1973, вып. 97, № 10.
- Харькив А.Д. Брусит из кимберлитов Якутии. — Геол. и геофиз., 1961, № 8.

- Хеллнер Э., Хинриксен Т., Зейферт Ф. Исследование смешанных кристаллов минералов метаморфических пород. - В кн.: Природа метаморфизма, М., "Мир", 1967.
- Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород, М., "Мир", 1975.
- Царицын Е.П. Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральск. петрограф. совещ. Т. II, 1974.
- Царицын Е.П., Чашухин И.С. Исследование контактов дунитов с гарцбургитами на Хабарнинском гипербазитовом массиве. - В кн.: Ежегодник - 1971. Петрогенез и рудообразование, 1972.
- Чашухин И.С. Распределение железа между сосуществующими минералами в автометаморфически серпентинизированных дунитах Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Ч.1. (Материалы ко II Уральской конференции молодых геологов и геофизиков). Свердловск, 1969.
- Чашухин И.С. Промышленная зональность месторождений хризотил-асбеста и минеральный состав вмещающих серпентинитов. - В кн.: Ежегодник - 1973. Петрология и минералогия, 1974.
- Чашухин И.С., Юников Б.А. Виды породообразующих серпентиновых минералов. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Третьего Уральского петрограф. совещания. Т. II. Свердловск, 1974.
- Чашухин И.С., Юников Б.А., Петрищева В.Г., Шерстобитова Л.А. К минералогии уральских породообразующих серпентинов. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, ч.102, вып.3.
- Чернышев Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского Кристаллического массива (породы, руды, генетические особенности). Изд-во Воронежского ун-та, 1971.
- Чернышев Н.М., Бочаров В.Л. Химические составы ультраосновных и основных интрузивных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Справочник. Изд-во Воронежского ун-та, 1972.
- Чернышева В.И., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Геолого-петрографическое описание коренных пород. - В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т.1. М., "Наука", 1972.
- Чирвинский П.Н. Палласиты, их минералого-химический состав, положение в ряду других метеоритов и вопросы происхождения. М., "Недра", 1967.
- Шкурюпат Б.А. Петрографические и петрохимические особенности ультраосновных пород Джегьгаринского района на Южном Урале. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральск. петрограф. совещания. Т. II. Свердловск, 1969.
- Шестопалов М.Ф. Ультраосновной массив Китоийских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения. - В кн.: Сборник работ по камням самоцветам, 1938, вып. 4.
- Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. - Межд. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Штейнберг Д.С. О специфике магматизма западного склона Урала. - В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации. - В кн.: Геология СССР. Т. XII, ч.1, кн.1. М., "Недра", 1969.

- Штейнберг Д.С., Булыкин Л.Д., Ефимов А.А., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Проблемы петрологии ультрабазитов Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Второго Уральского петрограф. совещания. Т. II. Свердловск, 1969.
- Штейнберг Д.С., Ефимов А.А. О применении термодинамических расчетов к анализу истории формирования ультрабазитов в статьях И.А. Малахова. - Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 9.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. О содержании и форме нахождения углерода в ультрабазитах Урала. - В кн.: Ежегодник - 72. Ин-т геологии и геохимии Уральск. научн. центра АН СССР. Свердловск, 1973.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. О поведении углерода при серпентинизации ультрабазитов. - В кн.: Ежегодник - 73. Ин-т геологии и геохимии. Уральск. научн. центра АН СССР. Свердловск, 1974.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. О когените в ультрабазитах и базитах. - В кн.: Ежегодник - 74. Ин-т геологии и геохимии. Уральск. фил. АН СССР. Свердловск, 1975.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А. О поведении железа при серпентинизации. - Докл. АН СССР, 1964, т.156, № 2.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Булыкин Л.Д., Чашухин И.С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Второго Уральского петрограф. совещания. Т. II. Свердловск, 1969.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. - Зап. Всес. мин об-ва, 1964, ч. 93, вып. 5.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О составе брусита в серпентинитах и методах его определения. - Докл. АН СССР, 1969а, т. 186, № 2.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О распределении железа между сосуществующими минералами в серпентинитах Полевского района на Среднем Урале. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1969б, ч. 98, вып. 4.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О серпентинизации ультрабазитов. - В кн.: Ежегодник - 69. Ин-т геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР. Свердловск, 1970а.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О поведении трехвалентного железа при серпентинизации. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1970б, ч. 99, вып. 5.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О прямых доказательствах увеличения объема при серпентинизации ультрабазитов. - В кн.: Ежегодник - 70. Ин-т геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР. Свердловск, 1971а.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О зависимости между степенью автотемпорфической серпентинизации, распределением железа между бруситом и хризотилом и крупностью зерен оливина в ультрабазитах. - Докл. АН СССР, 1971б, т. 196, № 5.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В. Физико-химические условия серпентинизации ультрабазитов. - В кн.: I Международный геохимический конгресс. Метаморфизм и метасоматоз. Т. 3. М., 1973а.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В. Некоторые проблемы серпентинизации ультрабазитов. - Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. - Тр. I Всесоюз. симпоз. Новосибирск, 1973б.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Госгортехиздат, 1962.
- Щека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-трололитовых интрузий Станового хребта. М., "Наука", 1968.
- Эдельштейн И.И. К геохимии никеля. - Геохимия, 1960, № 7.
- Юдин М.И. Дуниты хребта Борус и их происхождение. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.

- Юдин М.И. Оливиновые роговики на р. Кантегир (Западный Саян). — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1961, т. 120.
- Юшко С. А. Методы лабораторного исследования руд. М., "Недра", 1966.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л., "Наука", 1974.
- Allemann R. The crystall structure of pyroaurite. — Acta crystallogr., 1968, B24, 972–977.
- Allemann R. Nachtrag zu den Strukturen des Pyroaurits und Sjogrenits. N. Jahrb. Mineral. Monatsh., 1969, 552–558.
- Allemann R., Donnay J.D.H. About the structure of iowaite. — Amer. Mineralogist, 1969, v.54, N 1–2.
- Allemann R., Lohse H.H. Die Kristallstruktur des Sjogrenits und eines Umwandlungsproduktes des Koenenits (—Chlor—Manasseits). — N. Jahrb. Mineral. Monatsh., 1966, 161–180.
- Allen C. C., Gill J. C., Koski J. S. The Jeffrey Mine of Canadian Johus—Manville Company, Limited. Vancouver, B.C., 1957, p.27–36.
- Aruja E. An X-ray study of silicates, chrysotile, antigorite, gumbelite. Ph. D. Thesis, Cambridge, 1943.
- Aumento F. Serpentine mineralogy of ultrabasic intrusions in Canada and on the Mid-Atlantic ridge. — Geol. Survey Canada, 1970, Paper, 69–53.
- Aumento F., Loubat H. The Mid-Atlantic ridge near 45°N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. — Canad. J. Earth Sci., 1971, v.8, N 6.
- Basta E. Z. Some mineralogical relationships in the system $Fe_2O_3 - Fe_3O_4$ and the composition of titanomaghemite. Econ. Geol., 1959, v.45, N 4.
- Basta E. Z., Kader Z. A. The mineralogy of Egyptian serpentinites and talc-carbonates. — Mineral. Mag., 1969, v.37, N 287.
- Bates T. F. Morphology and crystal chemistry of I:I layer lattice silicates. — Amer. Mineralogist, 1959, v.44, p.78.
- Becke F. Olivinfels und Antigorit—Serpentin aus d. Stubachthal (Hohe Tauern). — Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., 1895, N 14, S.275.
- Benson W.N. The origin of serpentine, a historical and comparative study. — Amer. J. Sci., 1918, v.46.
- Blake M. C., Bailey E.H. Major chemical characteristics of Mesozoic ophiolites in the California Coast Ranges. (Из материалов симпозиума "Проблемы офиолитов", г.Москва, 2.X 1971 г.).
- Bunch T. E., Keil K. Cromite and ilmenite in non-chondritic meteorites. — Amer. Mineralogist, 1971, v.56, N 1–2.
- Brindley G.N., Zussman J. Infra-red absorption data for serpentine minerals. — Amer. Mineralogist, 1959, v.44.
- Cerny P. Comments on serpentinization and related metasomatism. — Amer. Mineralogist, 1968, v.53, N 7–8.
- Challis G. A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. — J. Petrol., 1965, v.6, N 2.
- Chamberlain J. A. Heazlewoodite and awaruite in serpentinites of the Eastern Townships, Quebec. — Canad. Mineralogist, 1960, v.7, 519–522.
- Chamberlain J. A., McLead C. R., Trail R. J., Lachanse G. R. Native metals in the Muskox intrusion. — Canad. J. Earth Sci., 1965, v.2, N 3.
- Clark A. L., Greenwood W. R. Petrographic evidence of volume increase related to serpentinization, Union Bay, Alaska. — U.S. Geol. Survey Profess. Paper, 1972, N 800–C.
- Clifford E. Ferroan antigorite (jenkinsite). — Amer. Mineralogist, 1962, v. 47, N 5–6.
- Coleman R. G. Jadeite deposits of the clear creek area New Idria district San Benito country. California. — J. Petrol., 1961, v.2, p.2.
- Coleman R. G. Serpentinites, rodingites, and tectonic inclusions in Alpine-type mountain chains. — Geol. Soc. America Spec. Paper, 1963, v.73.

- Coleman R.G. New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. — N.Z. Geol. Surv. Bull., 1966, v.76.
- Coleman R.G. Low temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. — U.S. Geol. Survey Bull., 1967, 1247.
- Coleman R.G. Petrology and geophysical nature of the serpentinization. — Bull. Geol. Soc. America, 1971, v.82, N 4.
- Condie K.C., Madison J.A. Compositional and volume changes accompanying progressive serpentinization of dunites from the Webster-Addie ultramafic body, North Carolina. — Amer. Mineralogist, 1969, v.54, N 7-8.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. The rock-forming minerals, London, Longmans, 1963, v.4.
- Early J.W. On chlorine in serpentinized dunite. — Amer. Mineralogist, 1958, v.43, N 1-2.
- Eckhardt F.J. Röntgenographische Untersuchungen am Schweizer. — N. Jahrb. Mineral. Mh., 1956, p.32-34.
- Ehrlich M., Sun S., Scharon L., Soffel H. Magnetic and palaeomagnetic investigation of the Precambrian iron mountain deposits south-east Missouri. — Trans. Inst. Mining and Metallurgy, 1969, B-78.
- Evans B.W., Trommsdorff V. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. — Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1970, v.50, p.481-492.
- Fackler W.C. The occurrence of nemalite in Alaska. — Amer. Mineralogist, 1945, v.30, p.640-462.
- Faust G.T., Fahey J.J. The serpentine-group minerals. — U.S. Geol. Survey Profess. Paper, 1962, N 384-A.
- Faust G.T., Nagy B.S. Solution studies of chrysotile, lizardite and antigorite. — U.S. Geol. Survey Profess. Paper, 1967, N 384-B.
- Fenoglio M. Sulla lansfordite della miniere di Cogne in Val di Aosta. — Period. mineral., 1933, v.4, p.442-462.
- Ferrari A.G., Scantini G., Cavalca L. La brucite di Carro ed i minerali che l'accompagnano. — Period. mineral., 1950, v.19, p.410-49.
- Grunner J.W. The structure and chemical composition of greenalite. — Amer. Mineralogist, 1936, v.21, p.449-455.
- Hahn-Weinheimer P.F. Rost. Akzessorische Mineralien und Elemente in Serpentin von Leopoldsgrun. — Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v.21, p.165-181.
- Harris D.C., Vaughan D.J. Two fibrous iron sulfides and valleriite from Cyprus with new data on valleriite. — Amer. Mineralogist, 1972, v.57, N 7-8.
- Harris D.C., Cabri L.J., Stewart J.M. A "valleriite-type" mineral from Noril'sk, Western Siberia. — Amer. Mineralogist, 1970, v.55, N 11-12.
- Hess H.H. A primary peridotite magma. — Amer. J. Sci., 1938, v.35, N 209.
- Hess H.H., Otalora G. Mineralogical and chemical composition of the Mayaguez serpentinite cores. — In: A study of serpentinite. Burk G.A. (ed.). Nat. Acad. Sci.—Nat. Res. Council Publ., 1964, 1188 p.
- Hess H.H., Smith R.J., Dengo G. Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela. — Amer. Mineralogist, 1952, v.37, p.68.
- Himmelberg G.R., Coleman R.G. Chemistry of primary minerals and rocks from the Red Mountain — Del Puerto ultramafic mass, California. — U.S. Geol. Survey Profess. Paper, Washington, 1968, N 600-C.
- Hostetler P.B., Coleman R.G., Mumpton F.A., Evans B.W. Brucite in Alpine serpentinites. — Amer. Mineralogist, 1966, v.51, N 1-2.
- Huhma M., Vuorelainen J., Hakli T.A., Papunen H. Haapalaite, a new nickel-iron sulphide of valleriite type from East Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland, 1973, v.45, N 2.
- Iang J.C. The system magnesia-silica-water below 300°C: I, Low-temperature phases from 100 to 300°C and their properties. — J. Amer. Ceram. Soc., Ceram. Abstr., 1960, v.10, p.542.

- Johannes W. Experimental investigation of the reaction forsterite + H_2O = serpentine + brucite. — *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1968, v.19, N 4.
- Johannes W. An experimental investigation of the system $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$. — *Amer. J. Sci.*, 1969, v.267, N 9.
- Johannes W., Metz P. Experimentelle Bestimmung von Gleichgewichtsbeziehungen im System $MgO - CO_2 - H_2O$. — *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1968, v.1.
- Jonanssen A.A. A descriptive petrography of the igneous rocks., v.IV. — Chicago Press, 1949.
- Kaaden G. von, Otteman J., Sahoo R.K. Chromite verschiedener Zusammensetzung und Genese aus einem Dunit von Saruabil, Sukinda, Orissa (Indien). — *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1972, v.6.
- Kalousek G.L., Muttart L.E. Studies on the chrysotile and antigorite components of serpentine. — *Amer. Mineralogist*, 1957, v.42, p.1.
- Kitahara S., Takenouchi S., Kennedy G.G. Phase relations in the system $MgO - SiO_2 - H_2O$ at the high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, 1966, v.264, N 3.
- Kohls D.W., Rodde J.L. Iowaite, a new hydrous-magnesium ferric oxychlorite from the Precambrian of Iowa. — *Amer. Mineralogist*, 1967, v.52, N 9–10.
- Koshkina T.M., Lagutina M.V., Shapiro V.A. Cohenite diagnosis in South Urals ultrabasites. — *J. Geophys.*, 1974, v.40.
- Martinez E. The effect of particle size on the thermal properties of serpentine minerals. — *Amer. Mineralogist*, 1961, v.46, N 7–8.
- Meixner H. Kraubather Lagerstettenstudien. — *Z. Mineral., Abt., A*, 1938, p.5–19.
- Menzies M., Allen C. Plagioclase lherzolite–residule mantle relationships within two Eastern Mediterranean Ophiolites. — *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1974, N 3.
- Midgley H.G. A serpentine mineral from Kennack Cove, Lizard, Cornwall. — *Mineral. Mag.*, 1951, v.29, p.526–530.
- Michel A., Chaudron G., Benard J. Propriétés des composés ferromagnétiques non métalliques. — *J. phys. et radium*, 1951, 12.
- Muller P., Schadel J. Lizardit als Umwandlungsprodukt des 6–layer Serpentin vom Piz Lunghin bei Maloja. — *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1968, Bd. 109, H 3.
- Mumpton F.A., Jaffe H.W., Thompson C.S. Coalingite, a new mineral from New Idria serpentinite, Fresno and San Benito countries California. — *Amer. Mineralogist*, 1965, v.50, N 11–12.
- Noll W., Kircher H. Synthesen des Garnierites. — *Naturwissenschaften*, 1952, N 39, p.233–234.
- Page N.J. Serpentinization at Burro Mountain, California. — *Contr. Mineral. Petr. Mitt.*, 1967a, v.14, N 4.
- Page N.J. Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process: A discussion. — *Amer. Mineralogist*, 1967b, v.52, N 3–4.
- Page N.J. Chemical differences among the serpentine "polymorphs." — *Amer. Mineralogist*, 1968a, v.53, N 1–2.
- Page N.J. Serpentinization in a sheared serpentinite lens, Tiburon Peninsula, California. — *U.S. Geol. Survey Profess. Paper*, 1968b, N 600–B.
- Page N.J., Coleman R.G. Serpentine–mineral analyses and physical properties. — *U.S. Geol. Survey Profess. Paper*, 1967, N 575–B.
- Page N.J., Shimek R., Huffman C. Grain–size variations within an olivine cumulate, Stillwater complex, Montana. — *U.S. Geol. Survey Profess. Paper*, 1972, N 800–C.
- Peters T. Mineralogie und Petrographie des Totalserpentin bei Davos. — *Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt.*, 1963, Bd. 43, H 2.
- Petruk W., Harris D.C., Murray E.J. An occurrence of valleriite from New Imperial Mine, Yukon. — *Canad. Mineralogist*, 1971, v.10, N 5.
- Pistorius C.W.F.T. Some phase relations in the system $MgO - SiO_2 - H_2O$ at high temperatures and pressures. — *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1963, v.11.

- Ragan D.M. Olivine recrystallization textures. — *Mineral. Mag.*, 1969, v.37, N 286.
- Raleigh C.B., Paterson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. — *J. Geophys. Res.*, 1965, v.70, N 16.
- Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. — *Amer. Mineralogist*, 1954, v. 39, N 9–10.
- Rucklidge J.C. Chlorine in partially serpentinized dunite. — *Econ. Geol.*, 1972, v.67, N 1.
- Rucklidge J.C., Zussman J. The crystal structure of the serpentine mineral, lizardite. — *Acta crystallogr.*, 1965, v.19, N 3.
- Sakamoto C. Studies on serpentine containing brucite. — *Kogyo Kagaku Zasshi*, 1959, v.62, p.1485–1488.
- Scarfe C.M., Wyllie P.J. Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentinite deformation in orogenesis. — *Nature*, 1967, v.215, N 5104.
- Schot E.H., Ottemann I., Omenetto P. Some new observations on mackinawite and valleriite. — *Rend. Soc. Ital. Miner. e Petrol.*, 1972, v.28, N 1.
- Selfridge G.C. An X-ray and optical investigation of the serpentine minerals. — *Amer. Mineralogist*, 1936, v.21, N 8.
- Sirodsu H., Ogawa T., Tanaka N., Mijashira M. Brucite from Sasaguri, Fucuoka. — *J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologist*, 1961, v.46, N 6.
- Springer G. Electronprobe analyses of mackinawite and valleriite. — *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1968, N 8.
- Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. — *Ber. naturforsch. Ges. Freiburg*, 1905, Bd. 16.
- Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — *Compt. rend.*, 14-th Internat. Geol. Congr., Madrid, 1926, 2.
- Stevens R.E., Niles W.W. Chemical analyses of the granite and diabase. Part 1. — *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1960, N 1113.
- Stueber A.M., Huang W.H., Johns W.D. Chlorine and fluorine abundances in ultramafic rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v.32, N 3.
- Takeshi K. Experimental studies on decomposition of olivine and crystallization under hydrothermal conditions. — *J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologist*, 1967, v.57, N 5.
- Thayer T.P. Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. — *Amer. Mineralogist*, 1966, v.51, N 5–6.
- Thayer T.P. Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. A reply. — *Amer. Mineralogist*, 1967, v.52, N 3–4.
- Turkevich J., Hillier J. Electron microscopy of colloidal system. — *Analyt. Chem.*, 1949, v.21, p.475–485.
- Van Biljon W.J. Chemical reactions in the thermal breakdown of the serpentine minerals. — *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1960, N 94, p.1223–1240.
- Weiser T. Untersuchungen mit Elektronen-Microsond über die Zusammensetzung von Chromiten. — *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1967, Bd. 107, N 2.
- Warren B.E., Hering K.W. The random structure of chrysotile asbestos. — *Phys. Rev.*, 1941, v.59, p.929.
- Weinschenk E. Beiträge I zur Petrographie der östlichen Alpen.— *Abhandl. Kgl. Bayer. Akad. Wiss. Kl. II*, 1894, Bd. XVIII, S. 681.
- Weinschenk E. Beiträge II zur Petrographie der östlichen Alpen.— *Abhandl. Kgl. Bayer. Akad. Wiss. Kl. II*, 1895, Bd. XVIII, S. 729–733.
- Wenner D.B., Taylor H.P. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O^{18}/O^{16} fractionation between coexisting serpentine and magnetite.— *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1971, v.32.
- Wenner D.B., Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environment and continental ophiolite complexes. — *Amer. J. Sci.*, 1973, v.273.

- Wenner D.B., Taylor H.P. D/H and O^{18}/O^{16} studies of serpentinization of ultramafic rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v.38, N 8.
- Whittaker E. J. W. An orthorhombic variety of chrysotile. — *Acta crystallogr.*, 1951, v.4, p.187–188.
- Whittaker E. J. W. The unit cell of chrysotile. — *Acta crystallogr.*, 1952, v. 5, p.143–144.
- Whittaker E. J. W. The structure of chrysotile. — *Acta crystallogr.*, 1953, v. 6, p.747–748.
- Whittaker E. J. W., Wicks F. J. Chemical differences among the serpentine "polymorphs": A discussion. — *Amer. Mineralogist*, 1970, v.55, N 5–6.
- Whittaker E. J. W., Zussman J. The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. — *Mineral. Mag.*, 1956, v.31, p.107–126.
- Worst B.G. The differentiation and structure of the Great Dyke of Southern Rhodesia. — *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1958, v.31.
- Zussman J. Investigation of the crystal structure of antigorite. — *Mineral. Mag.*, 1954, v.30, p.498.
- Zussman J., Brindley G.W. Serpentine with 6-layer orthohexagonal cells. — *Amer. Mineralogist*, 1957, v.42, N 9–10.
- Zussman J., Brindley G.W., Comer J. Electron diffraction studies of serpentine minerals. — *Amer. Mineralogist*, 1957, v.42, p.133–153.

ПРИЛОЖЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

- Ant* - антигорит
- Br* - брусит
- En* - энстатит
- Fa* - фаялит
- Fo* - форстерит
- Mt* - магнетит
- Olv* - оливин
- Sp, Serp* - серпентин

Таблица I

Химический состав серпентиновых минералов (в весовых процентах)

| Компо- ненты | Петельчатые серпентины | | | | | | | | |
|--|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| | № образца | | | | | | | | |
| | К-1 | К-2 | К-3 | К-13 | К-14 | К-18 | К-22 | 1446 | 1575 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| SiO ₂ | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | | 38,08 | | | 31,36 | | 37,40 | 39,80 | 39,88 |
| Al ₂ O ₃ | 0,22 | 0,18 | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,18 | 0,18 | 0,48 | 0,39 |
| Cr ₂ O ₃ | | 0,09 | | 0,03 | 0,06 | 0,09 | 0,09 | 0,03 | 0,09 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,14 | 4,14 | 7,42 | 5,58 | 5,20 | 4,16 | 5,52 | 6,23 | 4,52 |
| FeO | 1,44 | 1,44 | 1,08 | 2,16 | 1,29 | 2,01 | 1,50 | 2,30 | 1,15 |
| FeO' | 8,77 | 5,17 | 7,76 | 7,18 | 5,97 | 5,75 | 6,47 | 7,91 | 5,22 |
| MgO | 38,14 | 40,29 | 38,73 | 38,73 | 39,70 | 39,32 | 39,12 | 38,01 | 39,93 |
| MnO | | | | | | | | | |
| CaO | | | | | | | | | |
| NiO | | | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | | | | | | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 14,78 | 15,08 | 15,07 | 14,66 | 14,98 | 14,69 | 15,11 | 13,80 | 13,87 |
| H ₂ O ⁻ | | 0,42 | | | 0,42 | | 0,67 | | |
| П.п.п. | | | | | | | | | |
| CO ₂ | | | | | | | | | |
| CO ₃ | | | | | | | | | |
| Сумма | | 99,72 | | | 99,27 | | 100,59 | 100,65 | 99,83 |
| RO'/SiO ₂ | 1,72 | 1,69 | 1,74 | 1,65 | 1,72 | 1,60 | 1,70 | 1,59 | 1,60 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 1,32 | 1,32 | 1,34 | 1,27 | 1,34 | 1,24 | 1,35 | 1,16 | 1,46 |
| FeO'/SiO ₂ | 0,196 | 0,114 | 0,196 | 0,156 | 0,133 | 0,121 | 0,144 | 0,166 | 0,110 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | 0,164 | 0,082 | 0,149 | 0,109 | 0,106 | 0,079 | 0,112 | 0,118 | 0,084 |
| FeO/SiO ₂ | 0,032 | 0,032 | 0,024 | 0,047 | 0,029 | 0,042 | 0,034 | 0,048 | 0,024 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | 11,2 | 6,7 | 10,0 | 9,4 | 7,9 | 7,6 | 8,4 | 10,4 | 6,8 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 87 | 72 | 75 | 70 | 78 | 65 | 77 | 71 | 78 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Петельчатые серпентины | | | | | | |
|--|------------------------|-------|-------|--------|--------|---------|--------|
| | № образца | | | | | | |
| | 6-н | 3544 | 3545 | 3862 | 3873 | 3876 | 3886 |
| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ | 37,22 | - | 38,82 | 38,08 | 37,88 | 37,76 | 38,26 |
| TiO ₂ | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,26 | 0,30 | 0,18 | 0,63 | 0,75 | 0,99 | 0,80 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,12 | 0,15 | 0,17 | 0,05 | 0,05 | He обн. | 0,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,00 | 4,24 | 4,08 | 4,63 | 4,03 | 4,07 | 4,79 |
| FeO | 2,01 | 1,86 | 2,08 | 2,30 | 2,30 | 2,44 | 2,15 |
| FeO' | 5,61 | 5,68 | 5,75 | 6,47 | 5,93 | 6,10 | 6,46 |
| MgO | 39,70 | 39,32 | 39,51 | 39,92 | 39,92 | 40,32 | 39,14 |
| MnO | | | | | | | |
| CaO | | | | | | | |
| NiO | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | | | | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 15,21 | 14,74 | 14,03 | 14,99 | 15,42 | 15,04 | 15,07 |
| H ₂ O ⁻ | 0,73 | | 0,65 | | | | |
| П.п.п. | | | | | | | |
| CO ₂ | | | | | | | |
| CO ₃ | | | | | | | |
| Сумма | 99,25 | | 99,02 | 100,60 | 100,39 | 100,62 | 100,21 |
| RO'/SiO ₂ | 1,72 | 1,61 | 1,66 | 1,70 | 1,70 | 1,73 | 1,68 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 1,36 | 1,25 | 1,22 | 1,32 | 1,36 | 1,33 | 1,30 |
| FeO'/SiO ₂ | 0,126 | 0,120 | 0,124 | 0,142 | 0,130 | 0,135 | 0,141 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | 0,081 | 0,081 | 0,079 | 0,091 | 0,079 | 0,081 | 0,094 |
| FeO/SiO ₂ | 0,045 | 0,040 | 0,045 | 0,050 | 0,051 | 0,054 | 0,047 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | 7,4 | 7,5 | 7,6 | 8,3 | 7,6 | 7,8 | 8,5 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 64 | 67 | 64 | 64 | 61 | 60 | 67 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Петельчатые серпентины | | Лизардиты | | | | |
|--|---------------------------|--------|-----------|-------|-------|--------|-------|
| | № образца | | | | | | |
| | 3888 | C-1 | 2341 | 26 | 32 | Д-353 | Page |
| | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
| SiO ₂ | 37,46 | 39,24 | 42,24 | 40,48 | | 40,32 | 41,02 |
| TiO ₂ | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,18 | 2,53 | 0,51 | 2,53 | | 8,02 | 1,40 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | 0,26 | 0,20 | 0,03 | | 0,45 | |
| Fe ₂ O ₃ | 5,59 | 5,13 | 5,04 | 3,43 | 2,59 | 2,93 | 4,10 |
| FeO | 2,15 | 0,05 | 0,86 | 0,14 | 0,68 | 0,23 | 0,42 |
| FeO' | 7,18 | 4,67 | 5,40 | 3,23 | 3,01 | 2,87 | 4,11 |
| MgO | 39,93 | 40,06 | 38,37 | 40,06 | 36,92 | 34,96 | 39,44 |
| MnO | | | | | | | |
| CaO | | | | | | | |
| NiO | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | | | | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 15,22 | 12,96 | 12,90 | 13,40 | 13,80 | 12,96 | 13,29 |
| H ₂ O ⁻ | | | | | | | |
| П.п.п. | | | | | | | |
| CO ₂ | | 0,30 | | | | 0,48 | |
| CO ₃ | | | | | | | |
| Сумма | 100,55 | 100,54 | 100,12 | 99,87 | | 100,35 | 99,67 |
| RO'/SiO ₂ | 1,75 | 1,62 | 1,46 | 1,55 | 1,41 | 1,35 | 1,55 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 1,36 | 1,10 | 1,02 | 1,12 | 1,07 | 1,07 | 1,10 |
| FeO'/SiO ₂ | 0,160 | 0,100 | 0,106 | 0,067 | 0,057 | 0,060 | 0,083 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | 0,112 | 0,098 | 0,090 | 0,064 | 0,045 | 0,055 | 0,075 |
| FeO/SiO ₂ | 0,048 | 0,001 | 0,017 | 0,003 | 0,013 | 0,004 | 0,009 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe \times Mg}$ | 9,2 | 6,2 | 7,2 | 4,2 | 4,4 | 4,3 | 5,6 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 70 | 99 | 84 | 96 | 77 | 92 | 90 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Лизардиты | | | | | "Лизардиты I генерации" | | | |
|--|-----------|-------|---------|-------|-----------------------|-------------------------|-------|--------|---------|
| | № образца | | | | | 97к | 617д | 31 | 32 |
| | F-23 | F-46 | F-47 | | | | | | |
| | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 |
| SiO ₂ | 41,64 | 39,92 | 40,97 | 41,25 | 41,80 | 39,79 | 41,73 | 41,68 | 37,55 |
| TiO ₂ | Нет | Нет | Нет | 0,02 | 0,10 | Сл. | 0,06 | Сл. | Не обн. |
| Al ₂ O ₃ | 0,72 | 0,44 | Нет | 0,54 | 0,19 | 0,50 | 1,57 | 1,02 | 0,83 |
| Cr ₂ O ₃ | | | | | 0,003 | | | | 0,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,96 | 5,68 | 5,55 | 1,32 | 0,93 | 1,91 | 2,39 | 2,29 | 1,84 |
| FeO | 0,18 | Сл. | Сл. | 0,09 | 0,06 | 0,90 | 1,07 | 1,37 | 5,14 |
| FeO' | 1,94 | 5,11 | 5,00 | 1,28 | 0,90 | 2,62 | 3,22 | 3,43 | 6,80 |
| MgO | 41,55 | 39,10 | 40,43 | 41,84 | 42,67 | 42,80 | 39,78 | 40,15 | 39,73 |
| MnO | 0,03 | | | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,11 |
| CaO | Нет | Нет | Нет | 0,02 | 0,19 | 0,17 | 0,15 | 0,89 | 0,51 |
| NiO | | | Не обн. | | | | | | 0,24 |
| CoO | | | | | | | | | 0,02 |
| Na ₂ O | 0,10 | | | | 0,02 | 0,03 | 0,06 | | 0,05 |
| K ₂ O | Нет | | | 0,01 | | 0,02 | 0,08 | | 0,02 |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | 0,05 | Не обн. |
| H ₂ O ⁺ | 13,74 | 13,80 | 13,80 | 13,68 | 13,88 | 13,83 | 13,10 | 12,37 | 12,29 |
| H ₂ O ⁻ | 0,36 | | | 0,97 | 0,24 | 0,19 | 0,29 | | 0,45 |
| П.п.п. | | | | | SO ₃ =0,08 | | | | 13,27 |
| CO ₂ | | | | | 0,04 | | | | 0,44 |
| CO ₃ | | | | | | | | | |
| Сумма | 100,28 | 98,24 | 100,75 | 99,80 | 100,25 | 100,19 | 99,89 | 103,32 | 99,91 |
| RO'/SiO ₂ | 1,58 | 1,57 | 1,57 | 1,54 | 1,54 | 1,66 | 1,49 | 1,51 | 1,73 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 1,13 | 1,15 | 1,13 | 1,11 | 1,11 | 1,16 | 1,05 | 0,99 | 1,10 |
| FeO'/SiO ₂ | 0,040 | 0,107 | 0,103 | 0,026 | 0,019 | 0,056 | 0,065 | 0,069 | 0,166 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | 0,036 | 0,107 | 0,103 | 0,025 | 0,018 | 0,036 | 0,043 | 0,049 | 0,037 |
| FeO/SiO ₂ | 0,004 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,020 | 0,022 | 0,027 | 0,114 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe \times Mg}$ | 2,6 | 6,9 | 6,4 | 1,6 | 1,2 | 3,4 | 4,4 | 4,5 | 8,6 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 91 | 100 | 100 | 93 | 93 | 66 | 67 | 60 | 24 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Антигориты | | | | | | | | | |
|--|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | № образца | | | | | | | | | |
| | 2159 | 2246 | 2251 | 1396 | 2828 | У-36 | 3345 | 3352 | 3368 | 3372 |
| | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 |
| SiO ₂ | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,64 | 0,78 | 0,70 | 0,62 | 0,46 | 0,92 | 0,54 | 0,18 | 0,50 | 0,46 |
| Cr ₂ O ₃ | | | | | | | 0,28 | 0,44 | 0,15 | 0,12 |
| Fe ₂ O ₃ | | 1,74 | 1,90 | 0,31 | 0,62 | 1,59 | 1,52 | 1,28 | 0,61 | 0,97 |
| FeO | | 1,58 | 1,43 | 1,58 | 0,70 | 3,58 | 3,02 | 1,43 | 0,57 | 1,29 |
| FeO' | 2,72 | 3,14 | 3,14 | 1,86 | 1,26 | 5,00 | 4,39 | 2,58 | 1,12 | 2,16 |
| MgO | 42,60 | 41,40 | 40,28 | 40,61 | 41,40 | 38,74 | 38,92 | 38,73 | 41,07 | 40,29 |
| MnO | | | | | | | | | | |
| CaO | | | | | | | | | | |
| NiO | | | | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | | | | | | | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 12,76 | 14,07 | 12,87 | 12,47 | 12,76 | | 12,88 | 12,45 | 12,76 | 12,91 |
| CO ₂ | | | | | | | | | | |
| CO ₃ | | | | | | | | | | |
| Сумма | | | | | | | | | | |
| RO'/SiO ₂ | 1,59 | 1,59 | 1,46 | 1,40 | 1,42 | | 1,44 | 1,32 | 1,40 | 1,41 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 1,03 | 1,16 | 1,00 | 0,94 | 0,96 | | 1,00 | 0,91 | 0,96 | 0,98 |
| FeO'/SiO ₂ | 0,055 | 0,065 | 0,062 | 0,035 | 0,025 | | 0,087 | 0,048 | 0,022 | 0,041 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | | 0,033 | 0,034 | 0,005 | 0,011 | | 0,028 | 0,021 | 0,011 | 0,016 |
| FeO/SiO ₂ | | 0,033 | 0,028 | 0,030 | 0,014 | | 0,059 | 0,026 | 0,011 | 0,025 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe \times Mg}$ | 3,5 | 3,5 | 3,8 | 2,5 | 1,7 | 6,8 | 6,0 | 3,7 | 1,5 | 2,9 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | | 47 | 53 | 13 | 44 | 29 | 31 | 45 | 49 | 40 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Антигориты | | | | | | | | |
|--|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | № образца | | | | | | | | |
| | 3105 | Ф-1 | X-1 | 3489 | 5650 | 5685 | 5686 | 5651 | 5652 |
| | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 |
| SiO ₂ | 42,97 | | | | | | | | |
| TiO ₂ | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,78 | 0,62 | 1,64 | 2,80 | 0,60 | 0,10 | 0,50 | 0,90 | |
| Cr ₂ O ₃ | Не обн. | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 2,71 | 0,94 | 1,10 | 2,56 | 1,11 | 1,11 | 0,81 | 1,11 | 0,51 |
| FeO | 2,00 | 1,29 | 1,00 | 2,44 | 1,72 | 1,44 | 1,14 | 4,74 | 5,68 |
| FeO' | 4,43 | 2,14 | 2,00 | 4,74 | 2,72 | 2,44 | 1,87 | 5,74 | 6,14 |
| MgO | 39,70 | 40,60 | 40,44 | 33,52 | 41,42 | 41,86 | 42,52 | 38,36 | |
| MnO | | | | | | | | | |
| CaO | | | | | | | | | |
| NiO | | | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | | | | | | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 12,92 | 12,48 | 12,26 | 9,80 | 12,33 | 12,14 | 12,70 | 12,01 | 10,71 |
| H ₂ O ⁻ | 0,36 | | | | | | | | |
| CO ₂ | | | | | | | | | |
| CO ₃ | | | | | | | | | |
| Сумма | 99,26 | | | | | | | | |
| RO'/SiO ₂ | 1,50 | 1,45 | 1,42 | 1,10 | 1,49 | 1,48 | 1,54 | 1,44 | - |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 1,03 | 0,97 | 0,94 | 0,67 | 0,96 | 0,93 | 1,00 | 0,93 | - |
| FeO'/SiO ₂ | 0,090 | 0,042 | 0,038 | 0,083 | 0,053 | 0,047 | 0,043 | 0,112 | - |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | 0,050 | 0,017 | 0,019 | 0,041 | 0,020 | 0,019 | 0,014 | 0,020 | - |
| FeO/SiO ₂ | 0,040 | 0,025 | 0,019 | 0,042 | 0,034 | 0,028 | 0,028 | 0,092 | - |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | 5,9 | 2,9 | 2,7 | 8,8 | 3,6 | 3,2 | 2,4 | 7,6 | - |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 54 | 39 | 50 | 40 | 36 | 41 | 39 | 17 | 7 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Антигориты | | | | | | | |
|--|------------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| | № образца | | | | | | | |
| | 5662 | 5663 | 5667 | 5668 | 5669 | 5682 | 5683 | 5684 |
| | 52 | 53 | 54 | 55 | 56 | 57 | 58 | 59 |
| SiO ₂ | | | | | | | | 42,22 |
| TiO ₂ | | | | | | | | 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | | | | | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,04 | 0,64 | 1,51 | 0,48 | 0,08 | 0,48 | 0,94 | 0,64 |
| FeO | 5,17 | 6,75 | 5,46 | 4,31 | 5,46 | 5,17 | 4,74 | 4,88 |
| FeO' | 6,11 | 7,33 | 6,83 | 4,74 | | 5,60 | 5,59 | 5,46 |
| MgO | | | | | | | 39,40 | 39,30 |
| MnO | | | | | | | | |
| CaO | | | | | | | | |
| NiO | | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | | | | | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 10,60 | 10,96 | 11,74 | | | 11,65 | 9,67 | 12,43 |
| H ₂ O ⁻ | | | | | | | | 0,25 |
| П.п.п. | | | | | | | | |
| CO ₂ | | | | | | | | |
| CO ₃ | | | | | | | | |
| Сумма | | | | | | | | |
| RO/SiO ₂ | - | - | - | - | - | - | 1,39 | 1,50 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | - | - | - | - | - | - | 0,71 | 0,98 |
| FeO'/SiO ₂ | - | - | - | - | - | - | 0,104 | 0,108 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | - | - | - | - | - | - | 0,016 | 0,011 |
| FeO/SiO ₂ | - | - | - | - | - | - | 0,088 | 0,097 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | - | - | - | - | - | - | 7,4 | 7,2 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 15 | 8 | 17 | 10 | 1 | 8 | 15 | 11 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Антигориты | | | | | | |
|--|------------|---------|--------|---------|--------|------|-------|
| | М-154 | М-156 | М-157 | М-159 | М-176 | | |
| | 60 | 61 | 62 | 63 | 64 | 65 | 66 |
| SiO ₂ | 40,78 | 41,86 | 41,20 | 40,84 | 41,86 | | |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,05 | Сл. | 0,09 | Сл. | | |
| Al ₂ O ₃ | 4,58 | 1,86 | 2,44 | 5,01 | 2,53 | 2,34 | 1,02 |
| Cr ₂ O ₃ | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | | |
| Fe ₂ O ₃ | 2,00 | 1,88 | 2,34 | 1,45 | 0,52 | 0,65 | 3,36 |
| FeO | 2,67 | 4,16 | 4,79 | 1,02 | 1,35 | 6,79 | 7,26 |
| FeO' | 4,47 | 5,85 | 6,90 | 2,32 | 1,82 | 7,37 | 10,28 |
| MgO | 36,46 | 36,87 | 36,92 | 37,45 | 40,62 | | |
| MnO | 0,23 | 0,12 | 0,36 | 0,08 | 0,095 | | |
| CaO | 0,17 | 0,17 | 0,34 | 1,06 | 0,76 | | |
| NiO | 0,067 | 0,12 | 0,045 | 0,062 | 0,057 | | |
| CoO | 0,005 | 0,006 | 0,008 | Не обн. | 0,002 | | |
| Na ₂ O | Не обн. | Не обн. | | " | | | |
| K ₂ O | " | " | | " | | | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | | | | | | | |
| H ₂ O ⁻ | 0,60 | 0,66 | 0,64 | 0,50 | 0,40 | | |
| П.п.п. | 11,88 | 11,76 | 11,23 | 12,68 | 12,39 | | |
| Сумма | 99,41 | 99,33 | 100,37 | 100,24 | 100,67 | | |
| RO'/SiO ₂ | 1,44 | 1,44 | 1,49 | 1,44 | 1,50 | - | - |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 0,97 | 0,96 | 0,91 | 1,04 | 0,99 | - | - |
| FeO'/SiO ₂ | 0,091 | 0,118 | 0,140 | 0,047 | 0,037 | - | - |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | 0,037 | 0,035 | 0,042 | 0,026 | 0,010 | - | - |
| FeO/SiO ₂ | 0,054 | 0,084 | 0,098 | 0,021 | 0,027 | - | - |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | 6,7 | 8,4 | 9,9 | 3,4 | 2,5 | 9,8 | 13,5 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 40 | 29 | 31 | 56 | 26 | 8 | 29 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Антигориты | | | | | | | |
|--|------------|------|------|------|------|---------|--------|---------|
| | № образца | | | | | | | |
| | 67 | 68 | 69 | 70 | 71 | 72 | 73 | 74 |
| SiO ₂ | | | | | | 40,90 | 41,61 | 44,70 |
| TiO ₂ | | | | | | 0,06 | 0,03 | Не обн. |
| Al ₂ O ₃ | 1,56 | | 1,77 | 1,10 | 0,96 | 1,80 | 3,37 | 0,50 |
| Cr ₂ O ₃ | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,34 | 1,38 | 1,56 | 1,03 | 1,19 | 2,02 | 2,15 | 0,07 |
| FeO | 6,89 | 5,25 | 4,23 | 4,11 | 3,73 | 6,09 | 1,70 | 0,29 |
| FeO' | 8,20 | 6,49 | 5,63 | 5,04 | 4,80 | 7,91 | 3,63 | 0,35 |
| MgO | | | | | | 35,58 | 38,48 | 42,05 |
| MnO | | | | | | 0,25 | 0,13 | |
| CaO | | | | | | Не обн. | 0,56 | 0,12 |
| NiO | | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | | | 0,01 | 0,19 | |
| K ₂ O | | | | | | 0,02 | 0,06 | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | 0,03 | |
| H ₂ O ⁺ | | | | | | | | 12,43 |
| H ₂ O ⁻ | | | | | | 0,79 | 0,29 | 0,06 |
| П.п.п. | | | | | | 12,20 | 12,31 | |
| CO ₂ | | | | | | | 0,09 | |
| CO ₃ | | | | | | | | |
| Сумма | | | | | | 99,72 | 100,00 | 100,22 |
| RO'/SiO ₂ | - | - | - | - | - | 1,46 | 1,48 | 1,41 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | - | - | - | - | - | 0,99 | 0,99 | 0,93 |
| FeO'/SiO ₂ | - | - | - | - | - | 0,162 | 0,074 | 0,007 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | - | - | - | - | - | 0,037 | 0,039 | 0,001 |
| FeO/SiO ₂ | - | - | - | - | - | 0,125 | 0,035 | 0,006 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | 10,6 | 8,6 | 7,4 | 6,6 | 6,3 | 11,2 | 5,1 | 0,5 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 15 | 19 | 25 | 18 | 22 | 25 | 53 | 18 |

Таблица I (продолжение)

| Компо- ненты | Антигориты | | | Хризотилы | | | | |
|--|------------|---------|-------|-----------|-------|-------|-------|-------|
| | № образца | | | | | | | |
| | | | | 2301 | 3885 | 19м | | |
| | 75 | 76 | 77 | 78 | 79 | 80 | 81 | 82 |
| SiO ₂ | 43,45 | 44,50 | 43,60 | 40,26 | | 39,36 | 41,44 | 40,95 |
| TiO ₂ | 0,02 | Не обн. | 0,01 | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,81 | 1,41 | 1,03 | 0,94 | 0,69 | 0,66 | 0,91 | 0,91 |
| Cr ₂ O ₃ | | 0,06 | 0,02 | | 0,03 | Сл. | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,88 | Не обн. | 0,90 | 2,39 | 2,16 | 1,03 | 1,47 | 2,07 |
| FeO | 0,69 | 0,35 | 0,81 | 0,42 | 0,93 | 0,74 | 0,36 | 0,54 |
| FeO' | 1,48 | 0,35 | 1,62 | 2,58 | 2,87 | 1,67 | 1,68 | 2,40 |
| MgO | 41,90 | 41,56 | 41,00 | 41,00 | 39,34 | 42,22 | 41,74 | 42,54 |
| MnO | Не обн. | Не обн. | 0,04 | | | 0,08 | 0,07 | 0,08 |
| CaO | 0,04 | 0,02 | 0,05 | | | 0,53 | 0,29 | 0,26 |
| NiO | | 0,095 | 0,16 | | | Сл. | | |
| CoO | | | | | | | | |
| Na ₂ O | 0,05 | Не обн. | 0,01 | | | Сл. | 0,01 | |
| K ₂ O | 0,02 | " | 0,03 | | | Сл. | 0,02 | |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 12,29 | 12,36 | 12,18 | 13,96 | 13,34 | 14,32 | | |
| H ₂ O ⁻ | 0,04 | Не обн. | 0,08 | 0,46 | | 0,58 | | |
| П.п.п. | | | | | | | 13,55 | 12,66 |
| CO ₂ | | | | | | | | |
| CO ₃ | | | | | | | | |
| Сумма | 100,19 | 100,36 | 99,92 | 99,43 | | 99,72 | 99,86 | 99,97 |
| RO'/SiO ₂ | 1,47 | 1,40 | 1,44 | 1,57 | - | 1,65 | 1,54 | 1,60 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 0,94 | 0,93 | 0,93 | 1,16 | - | 1,21 | 1,09 | 1,03 |
| FeO'/SiO ₂ | 0,030 | 0,007 | 0,030 | 0,054 | - | 0,035 | 0,033 | 0,050 |
| Fe ₂ O ₃ /SiO ₂ | 0,015 | 0 | 0,015 | 0,045 | - | 0,020 | 0,026 | 0,038 |
| FeO/SiO ₂ | 0,015 | 0,007 | 0,015 | 0,009 | - | 0,015 | 0,007 | 0,012 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | 2,0 | 0,5 | 2,3 | 3,4 | 3,9 | 2,1 | 2,2 | 3,0 |
| $\frac{Fe^{3+} \times 100}{Fe}$ | 54 | 0 | 50 | 84 | 68 | 54 | 79 | 78 |

Таблица 1 (продолжение)

| Компо- ненты | Хризотилы | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
| | № образца | | | | | | | |
| | 83 | 84 | 85 | 86 | 87 | 88 | 89 | 90 |
| SiO ₂ | 43,25 | 40,15 | 40,64 | 42,86 | 40,32 | 43,32 | 40,80 | 40,68 |
| TiO ₂ | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,45 | 2,38 | 1,47 | 0,20 | 0,91 | 0,45 | 1,25 | 0,20 |
| Cr ₂ O ₃ | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,47 | 2,00 | 1,47 | 0,76 | 0,98 | 0,69 | 1,72 | 2,12 |
| FeO | 0,36 | 0,36 | 0,54 | 0,36 | 0,08 | 0,27 | 0,54 | 0,18 |
| FeO' | 1,69 | 2,16 | 1,87 | 1,04 | 0,96 | 0,89 | 2,09 | 2,09 |
| MgO | 41,76 | 40,69 | 41,17 | 42,35 | 42,39 | 41,95 | 41,42 | 41,42 |
| MnO | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 0,06 | 0,09 | 0,10 |
| CaO | 0,26 | 0,16 | 0,34 | 0,57 | 0,26 | 0,16 | 0,10 | 0,53 |
| NiO | | | | | | | | |
| CoO | | | | | | | | |
| Na ₂ O | | | | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| K ₂ O | | | | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| V ₂ O ₅ | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | | | | S=0,09 | S=0,13 | S=0,17 | S=0,11 | |
| H ₂ O ⁻ | | | | | | | | |

| | | | | | | | | |
|--|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|
| П.п.п. | 12,58 | 14,28 | 14,10 | 12,92 | 14,18 | 13,10 | 13,79 | 14,38 |
| CO ₂ | | | | | | | | |
| CO ₃ | | | | | | | | |
| Сумма | 100,19 | 100,08 | 99,79 | 100,23 | 99,38 | 100,20 | 99,86 | 99,65 |
| RO'/SiO ₂ | 1,48 | 1,56 | 1,56 | 1,51 | 1,60 | 1,46 | 1,56 | 1,58 |
| H ₂ O ⁺ /SiO ₂ | 0,97 | 1,19 | 1,16 | 1,01 | 1,17 | 1,01 | 1,13 | 1,18 |
| FeO'/SiO ₂ | 0,032 | 0,045 | 0,038 | 0,021 | 0,019 | 0,018 | 0,044 | 0,044 |
| Fe ₂ C ₃ /SiO ₂ | 0,025 | 0,037 | 0,027 | 0,014 | 0,018 | 0,012 | 0,032 | 0,040 |
| FeO/SiO ₂ | 0,007 | 0,007 | 0,012 | 0,007 | 0,001 | 0,006 | 0,012 | 0,004 |
| $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ | 2,2 | 3,0 | 2,4 | 1,3 | 1,2 | 1,1 | 2,7 | 2,7 |
| $\frac{Fe^3 \times 100}{Fe}$ | 78 | 83 | 71 | 66 | 92 | 70 | 74 | 91 |

Кристаллохимические формулы серпентиновых минералов

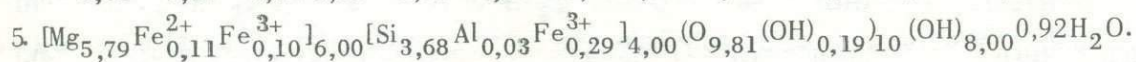
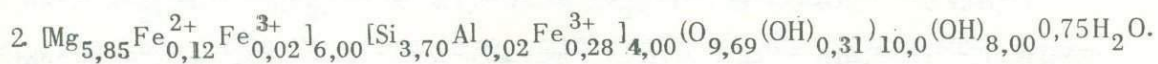


Таблица I (продолжение)

7. $[Mg_{5,77} Fe_{0,12}^{2+} Cr_{0,01} Fe_{0,10}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,68} Al_{0,02} Fe_{0,30}^{3+}]_{4,00} (O_{9,74} (OH)_{0,26})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,82} H_2O$.
8. $[Mg_{5,46} Fe_{0,19}^{2+} Fe_{0,35}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,84} Al_{0,06} Fe_{0,10}^{3+}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,19} (OH)_{7,81}))_{8,00}^{0,54} H_2O$.
9. $[Mg_{5,71} Fe_{0,09}^{2+} Cr_{0,01} Fe_{0,19}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,82} Al_{0,05} Fe_{0,13}^{3+}]_{4,00} (O_{10,00} (OH)_{8,00})^{0,43} H_2O$.
10. $[Mg_{5,82} Fe_{0,17}^{2+} Cr_{0,01}]_{6,00} [Si_{3,66} Al_{0,03} Fe_{0,31}^{3+}]_{4,00} (O_{9,66} (OH)_{0,34})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,83} H_2O$.
12. $[Mg_{5,76} Fe_{0,17}^{2+} Cr_{0,01} Fe_{0,06}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,74} Al_{0,02} Fe_{0,24}^{3+}]_{4,00} (O_{9,31} (OH)_{0,69})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,22} H_2O$.
13. $[Mg_{5,73} Fe_{0,19}^{2+} Cr_{0,01} Fe_{0,07}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,66} Al_{0,07} Fe_{0,27}^{3+}]_{4,00} (O_{9,72} (OH)_{0,28})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,69} H_2O$.
14. $[Mg_{5,76} Fe_{0,19}^{2+} Cr_{0,01} Fe_{0,04}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,66} Al_{0,09} Fe_{0,25}^{3+}]_{4,00} (O_{9,72} (OH)_{0,28})_{10,00}^{0,86} H_2O$.
15. $[Mg_{5,77} Fe_{0,20}^{2+} Fe_{0,03}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,62} Al_{0,12} Fe_{0,26}^{3+}]_{4,00} (O_{9,63} (OH)_{0,37})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,63} H_2O$.
16. $[Mg_{5,66} Fe_{0,18}^{2+} Fe_{0,16}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,72} Al_{0,09} Fe_{0,19}^{3+}]_{4,00} (O_{9,88} (OH)_{0,12})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,81} H_2O$.
17. $[Mg_{5,77} Fe_{0,17}^{2+} Fe_{0,06}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,63} Al_{0,02} Fe_{0,35}^{3+}]_{4,00} (O_{9,69} (OH)_{0,31})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,76} H_2O$.
18. $[Mg_{5,63} Fe_{0,35}^{3+} Cr_{0,02}]_{6,00} [Si_{3,71} Al_{0,28} Fe_{0,01}^{3+}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,18} (OH)_{7,82}))_{8,00}^{0,17} H_2O$.
19. $[Mg_{5,47} Fe_{0,07}^{2+} Cr_{0,01} Al_{0,06} Fe_{0,36}^{3+}]_{5,97} [Si]_{4,03} (O_{10,00} (O_{0,45} (OH)_{7,55}))_{8,00}^{0,34} H_2O$.
20. $[Mg_{5,66} Fe_{0,01}^{2+} Fe_{0,24}^{3+} Al_{0,09}]_{6,00} [Si_{3,81} Al_{0,19}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,10} (OH)_{7,90}))_{8,00}^{0,30} H_2O$.
22. $[Mg_{4,98} Fe_{0,02}^{2+} Fe_{0,21}^{30} Cr_{0,03} Al_{0,76}]_{6,00} [Si_{3,86} Al_{0,14}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,86} (OH)_{7,14}))_{8,00}^{0,56} H_2O$.
23. $[Mg_{5,66} Fe_{0,03}^{2+} Fe_{0,30}^{3+} Al_{0,01}]_{6,00} [Si_{3,85} Al_{0,15}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,14} (OH)_{7,86}))_{8,00}^{0,33} H_2O$.
24. $[Mg_{5,89} Fe_{0,02}^{2+} Fe_{0,09}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,87} Al_{0,08} Fe_{0,05}^{3+}]_{4,00} (O_{9,96} (OH)_{0,04})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,34} H_2O$.
25. $[Mg_{5,66} Fe_{0,34}^{3+}]_{4,00} [Si_{3,87} Al_{0,05} Fe_{0,08}^{3+}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,12} (OH)_{7,79}))_{8,00}^{0,57} H_2O$.
26. $[Mg_{5,72} Fe_{0,28}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,89} Fe_{0,11}^{3+}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,17} (OH)_{7,83}))_{8,00}^{0,45} H_2O$.
27. $[Mg_{5,92} Fe_{0,01}^{2+} Fe_{0,07}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,92} Al_{0,06} Fe_{0,02}^{3+}]_{4,00} (O_{9,99} (OH)_{0,01})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,32} H_2O$.
28. $[Mg_{5,96} Ca_{0,02} Fe_{0,01}^{2+} Fe_{0,01}^{3+}]_{6,00} [Si_{3,92} Al_{0,02} Fe_{0,06}^{3+}]_{4,00} (O_{9,91} (OH)_{0,09})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,30} H_2O$.
29. $[Mg_{5,99} Fe_{0,01}^{2+}]_{6,00} [Si_{3,72} Al_{0,06} Fe_{0,14}^{3+} Fe_{0,06}^{2+} Ca_{0,02}]_{4,00} (O_{9,68} (OH)_{0,32})_{10,00} (OH)_{8,00}^{0,17} H_2O$.
30. $[Mg_{5,60} Ca_{0,02} Fe_{0,09}^{2+} Fe_{0,17}^{3+} Al_{0,12}]_{6,00} [Si_{3,94} Al_{0,06}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,10} (OH)_{7,90}))_{8,00}^{0,18} H_2O$.
31. $[Mg_{5,62} Ca_{0,09} Fe_{0,11}^{2+} Fe_{0,16}^{3+} Al_{0,02}]_{6,00} [Si_{3,91} Al_{0,09}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,09} (OH)_{7,91}))_{8,00}$. Дефицит 0,27% H_2O .
32. $[Mg_{5,69} Ni_{0,02} Ca_{0,05} Fe_{0,24}^{2+}]_{6,00} [Si_{3,60} Al_{0,10} Fe_{0,13}^{3+} Fe_{0,17}^{2+}]_{4,00} (OH)_{8,00} (O_{9,43} (OH)_{0,57})_{10,00}$. Дефицит 0,83% H_2O .
44. $[Mg_{5,71} Fe_{0,10}^{2+} Fe_{0,07}^{3+} Al_{0,07}]_{5,95} [Si]_{4,05} (O_{10,00} (O_{0,24} (OH)_{7,76}))_{8,00}$.
59. $[Mg_{5,55} Fe_{0,39}^{2+} Fe_{0,05}^{3+} Al_{0,01}]_{6,00} [Si]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,06} (OH)_{7,94}))_{8,00}$.
60. $[Mg_{5,20} Fe_{0,21}^{2+} Fe_{0,15}^{3+} Al_{0,41} Mn_{0,02} Ca_{0,01}]_{6,00} [Si_{3,90} Al_{0,10}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,42} (OH)_{7,58}))_{8,00}$.
61. $[Mg_{5,30} Fe_{0,33}^{2+} Fe_{0,14}^{3+} Ca_{0,02} Al_{0,21}]_{6,00} [Si]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,29} (OH)_{7,71}))_{8,00}$. Дефицит 0,30% H_2O .
62. $[Mg_{5,21} Fe_{0,38}^{2+} Fe_{0,17}^{3+} Al_{0,18} Mn_{0,03} Ca_{0,03}]_{6,00} [Si_{3,90} Al_{0,10}]_{4,00} (O_{10,00} (O_{0,25} (OH)_{7,75}))_{8,00}$. Дефицит 1,02% H_2O .

Таблица I (продолжение)

63. $[Mg_{5,28}Fe_{0,08}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Al_{0,43}Ca_{0,11}]_6,00[Si_{3,87}Al_{0,13}]_4,00O_{10,00}(O_{0,42}(OH)_{7,58})_8,00^{0,21}H_2O$.
64. $[Mg_{5,62}Fe_{0,11}^{2+}Fe_{0,03}^{3+}Al_{0,17}Ca_{0,07}]_6,00[Si_{3,89}Al_{0,11}]_4,00O_{10,00}(O_{0,09}(OH)_{7,91})_8,00$, Дефицит 0,42% H_2O .
72. $[Mg_{5,15}Fe_{0,50}^{2+}Fe_{0,15}^{3+}Mn_{0,02}Al_{0,18}]_6,00[Si_{3,97}Al_{0,03}]_4,00O_{10,00}(O_{0,30}(OH)_{7,70})_8,00^{0,1}H_2O$.
73. $[Mg_{5,37}Fe_{0,13}^{2+}Fe_{0,15}^{3+}Mn_{0,01}Ca_{0,06}Na_{0,02}Al_{0,26}]_6,00[Si_{3,89}Al_{0,11}]_4,00O_{10,00}(O_{0,29}(OH)_{7,71})_8,00$
78. $[Mg_{5,82}Fe_{0,06}^{2+}Fe_{0,12}^{3+}]_6,00[Si_{3,84}Al_{0,11}Fe_{0,05}^{3+}]_4,00(O_{9,92}(OH)_{0,08})_{10,00}(OH)_{8,00}^{0,41}H_2O$.
80. $[Mg_{6,00}Ca_{0,05}Fe_{0,06}^{2+}]_6,11[Si_{3,75}Al_{0,07}Fe_{0,07}^{3+}]_3,89(O_{9,64}(OH)_{0,36})_{10,00}(OH)_{8,00}^{0,37}H_2O$.
81. $[Mg_{5,84}Fe_{0,03}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Ca_{0,02}Al_{0,01}]_6,00[Si_{3,91}Al_{0,09}]_4,00O_{10,00}(O_{0,04}(OH)_{7,96})_8,00^{0,27}H_2O$.
82. $[Mg_{5,88}Fe_{0,04}^{2+}Ca_{0,03}Fe_{0,05}^{3+}]_6,00[Si_{3,81}Al_{0,10}Fe_{0,09}^{3+}]_4,00(O_{9,86}(OH)_{0,14})_{10,00}(OH)_{8,00}$.
83. $[Mg_{5,77}Fe_{0,03}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Ca_{0,03}Al_{0,05}]_5,98[Si]_{4,02}O_{10,00}(O_{0,15}(OH)_{7,85})_8,00$.
84. $[Mg_{5,73}Fe_{0,03}^{2+}Ca_{0,02}Fe_{0,15}^{3+}Al_{0,07}]_6,00[Si_{3,80}Al_{0,20}]_4,00O_{10,00}(O_{0,04}(OH)_{7,96})_8,00^{0,52}H_2O$.
85. $[Mg_{5,82}Fe_{0,04}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Ca_{0,03}Al_{0,01}]_6,00[Si_{3,85}Al_{0,15}]_4,00(O_{9,96}(OH)_{0,04})_{10,00}(OH)_{8,00}^{0,43}H_2O$.

86. $[Mg_{5,86}Fe_{0,03}^{2+}Fe_{0,05}^{3+}Ca_{0,06}]_6,00[Si_{3,98}Al_{0,02}]_4,00O_{10,00}(O_{0,05}(OH)_{7,95})_8,00$.
87. $[Mg_{5,98}Ca_{0,03}]_6,01[Si_{3,82}Al_{0,10}Fe_{0,07}^{3+}]_3,99(O_{9,81}(OH)_{0,19})_{10,00}(OH)_{8,00}^{0,38}H_2O$.
88. $[Mg_{5,84}Ca_{0,02}Fe_{0,02}^{2+}Fe_{0,04}^{3+}Al_{0,05}]_5,97[Si]_{4,03}O_{10,00}(O_{0,19}(OH)_{7,81})_8,00^{0,17}H_2O$.
89. $[Mg_{5,83}Ca_{0,01}Fe_{0,04}^{2+}Fe_{0,12}^{3+}]_6,00[Si_{3,86}Al_{0,14}]_4,00(O_{9,98}(OH)_{0,02})_{10,00}(OH)_{8,00}^{0,33}H_2O$.
90. $[Mg_{5,89}Ca_{0,05}Mn_{0,01}Fe_{0,03}^{2+}Fe_{0,03}^{3+}]_6,00[Si_{3,86}Al_{0,02}Fe_{0,12}^{3+}]_4,00(O_{9,87}(OH)_{0,13})_{10,00}(OH)_{8,00}^{0,50}H_2O$.

Анализы 1-22, 33-59, 78-79 выполнены в химико-спектральной лаборатории Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, аналитики Л.И.Метих, М.К. Цап, Т.И. Фипинкова.

Петельчатые серпентины: а) из дунитов массивов: 1-7 - Кытлымского, Северный Урал, 8-9 - Нижне-Тагильского, Средний Урал, 10 - Нуралинского, Южный Урал, 11-12 - Рай-Из, Полярный Урал; б) из гарцбургитов: 13-17 - Восточно-Тагильского массива, Средний Урал.

Лизардиты из серпентинитов массивов: 18 - Сарановского, Средний Урал; 19 - Баженовского; 20-21 - Нуралинского; 22 - Джетыгаринского, Южный Урал; 23 - средний состав из шести анализов Пейджа (Page, 1968); 24-26 - анализы Уиттейкера и Уикса (Whittaker, Wicks, 1970); 27-28 - Дира и др. (1965-1966).

"Лизардиты I генерации": 29-30 - В.Р.Артемова (1967); 31 - Р.В.Колбанцева (1971); 32 - Г.В.Пинуса и др. (1973).

Антигориты из серпентинитов массивов: 33-35 - Баженовского; 36 - Нижне-Тагильского; 37 - Верхне-Тагильского, Средний Урал; 38 - Уктусского, Средний Урал; 39-42 - Успенского, Южный Урал; 43 - Шевченковского, Южный Урал; 44 - ст. Флюс, Средний Урал; 45 - горы Хрустальной; 46 - Рай-Из; 47-59 - Полевского, Средний Урал; 60-64 - Сарановского (Варлаков и др., 1970); 65-72 - Печенги (Корнилов, 1961); 73 - Белозерской магнитной аномалии (Гузенко и др., 1962); 74-77 - У.Дира и др. (1965-1966).

Хризотилы из серпентинитов массивов: 73 - Баженовского; 79 - Восточно-Тагильского; 80 - Киёмбаевского, Южный Урал; 81-90 - Восточного Саяна (неопубликованные данные А.Н.Сутурина).

Таблица II

Химический состав, параметры элементарной ячейки и результаты терромагнитных исследований магнетитов из уральских серпентинитов

| Компоненты (вес.%) | № образца | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| | С-403 | | Д-353 | | 2301 | | 26 | |
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | |
| SiO ₂ | 10,25 | - | 12,26 | - | 5,88 | - | 10,46 | - |
| TiO ₂ | 0,23 | 0,31 | 0,16 | 0,23 | 0,12 | 0,15 | 0,12 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | | <0,005 | 1,15 | 0,18 | 1,76 | <0,005 | 0,75 | <0,005 |
| Cr ₂ O ₃ | | 4,57 | 2,17 | 0,17 | 1,82 | <0,001 | 0,91 | <0,001 |
| Fe ₂ O ₃ | 55,38 | 72,14 | 49,50 | 73,29 | 58,30 | 71,29 | 52,69 | 71,04 |
| FeO | 15,96 | 21,20 | 16,52 | 23,62 | 21,55 | 25,51 | 19,76 | 26,68 |
| MgO | 11,49 | 1,52 | 11,86 | 1,73 | 7,78 | 2,18 | 10,16 | 1,59 |
| CaO | | - | 0,03 | - | 0,06 | - | 0,03 | - |
| MnO | | - | 0,39 | 0,59 | 0,28 | 0,35 | 0,13 | 0,18 |
| NiO | 0,26 | 0,26 | 0,25 | 0,14 | 0,38 | 0,47 | 0,25 | 0,34 |
| CoO | | - | 0,038 | 0,05 | 0,038 | 0,047 | 0,005 | 0,007 |
| V ₂ O ₅ | | - | - | - | - | - | - | - |
| П.п.п. | 5,71 | - | 4,87 | - | 2,53 | - | 4,10 | - |
| Сумма | 93,97 | 100,00 | 99,20 | 100,00 | 99,80 | 100,00 | 99,36 | 100,00 |

Пересчет на минапы (мол.%)

| | | | | |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| 2FeO · TiO ₂ | 0,82 | 0,65 | 0,45 | 0,45 |
| FeO · Al ₂ O ₃ | - | 0,43 | - | - |
| MgO · Cr ₂ O ₃ | 6,17 | 0,22 | - | - |
| MgO · Fe ₂ O ₃ | 1,65 | 9,03 | 12,28 | 8,95 |
| MnO · Fe ₂ O ₃ | - | 1,72 | 1,12 | 0,67 |
| NiO · Fe ₂ O ₃ | 0,82 | 0,43 | 1,34 | 0,89 |
| FeO · Fe ₂ O ₃ | 59,06 | 68,82 | 78,35 | 82,33 |
| γ-Fe ₂ O ₃ | 31,48 | 18,71 | 6,47 | 6,71 |
| Fe ³⁺ /Fe × 100 | 75,4 | 73,6 | 71,5 | 70,6 |

Таблица II (продолжение)

| Компоненты (вес.%) | № образца | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|--------|--------|--------|---------|---------|-------|--------|
| | 2159 | | 2332 | | 2246 | | 2671 | |
| | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | |
| SiO ₂ | 6,12 | - | 11,00 | - | 3,24 | - | 3,32 | - |
| TiO ₂ | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | He обн. | He обн. | 0,06 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 1,17 | - | 2,01 | 0,005 | 1,67 | - | 3,34 | <0,005 |
| Cr ₂ O ₃ | 3,64 | 2,71 | 4,45 | 0,76 | 2,93 | 0,84 | 1,31 | <0,001 |
| Fe ₂ O ₃ | 55,10 | 68,90 | 45,91 | 70,51 | 59,90 | 69,64 | 56,70 | 69,35 |
| FeO | 21,55 | 26,20 | 17,60 | 26,22 | 24,42 | 27,52 | 23,70 | 28,47 |
| MgO | 8,04 | 1,45 | 12,88 | 0,95 | 5,52 | 1,56 | 5,72 | 1,59 |
| CaO | 0,05 | - | 0,06 | - | 0,06 | - | 0,08 | - |
| MnO | 0,26 | 0,33 | 0,02 | 0,03 | 0,20 | 0,23 | 0,14 | 0,17 |
| NiO | 0,26 | 0,33 | 0,88 | 1,40 | 0,15 | 0,18 | 0,25 | 0,31 |
| CoO | 0,025 | 0,03 | 0,018 | 0,03 | 0,023 | 0,03 | 0,004 | 0,005 |
| V ₂ O ₅ | - | - | 0,025 | 0,04 | - | - | - | - |
| П.п.п. | 4,11 | - | 5,98 | - | 2,32 | - | 3,42 | - |
| Сумма | 99,82 | 100,00 | 100,87 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 97,65 | 100,00 |

Пересчет на миналы (мол.%)

| | | | | |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| 2FeO • TiO ₂ | - | 0,22 | - | 0,23 |
| FeO • Al ₂ O ₃ | - | - | - | - |
| MgO • Cr ₂ O ₃ | 4,01 | 1,12 | 1,13 | - |
| MgO • Fe ₂ O ₃ | 4,01 | 4,25 | 7,72 | 9,07 |
| MnO • Fe ₂ O ₃ | 1,11 | - | 0,68 | 0,45 |
| NiO • Fe ₂ O ₃ | 0,89 | 4,25 | 0,68 | 0,91 |
| FeO • Fe ₂ O ₃ | 81,30 | 81,21 | 86,84 | 89,34 |
| γ-Fe ₂ O ₃ | 8,68 | 8,95 | 2,95 | - |
| Fe ³⁺ /Fe × 100 | 70,3 | 70,8 | 69,6 | 68,7 |

Таблица II (продолжение)

| Компоненты (вес.%) | № образца | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|---------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|
| | 2251 | | У-36 | | 3885 | | 5627 | |
| | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | |
| SiO ₂ | 4,04 | - | 6,16 | - | 3,04 | - | 3,96 | - |
| TiO ₂ | 0,13 | 0,16 | 0,30 | 0,39 | 0,24 | 0,27 | 0,15 | 0,17 |
| Al ₂ O ₃ | Не обн. | - | 3,37 | <0,005 | 2,59 | <0,005 | 0,69 | 0,005 |
| Cr ₂ O ₃ | 4,15 | Не опр. | 2,83 | 1,00 | 1,43 | <0,001 | 1,37 | 0,52 |
| Fe ₂ O ₃ | 59,89 | 71,52 | 55,10 | 70,96 | 63,09 | 71,03 | 60,68 | 69,38 |
| FeO | 23,70 | 28,03 | 20,10 | 25,88 | 24,42 | 26,11 | 25,14 | 28,30 |
| MgO | 5,24 | Не опр. | 6,61 | 1,07 | 4,15 | 2,23 | 4,86 | 0,92 |
| CaO | 0,08 | - | 0,05 | - | 0,10 | - | 0,04 | - |
| MnO | 0,14 | 0,17 | 0,37 | 0,48 | 0,27 | 0,30 | 0,22 | 0,25 |
| NiO | 0,10 | 0,12 | 0,12 | 0,023 | 0,038 | 0,04 | 0,28 | 0,32 |
| CoO | 0,007 | 0,008 | 0,004 | 0,005 | 0,017 | 0,02 | 0,038 | 0,04 |
| V ₂ O ₅ | - | - | - | - | - | - | - | - |
| П,п,п. | 2,90 | - | 3,11 | - | 1,15 | - | 1,71 | - |
| Сумма | 100,13 | 100,00 | 97,64 | 100,00 | 100,21 | 100,0 | 99,14 | 100,00 |

Пересчет на миналы (мол.%)

| | | | |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|
| 2FeO · TiO ₂ | 1,09 | 0,89 | 0,45 |
| FeO · Al ₂ O ₃ | - | - | - |
| MgO · Cr ₂ O ₃ | 1,53 | - | 0,68 |
| MgO · Fe ₂ O ₃ | 4,16 | 12,47 | 4,31 |
| MnO · Fe ₂ O ₃ | 1,53 | 0,89 | 0,91 |
| NiO · Fe ₂ O ₃ | 0,66 | - | 0,91 |
| FeO · Fe ₂ O ₃ | 76,59 | 79,06 | 88,65 |
| γ-Fe ₂ O ₃ | 14,44 | 6,68 | 4,09 |
| Fe ³⁺ /Fe × 100 | 69,6 | 71,2 | 68,9 |

Таблица II (продолжение)

| Компоненты (вес.%) | № образца | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|--------|--------|---------|-------|---------|-------|---------|
| | С-430 | | К-2209 | | 5687 | | 2800 | |
| | 13 | | 14 | | 15 | | 16 | |
| SiO ₂ | 8,25 | - | 2,59 | - | 4,51 | - | 1,86 | - |
| TiO ₂ | 0,24 | 0,30 | 0,08 | 0,09 | 0,16 | 0,19 | 0,19 | 0,22 |
| Al ₂ O ₃ | 1,29 | <0,005 | 0,96 | <0,005 | 0,89 | <0,005 | 0,31 | He опр. |
| Cr ₂ O ₃ | 1,21 | 0,59 | 1,31 | He обн. | 1,28 | 0,18 | 5,26 | " |
| Fe ₂ O ₃ | 55,49 | 69,82 | 61,91 | 69,65 | 60,68 | 71,07 | 61,08 | 71,12 |
| FeO | 22,63 | 28,29 | 27,29 | 29,16 | 24,78 | 28,41 | 24,07 | 28,04 |
| MgO | 7,18 | 0,84 | 3,30 | 0,30 | 3,66 | He опр. | 3,42 | He опр. |
| CaO | 0,03 | - | 0,06 | - | 0,02 | - | 0,05 | - |
| MnO | 0,11 | 0,11 | 0,18 | 0,20 | 0,10 | 0,12 | 0,26 | 0,30 |
| NiO | 0,076 | 0,14 | 0,51 | 0,57 | 0,012 | 0,014 | 0,19 | 0,22 |
| CoO | 0,004 | 0,01 | 0,025 | 0,03 | 0,017 | 0,02 | 0,038 | 0,044 |
| V ₂ O ₅ | - | - | - | - | - | - | - | - |
| П.п.п. | 3,18 | - | 2,36 | - | 3,23 | - | 3,74 | - |
| Сумма | 99,70 | 100,00 | 99,86 | 100,00 | 99,23 | 100,00 | 99,67 | 100,90 |

Пересчет на миналы (мол. %)

| | | | | |
|--------------------------------------|-------|-------|------|------|
| 2FeO · TiO ₂ | 0,90 | 0,23 | | |
| FeO · Cr ₂ O ₃ | - | - | | |
| MgO · Cr ₂ O ₃ | 0,90 | - | | |
| MgO · Fe ₂ O ₃ | 4,72 | 1,60 | | |
| MnO · Fe ₂ O ₃ | - | 0,69 | | |
| NiO · Fe ₂ O ₃ | 0,45 | 1,83 | | |
| FeO · Fe ₂ O ₃ | 85,84 | 92,45 | | |
| γ-Fe ₂ O ₃ | 7,19 | 3,20 | | |
| Fe ³⁺ /Fe × 100 | 68,9 | 68,2 | 69,2 | 69,6 |

Таблица II (продолжение)

| Компоненты (вес.%) | № образца | | | | | |
|--------------------------------|-----------|--------|--------|--------|---------|---------|
| | 1 х-1 | | д 2809 | | 328 | |
| | 17 | | 18 | | 19 | |
| SiO ₂ | 2,34 | - | 5,52 | - | 2,68 | - |
| TiO ₂ | 0,18 | 0,20 | 0,14 | 0,17 | 0,09 | 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | 0,08 | - | 1,37 | - | 0,08 | <0,005 |
| Cr ₂ O ₃ | 3,83 | 0,99 | 2,68 | 1,28 | Не обн. | Не обн. |
| Fe ₂ O ₃ | 64,27 | 70,53 | 57,08 | 69,61 | 65,28 | 69,54 |
| FeO | 24,78 | 26,14 | 24,07 | 28,29 | 28,37 | 30,14 |
| MgO | 3,06 | 1,91 | 6,00 | 0,12 | 2,54 | Не обн. |
| CaO | 0,05 | - | 0,04 | - | Не обн. | " |
| MnO | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,18 | 0,12 | 0,12 |
| NiO | 0,038 | 0,04 | 0,114 | 0,14 | 0,025 | 0,025 |
| CoO | 0,004 | 0,004 | 0,17 | 0,21 | 0,06 | 0,06 |
| V ₂ O ₅ | - | - | - | - | 0,014 | 0,014 |
| П.п.п. | 1,04 | - | 2,59 | - | 1,12 | |
| Сумма | 99,63 | 100,00 | 99,91 | 100,00 | 100,38 | 100,00 |

Пересчет на миналы (мол.%)

| | | | |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|
| 2FeO · TiO ₂ | 0,67 | 0,45 | 0,22 |
| FeO · Al ₂ O ₃ | - | - | - |
| MgO · Cr ₂ O ₃ | 1,55 | 0,67 | - |
| MgO · Fe ₂ O ₃ | 8,88 | - | - |
| MnO · Fe ₂ O ₃ | 0,44 | 0,67 | 0,22 |
| NiO · Fe ₂ O ₃ | - | 0,45 | - |
| FeO · Fe ₂ O ₃ | 79,56 | 85,91 | 93,94 |
| γ-Fe ₂ O ₃ | 9,10 | 9,84 | 5,62 |
| CoO · Fe ₂ O ₃ | - | 0,67 | - |
| FeO · Cr ₂ O ₃ | - | 1,34 | - |
| Fe ³⁺ /Fe × 100 | 70,7 | 68,8 | 67,5 |

Таблица II (продолжение)

| Компоненты (вес.%) | № к № образца | | | |
|--------------------------------|---------------|---------|-------|--------|
| | С-241 | | 1396 | |
| | 20 | | 21 | |
| SiO ₂ | 11,85 | - | 3,65 | - |
| TiO ₂ | 0,18 | 0,28 | 0,35 | 0,35 |
| Al ₂ O ₃ | 1,05 | 0,005 | 2,01 | <0,005 |
| Cr ₂ O ₃ | 3,49 | Не обн. | 2,92 | <0,001 |
| Fe ₂ O ₃ | 45,70 | 69,76 | 55,29 | 68,53 |
| FeO | 19,58 | 29,81 | 24,78 | 30,71 |
| MgO | 10,96 | 0,15 | 4,41 | <0,001 |
| CaO | 0,002 | - | - | - |
| MnO | - | - | 0,22 | 0,22 |
| NiO | - | - | 0,09 | 0,09 |
| CoO | - | - | 0,055 | 0,06 |
| V ₂ O ₅ | - | - | 0,036 | 0,04 |
| П.п.п. | 4,51 | - | - | - |
| Сумма | 97,34 | 100,00 | 93,72 | 100,00 |

Пересчет на миналы (мол.%)

| | | |
|--------------------------------------|-------|-------|
| 2FeO • TiO ₂ | 0,91 | 1,15 |
| FeO • Al ₂ O ₃ | - | - |
| MgO • Cr ₂ O ₃ | - | - |
| MgO • Fe ₂ O ₃ | 0,91 | - |
| MnO • Fe ₂ O ₃ | - | 0,69 |
| NiO • Fe ₂ O ₃ | - | 0,23 |
| FeO • Fe ₂ O ₃ | 92,29 | 96,08 |
| γ-Fe ₂ O ₃ | 5,89 | 1,84 |
| Fe ³⁺ /Fex100 | 67,7 | 66,8 |

Таблица II (продолжение)

Количество ионов в пересчете на 32 (0)

| Компонент | № образца | | | | |
|---|-----------|-------|---------|---------|---------|
| | С-403 | Д-353 | 2301 | 26 | 2159 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Ti ⁴⁺ | 0,07 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | Не обн. |
| Al | Не обн. | 0,07 | Не обн. | Не обн. | " |
| Cr ³⁺ | 1,06 | 0,04 | " | " | 0,66 |
| Fe ³⁺ | 15,82 | 16,57 | 16,19 | 16,20 | 15,70 |
| Fe ²⁺ | 5,16 | 5,92 | 6,45 | 6,77 | 6,65 |
| Mg | 0,67 | 0,78 | 1,00 | 0,73 | 0,66 |
| Mn | Не опр. | 0,14 | 0,09 | 0,05 | 0,09 |
| Ni | 0,07 | 0,04 | 0,11 | 0,08 | 0,07 |
| Сумма | 22,85 | 23,61 | 23,88 | 23,87 | 23,83 |
| Параметры элементарной ячейки, Å | | | | | |
| Измеренный | 8,389 | 8,390 | 8,392 | 8,392 | 8,393 |
| Рассчитанный | 8,389 | 8,392 | 8,393 | 8,394 | 8,393 |
| Без учета γ-Fe ₂ O ₃ | 8,394 | 8,396 | 8,396 | 8,396 | 8,396 |

Результаты термомагнитных исследований

| Общий вид термомагнитной кривой | Необратимые | | | | |
|-------------------------------------|-------------|------------|-----|-----|-----|
| | трехфазная | двухфазная | | | |
| | | 4 | 2 | 2 | 2 |
| Точка Кюри (°C): | | | | | |
| при нагревании | 580 | 574 | 568 | 576 | 569 |
| при охлаждении | 580 | 581 | 576 | 582 | 569 |
| расчетная | 571 | 574 | 567 | 570 | 571 |
| Коэрцитивная сила (эрстеды): | | | | | |
| до нагревания | 53 | 30 | 61 | 53 | 45 |
| после нагревания | - | 53 | 53 | 46 | 45 |
| Изменение κ после нагревания (%) | 55 | 52 | 6 | 10 | 32 |

Таблица II (продолжение)

Количество ионов в пересчете на 32(0)

| Катионы | № образца | | | | | | |
|------------------|-----------|---------|---------|------|---------|---------|---------|
| | 2332 | 2246 | 2671 | 2251 | У-36 | 3885 | 5627 |
| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Ti ⁴⁺ | 0,02 | Не обн. | 0,02 | | 0,09 | 0,07 | 0,04 |
| Al | Не обн. | " | Не обн. | | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| Cr ³⁺ | 0,18 | 0,18 | " | | 0,25 | " | 0,11 |
| Fe ³⁺ | 16,15 | 15,94 | 15,92 | | 16,16 | 16,12 | 15,98 |
| Fe ²⁺ | 6,68 | 7,0 | 7,24 | | 6,54 | 6,58 | 7,24 |
| Mg | 0,44 | 0,71 | 0,73 | | 0,47 | 1,02 | 0,40 |
| Mn | Не обн. | 0,05 | 0,04 | | 0,13 | 0,07 | 0,07 |
| Ni | 0,35 | 0,05 | 0,07 | | 0,05 | Не обн. | 0,07 |
| Сумма | 23,82 | 23,93 | 24,02 | | 23,69 | 23,86 | 23,91 |

Параметры элементарной ячейки, Å

| | | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Измеренный | 8,394 | 8,394 | 8,394 | 8,394 | 8,395 | 8,395 | 8,395 |
| Рассчитанный | 8,394 | 8,394 | 8,394 | | 8,395 | 8,395 | 8,395 |
| Без учета γ-Fe ₂ O ₃ | 8,396 | 8,395 | 8,394 | | 8,398 | 8,395 | 8,396 |

Результаты термомагнитных исследований

| Общий вид термомагнитной кривой | Необратимые | | | | | | |
|----------------------------------|-------------|------------|-----|------------|------------|------------|------------|
| | двухфазная | однофазные | | двухфазная | трехфазная | однофазная | двухфазная |
| | | 3 | 1 | | | | |
| Группы | 2 | 3 | 1 | 3 | 4 | 1 | 3 |
| Точка Кюри (°C): | | | | | | | |
| при нагревании | 580 | 576 | 571 | 576 | 572 | 564 | 560 |
| при охлаждении | 582 | 586 | 576 | 578 | 584 | 570 | 564 |
| расчетная | 574 | 573 | 571 | - | 568 | 564 | 572 |
| Коэрцитивная сила (эрстеды): | | | | | | | |
| при нагревании | - | 68 | 53 | 68 | - | 53 | 53 |
| после нагревания | - | 53 | 38 | 53 | 53 | 46 | 45 |
| Изменение κ после нагревания (%) | 10 | 27 | 14 | 25 | - | 20 | 18 |

Таблица II (продолжение)

Количество ионов в пересчете на 32 (O)

| Катионы | № образца | | | | |
|------------------|-----------|---------|------|------|---------|
| | BC-430 | K-2209 | 5687 | 2800 | X-1 |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| Ti ⁴⁺ | 0,07 | 0,02 | | | 0,05 |
| Al | Не обн. | Не обн. | | | Не обн. |
| Cr ³⁺ | 0,15 | Не обн. | | | 0,25 |
| Fe ³⁺ | 16,00 | 16,09 | | | 16,01 |
| Fe | 7,21 | 7,49 | | | 6,61 |
| Mg | 0,38 | 0,13 | | | 0,85 |
| Mn | Не обн. | 0,06 | | | 0,04 |
| Ni | 0,04 | 0,15 | | | Не обн. |
| Сумма | 23,85 | 23,94 | | | |

Параметры элементарной ячейки, Å

| | | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|
| Измеренный | 8,395 | 8,395 | 8,395 | 8,395 | 8,396 |
| Рассчитанный | 8,394 | 8,396 | - | - | 8,393 |
| Без учета γ-Fe ₂ O ₃ | 8,395 | 8,396 | - | - | 8,395 |

Результаты термомагнитных исследований

| Общий вид термомагнитной кривой | Необратимые | | | | |
|-------------------------------------|-------------|-----|-----|---|-----|
| | двухфазные | | | | |
| Группа | 2 | 2 | 3 | - | 3 |
| Точка Кюри (°C): | | | | | |
| при нагревании | 580 | 573 | 564 | - | 571 |
| при охлаждении | 580 | 579 | 564 | - | 579 |
| расчетная | 570 | 575 | - | - | 568 |
| Коэрцитивная сила (эрстеды): | | | | | |
| до нагревания | 68 | 68 | 68 | - | 76 |
| после нагревания | 53 | 46 | 53 | - | 68 |
| Изменение κ после нагревания (%) | 25 | 20 | 46 | - | 40 |

Таблица II (продолжение)

Количество ионов в пересчете на 32(O)

| Катионы | № образца | | | |
|------------------|-----------|---------|---------|---------|
| | 2809 | 528 | C-241 | 1396 |
| | 18 | 19 | 20 | 21 |
| Ti ⁴⁺ | 0,04 | 0,02 | 0,07 | 0,09 |
| Al | 0,06 | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| Cr ³⁺ | 0,33 | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| Fe ³⁺ | 16,00 | 16,12 | 16,09 | 15,33 |
| Fe | 7,23 | 7,76 | 7,64 | 7,91 |
| Mg | 0,066 | Не обн. | 0,07 | Не обн. |
| Mn | 0,06 | 0,02 | Не опр. | 0,06 |
| Ni | 0,04 | Не обн. | " | 0,02 |
| Сумма | 23,82 | 23,92 | 23,87 | 23,41 |

Параметры элементарной ячейки, Å

| | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|
| Измеренный | 8,396 | 8,397 | 8,398 | 8,399 |
| Рассчитанный | 8,394 | 8,395 | 8,395 | 8,397 |
| Без учета $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ | 8,396 | 8,396 | 8,396 | 8,397 |

Результаты термомагнитных исследований

| Общий вид термомагнитной кривой | Необратимая | Обратимая | Необратимые | |
|--|-------------|------------|-------------|------------|
| | двухфазная | однофазная | двухфазная | однофазная |
| Группа | 2 | 1 | 2 | 1 |
| Точка Кюри (°C): | | | | |
| при нагревании | 556 | 572 | 578 | 574 |
| при охлаждении | 563 | 582 | 582 | 582 |
| расчетная | 575 | 576 | 572 | 571 |
| Коэрцитивная сила (эрстеды): | | | | |
| до нагревания | 53 | 53 | 46 | 46 |
| после нагревания | 38 | 45 | 46 | 38 |
| Изменение κ после нагревания (%) | 7 | 0 | - | 37 |

Таблица II (окончание)

Анализы: 1 - магнетит из аподунитового хризотил-лизардитового серпентинита. Сарановский массив, Средний Урал. Количество магнетита около 10%. Магнетит находится в тонком прорастании с хризотилом. Оба минерала слагают сеть жилок двух генераций. Размер зерен магнетита ранней генерации 0,05-0,1, поздней - 0,01-0,05 мм.

2 - магнетит из апогарцбургитового хризотил-лизардитового серпентинита. Джетыгаринский массив, Южный Урал. Содержание магнетита 8%. Магнетит слагает прожилки мощностью до 1 мм.

3 - магнетит из апогарцбургитового хризотилового серпентинита. Баженовский массив, Средний Урал. Скв. 1, гл. 402 м. Содержание магнетита около 8%. Магнетит слагает прожилки мощностью 0,02-0,2 мм.

4 - магнетит из апогарцбургитового хризотил-лизардитового серпентинита. Нуралинский массив, Южный Урал. Количество магнетита 6%. Магнетит слагает неправильные зерна и прожилки мощностью до 0,1 мм. В периферических частях зерен развиты пластинки гематита в количестве около 5%.

5 - магнетит из почти нацело антигоритизированного гарцбургита. Баженовский массив, Средний Урал. Скв. 1956, гл. 23 м. Содержание магнетита около 5%. Магнетит представлен угловатыми зернами размером от тысячных долей до 0,1 мм.

6 - магнетит из апогарцбургитового хризотил-лизардитового серпентинита. Баженовский массив, Средний Урал. Скв. 1, гл. 777 м. Содержание магнетита около 5%. Форма выделения магнетита прожилковая.

7 - магнетит из апогарцбургитового антигоритового серпентинита. Баженовский массив, Средний Урал. Скв. 1956, гл. 940 м. Содержание магнетита 7%. Магнетит слагает угловатые зерна и прожилки мощностью от тысячных долей до 0,05 мм.

8 - магнетит из апогарцбургитового хризотил-лизардитового серпентинита. Алапаевский массив, Средний Урал.

9 - магнетит из апогарцбургитового брусит-антигоритового серпентинита. Баженовский массив, Средний Урал. Скв. 1956, гл. 985 м. Содержание магнетита 0,5%. Магнетит образует клиновидные зерна и короткие прожилки мощностью до 0,1 мм.

10 - магнетит из аподунитового антигоритового серпентинита, Уктусский массив, Средний Урал. Зерна магнетита слагают агрегаты размером от сотых долей до 0,5 мм. Количество магнетита 8%.

11 - магнетит из апогарцбургитового частично антигоритизированного хризотилового серпентинита. Восточно-Тагильский массив, Средний Урал. Содержание магнетита 3%. Магнетит слагает угловатые зерна размером от тысячных долей до 0,05 мм.

12 - магнетит из апогарцбургитового антигоритового серпентинита. Полевской массив, Средний Урал. Скв. 2084, гл. 65 м. Количество магнетита 13%. Магнетит слагает клиновидные зерна размером от тысячных долей до 0,3 мм.

13 - магнетит из антигоритового серпентинита Сарановского массива. Средний Урал. Количество магнетита 10%. Магнетит слагает параллельные секущие прожилки мощностью до 0,2 мм.

14 - магнетит из аподунитового брусит-антигоритового серпентинита. Кiemбаевский массив, Южный Урал.

15 - магнетит из апогарцбургитового антигоритового серпентинита. Полевской массив, Средний Урал. Скв. 1364, гл. 63 м. Содержание магнетита 11%. Клиновидные выделения магнетита размером до 0,4 мм.

16 - магнетит из аподунитового брусит-антигоритового серпентинита. Верхне-Тагильский массив. Средний Урал. Скв. 14, гл. 90 м. Содержание магнетита 4%. Магнетит слагает округлые зерна размером до 0,1 мм.

17 - магнетит из апогарцбургитового антигоритового серпентинита. Гора Жрустальная, Средний Урал. Содержание магнетита 5%. Магнетит слагает угловатые зерна размером до 0,3 мм.

18 - магнетит из аподунитового брусит-антигоритового серпентинита. Верхне-Тагильский массив, Сред-

ний Урал. Количество магнетита 6%. Магнетит образует сгущения округлых зерен размером до 0,3 мм.

19 - магнетит из отороченной жилы хризотил-асбеста. Баженовский массив, Средний Урал. Центральный рудник, карьер 11. Мономинеральная жилка мощностью 0,8 см.

20 - магнетит из карбонатизированного аподунитового лизардитового серпентинита. Сарановский массив, Средний Урал. Количество магнетита 10%. Магнетит слагает субпараллельные жилки, хаотически секущие лизардит мощностью 0,01-0,04 мм.

21 - магнетит из аподунитового брусит-антигоритового серпентинита. Нижне-Тагильский массив, Средний Урал, 1200 м к западу от горы Б.Шурпиха. Содержание магнетита 2,5%. Магнетит слагает клиновидные зерна размером от тысячных долей до 0,2 мм.

Таблица III

Названия пород и место взятия образцов

| № п/п | Номер пробы | Название породы | Привязка | |
|-------|-------------|--|--------------------------------|--|
| | | | массив | местонахождение образца |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | К-1 | Петельчато серпентини- зированный дунит | Кытлымский | Йовское тело |
| 2 | К-2 | | | |
| 3 | К-3 | | | |
| 4 | К-13 | | | |
| 5 | К-14 | | | |
| 6 | К-18 | | Косьвинское плечо | |
| 7 | К-22 | | | |
| 8 | 1606 | | | |
| 9 | 1446 | Нижне-Тагиль- ский | | 680 м к западу от горы Б.Шурпиха |
| 10 | 1575 | | | 950 м к востоку от горы Б.Шурпиха |
| 11 | 1577 | | | 810 м |
| 12 | 1578 | | | 670 м |
| 13 | 1579 | | | 600 м |
| 14 | 1584 | | | 140 м |
| 15 | 1585 | | | 340 м к западу от горы Б.Шурпиха |
| 16 | 1586 | | | 400 м |
| 17 | 1588 | | 460 м | |
| 18 | 1590 | | 210 м | |
| 19 | 1592 | | | 330 м к востоку от горы Б.Шурпиха |
| 20 | 1597 | | 470 м | |
| 21 | 1598 | | 200 м | |
| 22 | 1734 | Петельчато серпентини- зированный дунит | | Восточная часть массива |
| 23 | 1744 | | " | |
| 24 | 1745 | | " | |
| 25 | 1746 | | " | |
| 26 | 1899 | | | |
| 27 | 1900 | | 740 м | |
| 28 | 1901 | | 570 м | |
| 29 | 1-Н | Нуралинский | 1440 м к югу от обнажения 10-Н | |
| 30 | 2-Н | | 1280 м | |
| 31 | 3-Н | | 1010 м | |
| 32 | 4-Н | | 960 м | |
| 33 | 5-Н | | 810 м | |
| 34 | 6-Н | | 680 м | |
| 35 | 7-Н | | 380 м | |
| 36 | 8-Н | | 250 м | |
| 37 | 9-Н | | 100 м | |
| 38 | 10-Н | | | 4 км к юго-западу от озера Шерамбай |
| 39 | У-1 | Уктусский | Карьер | |
| 40 | У-26 | | | |
| 41 | У-28 | | | |
| 42 | У-55 | | | |
| 43 | У-56 | | | |
| 44 | У-68 | | | |
| 45 | У-78 | | | |
| 46 | У-83 | | | |
| 47 | У-85 | | | |
| 48 | 3489 | Войкарит | Рай-Из | 4,4 км к северу от перевала р.Собь-Кон-гор |

Таблица III (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----|--------|---|---------------|---|
| 49 | 3494 | Войкарит | | 2,4 км |
| 50 | 3484/1 | | | 1 км |
| 51 | 3500 | | | Перевал р.Собь-Конгор |
| 52 | 3540 | Петельчато серпентизированный дунит | | 20 см от контакта с габбро-амфиболитами |
| 53 | 3541 | | | 1,5 м |
| 54 | 3544 | | | 20 м |
| 55 | 3545 | | | 150 м |
| 56 | 3551 | | | 500 м |
| 57 | 3514 | Петельчато- | | 5,17 км к югу от перевала р.Собь-Конгор |
| 58 | 3515 | серпентини- | | 6,57 км |
| 59 | 3517 | зированный | | 6,37 км |
| 60 | 3565/1 | гарцбургит | | 7,32 км |
| 61 | 3566 | | | 7,53 км |
| 62 | 3571 | | | 8,33 км |
| 63 | 3572 | | | 8,53 км |
| 64 | 3558 | | | 10,03 км |
| 65 | 3555 | | | 10,98 км |
| 66 | 3554 | | | 11,48 км |
| 67 | 195 | | Кемпирсайский | Скв. 8, гл. 75 м |
| 68 | 205 | | | гл. 125 м |
| 69 | 216 | Петельчато | | гл. 180 м |
| 70 | 225 | серпентини- | | гл. 225 м |
| 71 | 230 | зированный | | гл. 250 м |
| 72 | 232 | дунит | | гл. 260 м |
| 73 | 243 | | | гл. 315 м |
| 74 | 250 | | | гл. 350 м |
| 75 | 265 | | | гл. 425 м |
| 76 | 275 | | | гл. 475 м |
| 77 | 287 | | | гл. 535 м |
| 78 | 295 | | | гл. 575 м |
| 79 | 303 | | | гл. 615 м |
| 80 | 308/1 | Петельчато серпентини-зированный гарцбургит | | гл. 670,5 м |
| 81 | 312 | Петельчато серпентини-зированный дунит | | гл. 690 м |
| 82 | 317 | Петельчато серпентини-зированный гарцбургит | | гл. 712 м |
| 83 | 320 | | | гл. 725 м |
| 84 | 336 | Петельчато | Кемпирсайский | Скв. 8, гл. 840 м |
| 85 | 345 | серпентини- | | 885 м |
| 86 | 355 | зированный дунит | | 935 м |
| 87 | 2091 | Лизардитовый | Баженовский | Скв. 1963, гл. 731 м |
| 88 | 2159 | Антигоритовый | | Скв. 1956, гл. 23 м |
| 89 | 2163 | серпентинит | | гл. 88,5 м |
| 90 | 2171 | Антигоритизи- | | гл. 208 м |
| 91 | 2172 | рованный дунит | | гл. 216 м |
| 92 | 2177 | | | гл. 256 м |
| 93 | 2181 | | | гл. 297 м |

Таблица III (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----|------|---|---------------------------|--|
| 94 | 2196 | Антигоритизи- | | гл. 424 м |
| 95 | 2210 | рованный гарц- | | гл. 553 м |
| 96 | 2214 | бургит | | гл. 594,1 м |
| 97 | 2236 | | | гл. 826,5 м |
| 98 | 2246 | Антигори- зированный сер- пентинит | | гл. 939,8 м |
| 99 | 2248 | Антигори- зированный гарцбургит | | гл. 955,0 м |
| 100 | 2251 | Брусит-антиго- ритовый серпен- тинит | | гл. 985,2 м |
| 101 | 2257 | Петельчато | | гл. 1037,1 м |
| 102 | 2259 | серпентини- | | гл. 1061,8 м |
| 103 | 2266 | зированный | | гл. 1129,6 м |
| 104 | 2272 | дунит | | гл. 1193 м |
| 105 | 2301 | Хризотилловый | Скв. 1, | гл. 402 м |
| 106 | 2213 | серпентинит | | гл. 587 м |
| 107 | 2332 | Лизардитовый | | гл. 777 м |
| 108 | 2340 | серпентинит | | гл. 822 м |
| 109 | 2341 | | | гл. 772 м |
| 110 | 2343 | Хризотилловый серпентинит | | гл. 757 м |
| 111 | 2353 | Лизардитовый серпентинит | В районе озера Окуневское | |
| 112 | 3862 | Петельчато серпентини- зированный гарцбургит | Восточно- Тагильский | Луковский участок скв. 2925, гл. 183 м |
| 113 | 3861 | Лизардитовый серпентинит | | То же гл. 173 м |
| 114 | 3865 | Петельчато | | Луковский участок скв. 2925, |
| 115 | 3871 | серпентини- | | То же, гл. 120 м гл. 151 м |
| 116 | 3873 | зированный гарцбургит | | гл. 108 м |
| 117 | 3874 | Лизардитовый серпентинит | | гл. 101 м |
| 118 | 3875 | Петельчато | | гл. 98 м |
| 119 | 3876 | серпентинизи- | | гл. 90 м |
| 120 | 3882 | рованный | | гл. 56 м |
| 121 | 3883 | гарцбургит | | гл. 52 м |
| 122 | 3884 | | | гл. 48 м |
| 123 | 3885 | Хризотилловый серпентинит | | гл. 46 м |
| 124 | 3886 | Петельчато | | гл. 19 м |
| 125 | 3887 | серпентини- | | гл. 11 м |
| 126 | 3888 | зированный | | гл. 6 м |
| 127 | 3889 | гарцбургит | | гл. 4 м |

Таблица III (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
|-----|------|--|-------------------|------------|----------------------------|
| 128 | 2791 | Брусит-антигоритовый серпентинит | Верхне-Тажильский | Скв. 14, | гп. 54 м |
| 129 | 2828 | | | | гп. 82,5 м |
| 130 | 2798 | Антигоритизированный дунит | | | гп. 90,3 м |
| 131 | 2838 | | | | гп. 94,5 м |
| 132 | 2836 | Лизардитовый серпентинит | | | гп. 130 м |
| 133 | 2807 | | | | гп. 134 м |
| 134 | 2795 | Брусит-антигоритовый серпентинит | | | гп. 141 м |
| 135 | 2796 | | | | гп. 144 м |
| 136 | 2800 | | | | гп. 168 м |
| 137 | 2815 | Антигоритизированный дунит | | | гп. 189 м |
| 138 | 2814 | | | | гп. 195 м |
| 139 | 2819 | Брусит-антигоритовый серпентинит | | | гп. 197 м |
| 140 | 2809 | | | | гп. 200 м |
| 141 | 2813 | | | | гп. 209,5 м |
| 142 | 2790 | | | | Антигоритизированный дунит |
| 143 | 5615 | Антигоритовый серпентинит | Полевской | Скв. 2084, | гп. 0,2 м |
| 144 | 5616 | | | | гп. 10,0 м |
| 145 | 5617 | Антигоритизированный гарцбургит | | | гп. 15,0 м |
| 146 | 5618 | | | | 20,0 м |
| 147 | 5619 | | | | 25 м |
| | | | | | |
| 148 | 5620 | | | | 30 м |
| 149 | 5621 | Антигоритовый серпентинит | | | 35 м |
| 150 | 5622 | | | | 40 м |
| 151 | 5623 | | | | 45 м |
| 152 | 5624 | | | | 50 м |
| 153 | 5625 | | | | 55 м |
| 154 | 5626 | | | | 60 м |
| 155 | 5727 | | | | 65 м |
| 156 | 5628 | | | | 70 м |
| 157 | 5629 | | | | 75 м |
| 158 | 5630 | | | | 80 м |
| 159 | 5631 | | | | 85 м |
| 160 | 5632 | | | | 90 м |
| 161 | 5633 | | | | 95 м |
| 162 | 5634 | | | | 100 м |
| 163 | 5635 | | | | 102 м |
| 164 | 5636 | | | | 104 м |
| 165 | 5637 | | | | 105 м |
| 166 | 5638 | 106 м | | | |
| 167 | 5639 | Кремнистые роговики по антигоритовому серпентиниту | | | 106,5 м |
| 168 | 5640 | | | | 106,6 м |
| 169 | 5641 | | | | 108 м |
| 170 | 5642 | | | | 109,2 м |
| 171 | 5643 | Антигоритовый серпентинит | | | 109,25 м |
| 172 | 5644 | | | | 110 м |
| 173 | 5645 | | | | 111 м |
| 174 | 5646 | | | | 112 м |
| 175 | 5647 | | | | 114 м |
| 176 | 5648 | | | | 116 м |

Таблица III (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----|------|-----------------|-----------|-----------------------------------|
| 177 | 5649 | | Полевской | Скв. 2084, гл. 118 м |
| 178 | 5650 | | | 120 м |
| 179 | 5651 | | | 122 м |
| 180 | 5652 | | | 124 м |
| 181 | 5653 | Роговики | | 124,5 м |
| 182 | 5654 | | | 125 м |
| 183 | 5655 | Роговик сло- | | 125,3 м |
| 184 | 5656 | истый | | 130 м |
| 185 | 5657 | Туффит | | 135 м |
| 186 | 5658 | | | 140 м |
| 187 | 5659 | Углисто-крем- | | 150 м |
| 188 | 5660 | нистый сланец | | 157 м |
| 189 | 5661 | | | 157,3 м |
| 190 | 5662 | Антигоритовый | | 158 м |
| 191 | 5663 | серпентинит | | 159 м |
| 192 | 5664 | | | 160 м |
| 193 | 5665 | | | 162 м |
| 194 | 5666 | | | 170 м |
| 195 | 5667 | | | 175 м |
| 196 | 5668 | | | 180 м |
| 197 | 5669 | | | 180,5 м |
| 198 | 5670 | Углисто-крем- | | 181,5 м |
| 199 | 5671 | нистый сланец | | 181,5 м |
| 200 | 5672 | | | 181,6 м |
| 201 | 5673 | | | 182 м |
| 202 | 5674 | | | 186 м |
| 203 | 5675 | Плагиоклаз- | | Скв. 1364, гл. 51 м |
| 204 | 5676 | роговообман- | | 55 м |
| 205 | 5677 | ковые порфириды | | 56 м |
| 206 | 5678 | | | 57 м |
| 207 | 5679 | | | 57,5 м |
| 208 | 5680 | | | 57,8 м |
| 209 | 5681 | Антигоритовый | | 58,1 м |
| 210 | 5682 | серпентинит | | 59 м |
| 211 | 5683 | | | 59,35 м |
| 212 | 5684 | | | 60 м |
| 213 | 5685 | | | 61 м |
| 214 | 5686 | | | 62 м |
| 215 | 5687 | | | 63 м |
| 216 | 5688 | | | 63,5 м |
| 217 | 1395 | Брусит-антиго- | Нижне-Та- | 1130 м к западу от горы Б.Шурпиха |
| 218 | 1396 | ритовый серпен- | гильский | 1170 м |
| 219 | 1894 | тинит | | 1080 м |
| 220 | 1896 | | | 1090 м |
| 221 | 1898 | | | 1040 м |
| 222 | У-36 | | Уктусский | Карьер |

Таблица IV
Результаты минералого-геохимического изучения дунитов и гарц

| № п/п | Химический состав | | | | |
|-------|--------------------------------|-------|-------|--------------|-------|
| | Fe ₂ O ₃ | FeO | FeO' | φ, отн. % | MgO |
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | 2,16 | 10,27 | 12,21 | 16 | 44,98 |
| 2 | 2,40 | 5,31 | 7,47 | 29 | 45,76 |
| 3 | 1,13 | 9,77 | 10,79 | 9 | 46,16 |
| 4 | 2,39 | 7,62 | 9,77 | 22 | 38,34 |
| 5 | 1,44 | 7,18 | 8,48 | 15 | 46,94 |
| 6 | 2,71 | 6,18 | 8,52 | 28 | 40,29 |
| 7 | 2,80 | 6,25 | 8,78 | 29 | 43,81 |
| 8 | 3,76 | 6,46 | 9,84 | 34 | 42,34 |
| 9 | 4,47 | 6,17 | 10,19 | 39 | 41,47 |
| 10 | 2,72 | 3,88 | 7,39 | 39 | 43,02 |
| 11 | 2,96 | 3,59 | 6,25 | 43 | 42,54 |
| 12 | 3,12 | 3,45 | 6,26 | 45 | 43,02 |
| 13 | 3,41 | 4,45 | 7,52 | 41 | 42,25 |
| 14 | 3,75 | 4,45 | 7,83 | 43 | 41,86 |
| 15 | 3,27 | 4,31 | 7,25 | 41 | 42,13 |
| 16 | 3,48 | 5,96 | 9,10 | 34 | 43,02 |
| 17 | 4,31 | 4,17 | 8,05 | 48 | 40,31 |
| 18 | 3,99 | 5,03 | 8,62 | 42 | 40,52 |
| 19 | 3,35 | 5,17 | 8,19 | 37 | 43,41 |
| 20 | 3,83 | 5,10 | 8,55 | 40 | 41,86 |
| 21 | 3,51 | 3,59 | 6,75 | 48 | 42,45 |
| 22 | 3,11 | 5,89 | 8,69 | 32 | 44,18 |
| 23 | 1,99 | 6,61 | 8,41 | 20 | 41,09 |
| 24 | 2,32 | 5,96 | 8,05 | 26 | 43,33 |
| 25 | 1,84 | 7,04 | 8,70 | 19 | 44,35 |
| 26 | 2,73 | 3,72 | 6,17 | 40 | 46,36 |
| 27 | 3,27 | 2,80 | 6,75 | 44 | 43,33 |
| 28 | 4,02 | 2,85 | 6,46 | 56 | 44,02 |
| 29 | 2,55 | 3,16 | 5,45 | 42 | 44,21 |
| 30 | 2,16 | 3,30 | 5,24 | 37 | 43,71 |
| 31 | 2,16 | 3,30 | 5,24 | 37 | 44,60 |
| 32 | 2,00 | 3,30 | 5,10 | 35 | 44,60 |
| 33 | 2,94 | 3,74 | 6,39 | 41 | 43,04 |
| 34 | 2,88 | 4,16 | 6,75 | 38 | 43,04 |
| 35 | 3,19 | 3,45 | 6,32 | 45 | 44,09 |
| 36 | 2,72 | 3,45 | 5,91 | 41 | 43,52 |

бургитов Урала

| породы (вес. %) | | Степень серпентинизации по п.п.п (H ₂ O ⁺ %) | Плотность, г/см ³ | Степень серпентинизации по плотности, % | Оливин | |
|-----------------|---|--|------------------------------|---|----------------|--------------------|
| f мол. % | п.п.п. (H ₂ O ⁺) | | | | n _g | F _a , % |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| 13,2 | 2,38 | 25 | 3,12 | 26 | 1,697 | 13,0 |
| 8,7 | 5,92 | 42 | 3,00 | 41 | 1,685 | 7,2 |
| 11,7 | (2,41) | 17 | 3,18 | 18 | 1,693 | 11,1 |
| 12,5 | (7,14) | 46 | 2,89 | 54 | 1,692 | 10,6 |
| 9,2 | (3,20) | 22 | 3,11 | 26 | 1,690 | 9,6 |
| 10,7 | (10,05) | 64 | 2,81 | 64 | 1,688 | 8,6 |
| 10,2 | (6,44) | 42 | 3,00 | 41 | 1,690 | 9,6 |
| 11,5 | 11,19 | 76 | - | - | - | - |
| 12,0 | 10,62 | 72 | 2,75 | 72 | - | - |
| 7,6 | 14,25 | 93 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 7,6 | 15,49 | 100 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 7,5 | 16,44 | 100 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 9,0 | 13,32 | 88 | - | - | - | - |
| 9,5 | 13,24 | 88 | - | - | - | - |
| 8,8 | 13,00 | 86 | - | - | 1,689 | 9,2 |
| 10,6 | 10,36 | 70 | - | - | 1,689 | 9,2 |
| 10,0 | 12,34 | 82 | - | - | - | - |
| 10,6 | 13,15 | 87 | - | - | 1,689 | 9,2 |
| 9,6 | 12,13 | 81 | - | - | - | - |
| 10,3 | 12,83 | 85 | - | - | - | - |
| 8,2 | 14,74 | 96 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 9,9 | 9,93 | 67 | - | - | - | - |
| 10,3 | 6,50 | 46 | - | - | - | - |
| 9,4 | 6,52 | 46 | - | - | - | - |
| 9,9 | 6,42 | 46 | - | - | - | - |
| 7,0 | (10,69) | 69 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 8,0 | (13,65) | 87 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 8,0 | (11,98) | 77 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 7,1 | 13,21 | 86 | 2,63 | 87 | - | - |
| 6,3 | 14,07 | 92 | 2,59 | 92 | - | - |
| 6,2 | 12,72 | 83 | 2,61 | 89 | - | - |
| 6,0 | 13,44 | 88 | 2,63 | 87 | - | - |
| 7,7 | 13,42 | 88 | 2,61 | 89 | - | - |
| 8,1 | 12,90 | 85 | - | - | 1,686 | 7,7 |
| 7,4 | 13,36 | 88 | 2,59 | 92 | - | - |
| 7,7 | 12,68 | 83 | 2,65 | 84 | - | - |

Таблица IV (продолжение)

| № п/п | Оливин | | | Количество энстатита, об. % | Брусит | |
|-------|---------------------|-----------|------------------|-----------------------------|------------------|-----------------|
| | $d_{116}, \text{Å}$ | $F_a, \%$ | размер зерна, мм | | дегидратация, °С | $f, \%$ (терм.) |
| 1 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| 1 | 0,9816 | 13,0 | 0,57 | 0 | 400 | 21,0 |
| 2 | 0,9802 | 7,8 | 0,69 | 0 | 420 | 12,5 |
| 3 | 0,9810 | 10,9 | 0,50 | 0 | - | - |
| 4 | 0,9812 | 11,5 | 0,92 | 0 | - | - |
| 5 | 0,9808 | 10,0 | 0,51 | 0 | 405 | 18,5 |
| 6 | 0,9806 | 9,1 | 1,10 | 0 | - | - |
| 7 | 0,9807 | 10,0 | 0,98 | 0 | - | - |
| 8 | 0,9818 | 14,0 | - | 0 | - | - |
| 9 | 0,9813 | 12,0 | - | 0 | - | - |
| 10 | 0,9802 | 7,8 | 1,44 | 0 | - | - |
| 11 | - | - | 1,50 | 0 | - | - |
| 12 | - | - | 1,80 | 0 | - | - |
| 13 | 0,9806 | 9,1 | 1,69 | 0 | - | - |
| 14 | 0,9806 | 9,1 | 1,44 | 0 | - | - |
| 15 | - | - | 1,13 | 0 | - | - |
| 16 | - | - | 0,90 | 0 | - | - |
| 17 | 0,9806 | 9,1 | 1,08 | 0 | - | - |
| 18 | - | - | 1,47 | 0 | - | - |
| 19 | 0,9806 | 9,1 | 1,86 | 0 | - | - |
| 20 | 0,9808 | 10,0 | 1,38 | 0 | - | - |
| 21 | - | - | 1,45 | 0 | - | - |
| 22 | 0,9812 | 11,5 | 1,23 | 0 | - | - |
| 23 | 0,9807 | 10,0 | 0,71 | 0 | - | - |
| 24 | - | - | 0,83 | 0 | - | - |
| 25 | - | - | 0,68 | 0 | - | - |
| 26 | - | - | 1,27 | 0 | - | - |
| 27 | - | - | 1,59 | 0 | - | - |
| 28 | - | - | 1,10 | 0 | - | - |
| 29 | - | - | 1,39 | 0 | - | - |
| 30 | - | - | 1,42 | 0 | - | - |
| 31 | - | - | 1,41 | 0 | - | - |
| 32 | - | - | 1,59 | 0 | - | - |
| 33 | 0,9799 | 6,8 | 1,30 | 0 | - | - |
| 34 | 0,9799 | 6,8 | 1,54 | 0 | - | - |
| 35 | 0,9799 | 6,8 | 1,71 | 0 | - | - |
| 36 | 0,9799 | 6,8 | 1,48 | 0 | - | - |

| $f, \%$ (хим.) | Брусит | | Серпентин | | | Количество магнетита, вес. % |
|----------------|---------------|------|----------------|----------------|------------|------------------------------|
| | количество, % | | тип серпентина | $f, \%$ (хим.) | $\phi, \%$ | |
| | терм. | хим. | | | | |
| 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
| - | 3,0 | 3,1 | a | 11,2 | 87 | 0,8 |
| 13,0 | 6,9 | 7,5 | - | 6,7 | 72 | 0,3 |
| - | 2,9 | - | - | 10,0 | 75 | - |
| 16,5 | 7,0 | 7,6 | - | 9,4 | 70 | 0,6 |
| 19,0 | 3,2 | 3,0 | - | 7,9 | 78 | 0,6 |
| 16,3 | 9,4 | 9,2 | - | 7,6 | 65 | 1,3 |
| 16,0 | - | 7,5 | - | 8,4 | 77 | 0,4 |
| 14,7 | - | 11,5 | - | - | - | 0,7 |
| - | - | - | - | 10,4 | 71 | - |
| 11,0 | - | 15,1 | - | 6,8 | 78 | 0,00 |
| 11,0 | - | 16,1 | - | - | - | 0 |
| 10,5 | - | 17,5 | - | - | - | 0 |
| 12,8 | - | 15,1 | - | - | - | 0,4 |
| 12,0 | - | 13,4 | a,γ | - | - | 0,7 |
| 11,4 | - | 12,2 | a | - | - | 0,3 |
| 14,0 | - | 10,1 | a,γ | - | - | 1,0 |
| 12,2 | - | 11,3 | a | - | - | 0,6 |
| 14,6 | - | 12,4 | a,γ | - | - | 0,7 |
| 12,2 | - | 11,4 | a,γ | - | - | 0,9 |
| 12,4 | - | 13,3 | a,γ | - | - | 0,8 |
| 10,9 | - | 13,1 | a,γ | - | - | 0,6 |
| 13,4 | - | 10,5 | a | - | - | 0,8 |
| 14,5 | - | 8,9 | a | - | - | 0,7 |
| 14,0 | - | 8,9 | - | - | - | 0,5 |
| 13,8 | - | 8,7 | - | - | - | 0,7 |
| 10,2 | - | 10,3 | - | - | - | 0,5 |
| 10,5 | - | 8,3 | - | - | - | 0,5 |
| 12,7 | - | 10,7 | - | - | - | 0,4 |
| 8,3 | - | 15,0 | a,γ | (5,4) | - | 0,4 |
| 9,4 | - | 14,2 | - | (6,0) | - | 0,4 |
| 8,4 | - | 13,4 | - | (5,9) | - | 0,3 |
| 8,0 | - | 14,1 | - | (5,0) | - | 0,8 |
| 9,3 | - | 13,9 | - | (6,7) | - | 1,1 |
| 9,1 | - | 11,3 | a | 7,4 | 64 | 0,4 |
| 9,4 | - | 16,0 | - | (6,1) | - | 0,2 |
| 9,5 | - | 12,8 | - | (6,1) | - | 0,3 |

Примечание: a - петельчатый серпентин; γ - хризотил;
 a - антигорит; l - лизардит; b - бастит; доминирующий тип серпентина подчеркнут.

Таблица IV (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----|-------|------|-------|----|-------|
| 37 | 3,36 | 3,16 | 6,18 | 49 | 43,04 |
| 38 | 2,72 | 3,30 | 5,76 | 43 | 44,09 |
| 39 | 6,07 | 7,32 | 12,78 | 43 | 42,00 |
| 40 | 6,56 | 6,60 | 12,49 | 47 | 41,68 |
| 41 | 6,06 | 6,03 | 11,48 | 48 | 41,32 |
| 42 | 5,10 | 8,90 | 13,48 | 34 | 41,60 |
| 43 | 4,31 | 6,46 | 10,35 | 37 | 43,32 |
| 44 | 4,80 | 6,02 | 10,34 | 42 | 43,18 |
| 45 | 10,69 | - | 9,61 | - | 42,74 |
| 46 | 4,33 | 5,16 | 9,05 | 43 | 43,34 |
| 47 | 5,44 | 6,88 | 11,77 | 42 | 43,43 |
| 48 | - | - | - | - | - |
| 49 | - | - | - | - | - |
| 50 | - | - | - | - | - |
| 51 | - | - | - | - | - |
| 52 | 6,22 | 1,86 | 7,45 | 75 | 39,20 |
| 53 | 3,50 | 4,74 | 7,89 | 40 | 41,80 |
| 54 | 2,86 | 5,02 | 7,99 | 32 | 43,76 |
| 55 | 1,92 | 7,04 | 8,76 | 20 | 45,20 |
| 56 | 3,18 | 5,16 | 8,02 | 36 | 43,38 |
| 57 | - | - | - | - | - |
| 58 | - | - | - | - | - |
| 59 | - | - | - | - | - |
| 60 | - | - | - | - | - |
| 61 | - | - | - | - | - |
| 62 | - | - | - | - | - |
| 63 | - | - | - | - | - |
| 64 | - | - | - | - | - |
| 65 | - | - | - | - | - |
| 66 | - | - | - | - | - |
| 67 | 4,79 | 3,16 | 7,47 | 58 | 38,39 |
| 68 | - | - | - | - | - |
| 69 | - | - | - | - | - |
| 70 | - | - | - | - | - |
| 71 | - | - | - | - | - |
| 72 | - | - | - | - | - |
| 73 | - | - | - | - | - |
| 74 | - | - | - | - | - |
| 75 | - | - | - | - | - |
| 76 | - | - | - | - | - |
| 77 | - | - | - | - | - |
| 78 | - | - | - | - | - |
| 79 | - | - | - | - | - |
| 80 | - | - | - | - | - |

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|------|---------|----|------|-----|-------|------|
| 7,5 | 12,80 | 83 | 2,68 | 81 | - | - |
| 6,8 | 12,09 | 80 | 2,67 | 82 | - | - |
| 14,4 | (7,06) | 46 | 2,93 | 49 | 1,697 | 13,0 |
| 14,4 | (8,14) | 52 | 2,92 | 50 | 1,700 | 14,5 |
| 13,5 | (9,08) | 58 | 2,86 | 58 | 1,694 | 11,5 |
| | 4,67 | 36 | 3,01 | 39 | 1,699 | 14,0 |
| 11,8 | (7,58) | 49 | 2,92 | 50 | 1,692 | 10,5 |
| 11,9 | (8,52) | 55 | 2,87 | 57 | 1,692 | 10,5 |
| 11,2 | (9,65) | 62 | 2,83 | 62 | 1,693 | 11,0 |
| 10,0 | (10,03) | 64 | 2,79 | 67 | 1,689 | 9,2 |
| 13,2 | (7,56) | 49 | 2,93 | 49 | 1,697 | 13,0 |
| - | - | - | 3,00 | 40 | 1,690 | 9,6 |
| - | - | - | 3,16 | 20 | 1,690 | 9,6 |
| - | - | - | 3,04 | 35 | 1,692 | 10,6 |
| - | - | - | 3,05 | 34 | 1,687 | 8,2 |
| 9,7 | 14,12 | 91 | 2,56 | 96 | - | - |
| 9,6 | 12,57 | 83 | 2,66 | 83 | 1,690 | 9,6 |
| 9,7 | 10,52 | 71 | 2,80 | 65 | 1,687 | 8,2 |
| 9,8 | 5,62 | 41 | 3,00 | 40 | 1,690 | 9,6 |
| 9,3 | 10,01 | 68 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| - | - | - | 3,22 | 13 | 1,686 | 7,7 |
| - | - | - | 3,07 | 32 | 1,688 | 8,6 |
| - | - | - | 3,06 | 33 | 1,686 | 7,7 |
| - | - | - | 2,96 | 46 | - | - |
| - | - | - | 3,22 | 13 | 1,686 | 7,7 |
| - | - | - | 3,08 | 31 | 1,690 | 9,6 |
| - | - | - | 2,98 | 43 | 1,686 | 7,7 |
| - | - | - | 2,74 | 73 | 1,627 | 8,2 |
| - | - | - | 2,89 | 54 | 1,686 | 7,7 |
| - | - | - | 2,97 | 44 | 1,691 | 10,1 |
| 9,8 | 14,20 | - | 2,53 | - | 1,690 | 9,6 |
| - | - | - | 2,56 | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 1,698 | 8,6 |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 1,688 | 8,6 |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 1,688 | 8,6 |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 1,687 | 8,2 |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 1,698 | 8,6 |
| - | - | - | 2,59 | 92 | - | - |
| - | - | - | 2,47 | 100 | - | - |

Таблица IV (продолжение)

| 1 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|----|--------|------|------|------|-----|------|
| 37 | 0,9799 | 6,8 | 1,42 | 0 | - | - |
| 38 | 0,9799 | 6,8 | 1,40 | 0 | - | - |
| 39 | 0,9816 | 13,0 | 1,92 | 0 | 395 | 22,5 |
| 40 | 0,9817 | 13,5 | 1,94 | 0 | 405 | 18,6 |
| 41 | 0,9812 | 11,5 | 2,45 | 0 | - | - |
| 42 | 0,9818 | 14,1 | 1,48 | 0 | 395 | 22,5 |
| 43 | 0,9812 | 11,5 | 1,96 | 0 | 415 | 14,4 |
| 44 | 0,9810 | 11,0 | 2,22 | 0 | 415 | 14,4 |
| 45 | 0,9814 | 12,5 | 2,32 | 0 | 410 | 16,7 |
| 46 | 0,9807 | 10,0 | 1,98 | 0 | - | - |
| 47 | 0,9816 | 13,0 | 2,00 | 0 | 410 | 16,7 |
| 48 | 0,9808 | 10,0 | - | 0 | - | - |
| 49 | 0,9806 | 9,5 | - | 0 | - | - |
| 50 | - | - | - | 0 | - | - |
| 51 | 0,9806 | 9,5 | - | 0 | - | - |
| 52 | - | - | - | 0 | - | - |
| 53 | 0,9806 | 9,5 | 1,72 | 0 | - | - |
| 54 | 0,9802 | 7,8 | 1,36 | 0 | - | - |
| 55 | 0,9806 | 9,5 | - | 0 | - | - |
| 56 | 0,9805 | 8,8 | 1,54 | 0 | - | - |
| 57 | 0,9802 | 7,8 | 0,43 | - | - | - |
| 58 | 0,9805 | 8,8 | 0,71 | - | - | - |
| 59 | 0,9802 | 7,8 | 0,67 | - | - | - |
| 60 | 0,9805 | 8,8 | 0,88 | - | - | - |
| 61 | 0,9801 | 7,3 | 0,66 | - | - | - |
| 62 | 0,9806 | 9,5 | 0,52 | - | - | - |
| 63 | 0,9806 | 9,5 | 0,54 | - | - | - |
| 64 | 0,9805 | 8,8 | 1,68 | 19,0 | - | - |
| 65 | 0,9805 | 8,8 | 0,92 | - | - | - |
| 66 | 0,9803 | 8,4 | 0,64 | - | - | - |
| 67 | 0,9806 | 9,5 | - | - | - | - |
| 68 | - | - | - | 8,6 | - | - |
| 69 | 0,9803 | 8,4 | - | 0 | - | - |
| 70 | - | - | - | 0 | - | - |
| 71 | - | - | - | 0 | - | - |
| 72 | 0,9805 | 8,8 | - | 0 | - | - |
| 73 | - | - | - | 0 | - | - |
| 74 | 0,9805 | 8,8 | - | 0 | - | - |
| 75 | - | - | - | 0 | - | - |
| 76 | 0,9803 | 8,4 | - | 0 | - | - |
| 77 | - | - | - | 0 | - | - |
| 78 | 0,9805 | 8,8 | - | 0 | - | - |
| 79 | - | - | - | 0 | - | - |
| 80 | - | - | - | 5,3 | - | - |

| 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|------|------|------|------------------|--------|----|-----|
| 8,9 | - | 13,5 | $\overline{a,y}$ | (5,6) | - | 1,3 |
| 10,6 | - | 16,0 | \overline{a} | (6,5) | - | 0,4 |
| 20,7 | 7,2 | 6,8 | $\overline{a,a}$ | (10,8) | - | 4,4 |
| 19,2 | 7,8 | 8,0 | | (11,0) | - | 4,6 |
| 13,3 | - | 8,5 | | (7,8) | - | 4,2 |
| 22,0 | 6,6 | 6,5 | | 10,2 | 76 | 4,1 |
| 14,4 | 10,4 | 10,5 | | (7,8) | - | 1,6 |
| 12,7 | 10,6 | 10,9 | | (7,2) | - | 2,2 |
| 18,0 | 11,0 | 11,7 | \overline{a} | 10,0 | 68 | 1,2 |
| 16,0 | - | 11,3 | | (9,5) | - | 1,2 |
| 16,8 | 8,5 | 8,3 | $\overline{a,a}$ | (9,0) | - | 2,7 |
| - | - | - | | 8,8 | 40 | 1,2 |
| - | - | - | | - | - | 1,2 |
| - | - | - | | - | - | 1,2 |
| - | - | - | | - | - | 0,9 |
| - | - | - | | - | - | 3,6 |
| - | - | - | | - | - | 2,8 |
| - | - | - | | 7,5 | 67 | 1,0 |
| - | - | - | | 7,6 | 64 | 0,7 |
| - | - | - | | - | - | 0,4 |
| - | - | - | | - | - | 1,5 |
| - | - | - | | - | - | 0 |
| - | - | - | | - | - | 1,4 |
| - | - | - | | 8,2 | 69 | 1,4 |
| - | - | - | | - | - | 1,9 |
| - | - | - | | - | - | 0,7 |
| - | - | - | | - | - | 0,6 |
| - | 4,4 | - | | - | - | 0,0 |
| - | - | - | | - | - | 0,6 |
| - | - | - | | - | - | 1,1 |
| 11,3 | 7,6 | 8,2 | $\overline{a,b}$ | - | - | 0,2 |
| 11,2 | - | 11,0 | | - | - | 0,3 |
| 11,2 | - | 17,1 | \overline{a} | - | - | 0,2 |
| 9,4 | - | 13,6 | | - | - | 0,5 |
| 9,4 | - | 6,9 | | - | - | 0,4 |
| 14,4 | - | 12,7 | | - | - | 0,4 |
| 11,7 | - | 7,9 | | - | - | 0,2 |
| 13,5 | - | 11,5 | | - | - | 0,3 |
| 11,8 | - | 12,8 | | - | - | 0,4 |
| 11,8 | - | 12,3 | | - | - | 0,4 |
| 12,2 | - | 17,3 | \overline{a} | - | - | 0,4 |
| 12,9 | - | 11,3 | | - | - | 0,4 |
| 13,4 | - | 11,2 | | - | - | 0,4 |
| 12,9 | - | 5,6 | $\overline{a,b}$ | - | - | 0,3 |

Таблица IV (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----|-------|------|-------|----|-------|
| 81 | - | - | - | - | - |
| 82 | 3,35 | 3,74 | 6,75 | 45 | 40,33 |
| 83 | - | - | - | - | - |
| 84 | - | - | - | - | - |
| 85 | 3,99 | 3,74 | 7,34 | 49 | 41,49 |
| 86 | 4,10 | 3,06 | 6,75 | 55 | 41,49 |
| 87 | 4,15 | 3,02 | 6,76 | 55 | 38,39 |
| 88 | - | - | - | - | - |
| 89 | - | - | - | - | - |
| 90 | 3,76 | 3,08 | 6,46 | 52 | 39,56 |
| 91 | 3,99 | 3,74 | 7,33 | 49 | 44,21 |
| 92 | 4,40 | 3,37 | 7,33 | 54 | 42,47 |
| 93 | 4,15 | 5,17 | 8,91 | 42 | 42,27 |
| 94 | - | - | - | - | - |
| 95 | - | - | - | - | - |
| 96 | - | - | - | - | - |
| 97 | - | - | - | - | - |
| 98 | - | - | - | - | - |
| 99 | - | - | - | - | - |
| 100 | 3,75 | 3,81 | 7,18 | 47 | 41,10 |
| 101 | 1,28 | 7,18 | 8,33 | 14 | 43,35 |
| 102 | 3,04 | 5,24 | 7,98 | 34 | 44,21 |
| 103 | 2,24 | 4,88 | 6,90 | 29 | 41,49 |
| 104 | 1,92 | 5,53 | 7,26 | 23 | 42,65 |
| 105 | - | - | - | - | - |
| 106 | - | - | - | - | - |
| 107 | 6,39 | 1,72 | 7,47 | 77 | 38,00 |
| 108 | - | - | - | - | - |
| 109 | - | - | - | - | - |
| 110 | - | - | - | - | - |
| 111 | 11,48 | 2,44 | 12,51 | 80 | 36,06 |
| 112 | - | - | - | - | - |
| 113 | - | - | - | - | - |
| 114 | - | - | - | - | - |
| 115 | - | - | - | - | - |
| 116 | - | - | - | - | - |
| 117 | - | - | - | - | - |
| 118 | - | - | - | - | - |
| 119 | - | - | - | - | - |
| 120 | - | - | - | - | - |
| 121 | - | - | - | - | - |
| 122 | - | - | - | - | - |
| 123 | - | - | - | - | - |
| 124 | - | - | - | - | - |

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|------|-------|-----|------|-----|-------|-----|
| - | - | - | 2,56 | 97 | - | - |
| 8,6 | 13,55 | 89 | 2,61 | 89 | 1,687 | 8,2 |
| - | - | - | 2,63 | 87 | 1,689 | 9,2 |
| - | - | - | 2,58 | 94 | 1,688 | 8,6 |
| 9,0 | 15,14 | 99 | 2,59 | 92 | 1,690 | 9,6 |
| 8,4 | 16,04 | 100 | 2,56 | 97 | 1,686 | 7,7 |
| 9,0 | 14,09 | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| 8,4 | 13,88 | - | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 8,5 | 12,76 | 84 | - | - | - | - |
| 8,9 | 13,07 | 86 | - | - | 1,687 | 8,2 |
| 10,6 | 8,12 | 56 | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 1,690 | 9,6 |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| 8,9 | 12,48 | 82 | - | - | - | - |
| 12,3 | 5,02 | 38 | 3,03 | 37 | 1,687 | 8,2 |
| 9,1 | 8,30 | 57 | 2,84 | 61 | 1,687 | 8,2 |
| 8,5 | 7,37 | 51 | - | - | 1,686 | 7,7 |
| 8,7 | 7,83 | 54 | - | - | 1,690 | 9,6 |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| 9,9 | 13,62 | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| 16,3 | 11,87 | - | - | - | - | - |
| - | - | - | 2,72 | 76 | 1,687 | 8,2 |
| - | - | - | 2,54 | 98 | - | - |
| - | - | - | 2,83 | 62 | - | - |
| - | - | - | 2,63 | 86 | - | - |
| - | - | - | 2,77 | 68 | - | - |
| - | - | - | 2,53 | 100 | - | - |
| - | - | - | 2,65 | 85 | - | - |
| - | - | - | 2,77 | 69 | - | - |
| - | - | - | 2,71 | 77 | - | - |
| - | - | - | 2,72 | 76 | - | - |
| - | - | - | 2,67 | 82 | - | - |
| - | - | - | 2,60 | 91 | - | - |
| - | - | - | 2,76 | 71 | - | - |

Таблица IV (продолжение)

| 1 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|-----|--------|------|------|------|-----|------|
| 81 | - | - | - | 0 | - | - |
| 82 | 0,9803 | 8,4 | - | - | - | - |
| 83 | 0,9805 | 8,8 | - | - | - | - |
| 84 | 0,9803 | 8,4 | - | 0 | - | - |
| 85 | 0,9806 | 9,5 | 1,04 | 0 | - | - |
| 86 | 0,9802 | 7,8 | 0,82 | 0 | 420 | 12,5 |
| 87 | - | - | - | - | - | - |
| 88 | - | - | - | - | - | - |
| 89 | - | - | - | 0 | - | - |
| 90 | 0,9806 | 9,5 | - | 0 | - | - |
| 91 | 0,9806 | 9,5 | - | 0 | - | - |
| 92 | 0,9806 | 9,5 | - | 0 | - | - |
| 93 | 0,9807 | 10,0 | - | 0 | - | - |
| 94 | 0,9806 | 9,5 | - | - | 425 | 10,5 |
| 95 | 0,9807 | 10,0 | - | - | - | - |
| 96 | 0,9809 | 10,5 | - | - | - | - |
| 97 | 0,9806 | 9,5 | - | - | - | - |
| 98 | - | - | - | - | - | - |
| 99 | 0,9806 | 9,5 | - | - | - | - |
| 100 | - | - | - | 0 | - | - |
| 101 | 0,9805 | 8,8 | 1,57 | 0 | - | - |
| 102 | 0,9802 | 7,8 | 2,61 | 0 | - | - |
| 103 | 0,9799 | 6,8 | - | 0 | - | - |
| 104 | 0,9805 | 8,8 | 2,10 | 0 | - | - |
| 105 | - | - | - | - | - | - |
| 106 | - | - | - | - | - | - |
| 107 | - | - | - | - | - | - |
| 108 | - | - | - | - | - | - |
| 109 | - | - | - | - | - | - |
| 110 | - | - | - | - | - | - |
| 111 | - | - | - | - | - | - |
| 112 | 0,9805 | 8,8 | 1,30 | 16,7 | - | - |
| 113 | - | - | - | - | - | - |
| 114 | - | - | 0,93 | 14,9 | - | - |
| 115 | - | - | 1,57 | 10,0 | - | - |
| 116 | - | - | 1,13 | 13,4 | - | - |
| 117 | - | - | - | - | - | - |
| 118 | - | - | 1,46 | 3,9 | - | - |
| 119 | 0,9805 | 8,8 | 1,20 | 18,0 | - | - |
| 120 | - | - | 1,49 | 10,7 | - | - |
| 121 | - | - | 1,25 | 13,1 | - | - |
| 122 | - | - | 1,39 | 10,1 | - | - |
| 123 | - | - | - | - | - | - |
| 124 | - | - | 1,20 | 10,2 | - | - |

| | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|------|------|----|------|-----------------|-----|----|------|
| 15,2 | - | - | 11,3 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0,6 |
| 12,9 | - | - | 7,2 | $\frac{a}{a,b}$ | 7,6 | 51 | 0,2 |
| 13,6 | - | - | 6,1 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0,2 |
| 11,4 | - | - | 12,3 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0,7 |
| 14,4 | - | - | 11,7 | $\frac{a}{a,b}$ | 8,1 | 51 | 0,4 |
| 12,5 | 13,8 | - | 14,2 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0,4 |
| 12,7 | - | - | 9,4 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 2,8 |
| 7,1 | - | - | 3,8 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 5,0 |
| 9,3 | - | - | 4,7 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 6,2 |
| 9,8 | - | - | 8,8 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 3,7 |
| 9,2 | - | - | 11,9 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 3,6 |
| 10,8 | - | - | 12,0 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 4,0 |
| 12,3 | - | - | 8,1 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 3,8 |
| 12,7 | 10,4 | - | 9,5 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 3,7 |
| 9,9 | - | - | 5,5 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 4,1 |
| 11,0 | - | - | 7,0 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 1,5 |
| 10,6 | - | - | 4,5 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 1,2 |
| 3,3 | - | - | 6,5 | $\frac{a}{a,b}$ | 3,5 | 47 | 7,4 |
| 4,7 | - | - | 9,2 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 5,5 |
| 6,4 | - | - | 8,6 | $\frac{a}{a,b}$ | 3,8 | 53 | 4,3 |
| 11,4 | - | - | 4,3 | $\frac{a}{a,b}$ | 6,8 | 60 | 0,6 |
| - | - | - | 10,0 | $\frac{a}{a,b}$ | 5,9 | 65 | 1,7 |
| 8,5 | - | - | 4,0 | $\frac{a}{a,b}$ | 6,3 | 54 | 0,7 |
| 8,1 | - | - | 5,7 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 2,0 |
| 1,6 | - | - | 2,8 | $\frac{a}{a,b}$ | 3,4 | 84 | 7,9 |
| - | - | - | 0 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 10,0 |
| - | - | - | 0 | $\frac{a}{a,b}$ | 8,9 | 94 | 5,1 |
| - | - | - | 0 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 3,9 |
| - | - | - | 0 | $\frac{a}{a,b}$ | 7,2 | 84 | 3,2 |
| 6,4 | - | - | 3,2 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 1,3 |
| 7,8 | - | - | 2,8 | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 11,2 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | 8,3 | 64 | 0 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | 7,8 | 76 | 0 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | 7,8 | 60 | 0 |
| - | 5,5 | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0,9 |
| - | 8,0 | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 0 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | - | - | 1,5 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | 3,9 | 68 | 3,1 |
| - | - | - | - | $\frac{a}{a,b}$ | 8,5 | 67 | 0,8 |

Таблица IV (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----|------|------|-------|----|-------|
| 125 | - | - | - | - | - |
| 126 | - | - | - | - | - |
| 127 | - | - | - | - | - |
| 128 | 2,22 | 1,28 | 3,28 | 61 | 42,60 |
| 129 | 3,04 | 1,87 | 4,61 | 59 | 42,27 |
| 130 | 3,98 | 2,44 | 6,02 | 60 | 43,76 |
| 131 | 3,03 | 2,16 | 4,89 | 56 | 40,33 |
| 132 | 3,51 | 0,86 | 4,12 | 77 | 43,35 |
| 133 | 2,86 | 1,72 | 4,29 | 60 | 43,00 |
| 134 | 7,98 | 2,86 | 10,03 | 71 | 41,06 |
| 135 | 2,22 | 1,44 | 3,44 | 58 | 44,92 |
| 136 | 3,50 | 1,72 | 4,87 | 72 | 43,38 |
| 137 | 6,06 | 2,72 | 8,16 | 67 | 43,76 |
| 138 | 5,74 | 3,16 | 8,32 | 62 | 44,54 |
| 139 | 4,14 | 1,86 | 5,58 | 67 | 41,44 |
| 140 | 5,26 | 2,14 | 6,87 | 69 | 42,60 |
| 141 | 2,70 | 2,00 | 4,42 | 55 | 44,92 |
| 142 | 4,94 | 3,16 | 7,60 | 59 | 44,16 |
| 143 | 6,38 | 1,94 | 7,66 | 75 | - |
| 144 | 1,68 | 1,43 | 3,45 | 51 | - |
| 145 | 7,10 | 1,44 | 8,26 | 81 | - |
| 146 | 6,46 | 2,01 | 8,91 | 74 | - |
| 147 | 7,19 | 1,72 | 8,14 | 79 | - |
| 148 | 8,54 | 1,80 | 9,48 | 81 | - |
| 149 | 8,39 | 2,80 | 9,56 | 72 | - |
| 150 | 6,71 | 3,45 | 9,48 | 64 | - |
| 151 | 2,55 | 1,08 | 3,37 | 67 | - |
| 152 | 5,18 | 2,95 | 7,62 | 61 | - |
| 153 | 2,65 | 1,43 | 3,81 | 63 | - |
| 154 | 6,39 | 3,45 | 9,20 | 63 | - |
| 155 | 8,78 | 4,74 | 12,64 | 63 | - |
| 156 | 6,31 | 3,45 | 9,12 | 62 | - |
| 157 | 4,22 | 2,30 | 6,09 | 62 | - |
| 158 | 4,15 | 2,16 | 5,89 | 63 | - |
| 159 | 5,10 | 2,44 | 7,02 | 65 | - |
| 160 | 4,54 | 2,95 | 7,03 | 67 | - |
| 161 | 4,87 | 4,10 | 8,48 | 52 | - |
| 162 | 3,67 | 3,88 | 7,18 | 46 | - |
| 163 | 1,67 | 2,59 | 4,09 | 37 | - |
| 164 | 2,39 | 2,66 | 4,81 | 45 | - |
| 165 | 3,76 | 2,51 | 5,89 | 55 | - |
| 166 | 6,23 | 4,96 | 9,33 | 60 | - |
| 167 | 1,18 | 7,83 | 8,28 | 13 | - |
| 168 | 0,51 | 3,71 | 4,17 | 11 | - |

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|------|-------|---|------|----|-------|-----|
| - | - | - | 2,70 | 78 | - | - |
| - | - | - | 2,68 | 81 | - | - |
| - | - | - | 2,67 | 82 | - | - |
| 4,2 | 13,16 | - | - | - | - | - |
| 5,7 | 14,14 | - | - | - | - | - |
| 7,1 | 12,56 | - | - | - | 1,684 | 6,7 |
| 6,4 | 13,39 | - | - | - | 1,684 | 6,7 |
| 5,0 | - | - | - | - | - | - |
| 5,3 | 13,39 | - | - | - | - | - |
| 12,0 | 13,31 | - | - | - | - | - |
| 4,1 | 12,90 | - | - | - | - | - |
| 5,9 | 13,84 | - | - | - | - | - |
| 9,5 | 13,31 | - | - | - | 1,684 | 6,7 |
| 9,4 | 11,44 | - | - | - | - | - |
| 7,1 | 12,69 | - | - | - | - | - |
| 8,3 | 13,30 | - | - | - | - | - |
| 5,2 | 13,40 | - | - | - | - | - |
| 8,8 | 10,94 | - | - | - | 1,684 | 6,7 |
| - | 11,85 | - | - | - | - | - |
| - | 12,34 | - | - | - | - | - |
| - | 12,05 | - | - | - | - | - |
| - | 12,86 | - | - | - | - | - |
| - | 12,37 | - | - | - | - | - |
| - | 12,28 | - | - | - | - | - |
| - | 11,03 | - | - | - | - | - |
| - | 8,56 | - | - | - | - | - |
| - | 14,60 | - | - | - | - | - |
| - | 10,78 | - | - | - | 1,680 | 5,0 |
| - | 10,75 | - | - | - | - | - |
| - | 11,50 | - | - | - | 1,680 | 5,0 |
| - | 10,52 | - | - | - | - | - |
| - | 11,41 | - | - | - | - | - |
| - | 12,68 | - | - | - | - | - |
| - | 12,91 | - | - | - | - | - |
| - | 12,29 | - | - | - | - | - |
| - | 12,39 | - | - | - | - | - |
| - | 11,38 | - | - | - | - | - |
| - | 11,19 | - | - | - | - | - |
| - | 12,10 | - | - | - | - | - |
| - | 11,93 | - | - | - | - | - |
| - | 11,89 | - | - | - | - | - |
| - | 10,30 | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |

Таблица IV (продолжение)

| 1 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|-----|--------|-----|------|---------|----------|----|
| 125 | - | - | 1,32 | 12,0 | - | - |
| 126 | 0,9806 | 9,5 | 1,16 | 10,6 | - | - |
| 127 | - | - | 1,27 | 12 | - | - |
| 128 | - | - | - | - | - | - |
| 129 | - | - | - | - | - | - |
| 130 | - | - | - | - | - | - |
| 131 | - | - | - | - | - | - |
| 132 | - | - | - | - | - | - |
| 133 | - | - | - | - | - | - |
| 134 | - | - | - | - | - | - |
| 135 | - | - | - | 440 | 4,1 | - |
| 136 | - | - | - | 420-460 | 2,1 (ср) | - |
| 137 | - | - | - | 235 | 6,3 | - |
| 138 | - | - | - | - | - | - |
| 139 | - | - | - | - | - | - |
| 140 | - | - | - | - | - | - |
| 141 | - | - | - | 440 | 4,1 | - |
| 142 | 0,9799 | 6,8 | - | - | - | - |
| 143 | - | - | - | - | - | - |
| 144 | - | - | - | - | - | - |
| 145 | - | - | - | - | - | - |
| 146 | - | - | - | - | - | - |
| 147 | - | - | - | - | - | - |
| 148 | - | - | - | - | - | - |
| 149 | - | - | - | - | - | - |
| 150 | - | - | - | - | - | - |
| 151 | - | - | - | - | - | - |
| 152 | 0,9794 | 4,7 | - | - | - | - |
| 153 | - | - | - | - | - | - |
| 154 | 0,9794 | 4,7 | - | - | - | - |
| 155 | - | - | - | - | - | - |
| 156 | - | - | - | - | - | - |
| 157 | - | - | - | - | - | - |
| 158 | - | - | - | - | - | - |
| 159 | - | - | - | - | - | - |
| 160 | - | - | - | - | - | - |
| 161 | - | - | - | - | - | - |
| 162 | - | - | - | - | - | - |
| 163 | - | - | - | - | - | - |
| 164 | - | - | - | - | - | - |
| 165 | - | - | - | - | - | - |
| 166 | - | - | - | - | - | - |
| 167 | - | - | - | - | - | - |
| 168 | - | - | - | - | - | - |

| 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|-----|------|------|-----------------|-----|----|------|
| - | - | - | - | 8,2 | 66 | 0 |
| - | 9,9 | - | - | 9,2 | 70 | 0 |
| - | - | - | - | - | - | 0 |
| 4,3 | - | 9,8 | a | - | - | 1,6 |
| 2,3 | - | 13,5 | - | 1,7 | 44 | 3,7 |
| 4,9 | - | 16,7 | a,a | - | - | 2,6 |
| 5,7 | - | 16,8 | - | - | - | 2,0 |
| 5,4 | - | 6,7 | $\frac{a}{a}$ | 3,0 | 74 | 1,9 |
| 6,1 | - | 12,9 | $\frac{1}{a}$ | - | - | 1,6 |
| 3,7 | - | 16,2 | a | - | - | 9,2 |
| 3,9 | - | 12,5 | - | - | - | 1,1 |
| 2,5 | 14,8 | 14,4 | - | - | - | 4,0 |
| 6,0 | 13,4 | 14,8 | $\frac{a,a}{a}$ | - | - | 5,3 |
| 2,6 | - | 15,6 | - | - | - | 6,0 |
| 1,7 | 9,3 | 8,6 | $\frac{a}{a}$ | - | - | 4,9 |
| 2,1 | - | 12,5 | - | - | - | 6,1 |
| 4,9 | 15,7 | 14,0 | - | - | - | 2,3 |
| 3,8 | - | 14,6 | $\frac{g,a}{a}$ | - | - | 4,6 |
| - | - | - | $\frac{a}{a}$ | - | - | 8,1 |
| 1,9 | - | 2,0 | - | - | - | 3,3 |
| 7,1 | - | 2,1 | $\frac{a,a}{a}$ | - | - | 6,6 |
| 5,4 | - | 2,6 | - | - | - | 7,5 |
| - | - | - | - | - | - | 5,7 |
| 5,2 | - | 2,5 | $\frac{a}{a}$ | - | - | 6,4 |
| - | - | - | - | - | - | 9,7 |
| 6,1 | - | 2,4 | - | - | - | 7,6 |
| 2,1 | - | 6,2 | - | - | - | 3,0 |
| 3,3 | - | 7,1 | - | - | - | 7,3 |
| 2,1 | - | 5,7 | - | - | - | 3,5 |
| 4,3 | - | 8,7 | - | - | - | 8,3 |
| 4,4 | - | 5,7 | - | - | - | 12,3 |
| 4,4 | - | 9,0 | - | - | - | 8,1 |
| 1,4 | - | 6,0 | $\frac{a}{a}$ | - | - | 6,2 |
| - | - | - | - | - | - | 6,1 |
| 1,0 | - | 3,7 | - | - | - | 7,5 |
| 1,4 | - | 5,9 | - | - | - | 7,3 |
| - | - | 0 | - | - | - | 6,1 |
| - | - | 0 | - | - | - | 3,8 |
| - | - | 0 | - | - | - | 1,1 |
| - | - | 0 | - | - | - | 1,8 |
| - | - | 0 | - | - | - | 3,6 |
| - | - | 0 | - | - | - | 3,8 |
| - | - | - | - | - | - | 0 |
| - | - | - | - | - | - | 0 |

Таблица IV (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----|------|------|-------|----|-------|
| 213 | 3,36 | 2,59 | 3,61 | 54 | - |
| 214 | 2,55 | 2,30 | 4,59 | 41 | - |
| 215 | 6,99 | 3,52 | 9,81 | 64 | - |
| 216 | 3,76 | 2,08 | 5,46 | 62 | - |
| 217 | 4,49 | 4,01 | 8,05 | 50 | 42,12 |
| 218 | 1,51 | 3,23 | 4,59 | 30 | 43,98 |
| 219 | 2,72 | 2,15 | 4,59 | 59 | 43,78 |
| 220 | 7,18 | 5,74 | 12,17 | 58 | 41,50 |
| 221 | 2,72 | 4,16 | 6,61 | 41 | 43,38 |
| 222 | 4,95 | 7,18 | 11,63 | 38 | 35,88 |

Таблица IV (окончание)

| 1 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|-----|----|----|----|----|-----|-----|
| 212 | - | - | - | - | - | - |
| 213 | - | - | - | - | - | - |
| 214 | - | - | - | - | - | - |
| 215 | - | - | - | - | - | - |
| 216 | - | - | - | - | - | - |
| 217 | - | - | - | - | 430 | 7,0 |
| 218 | - | - | - | - | - | - |
| 219 | - | - | - | - | - | - |
| 220 | - | - | - | - | - | - |
| 221 | - | - | - | - | - | - |
| 222 | - | - | - | - | - | - |

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|------|---------|---|----|----|----|----|
| - | 13,31 | - | - | - | - | - |
| - | 11,69 | - | - | - | - | - |
| - | 11,11 | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - |
| 9,8 | (13,41) | - | - | - | - | - |
| 5,6 | (16,13) | - | - | - | - | - |
| 5,6 | (14,63) | - | - | - | - | - |
| 14,1 | (13,48) | - | - | - | - | - |
| 8,0 | (14,53) | - | - | - | - | - |
| 15,3 | (10,37) | - | - | - | - | - |

| 20 | 21 | 22 | 23 | 25 | 25 | 26 |
|------|------|------|----|-----|----|-------|
| - | - | 0 | - | 7,2 | 11 | 0 |
| - | - | 0 | - | 3,2 | 41 | 0,8 |
| - | - | - | - | 2,4 | 39 | 4,6 |
| - | - | - | - | - | - | 10,5 |
| - | - | - | - | - | - | 5,6 |
| 7,1 | 15,2 | 15,3 | - | - | - | 5,7 |
| 6,5 | - | 20,2 | - | 2,5 | 13 | 2,4 |
| 6,8 | - | 16,2 | - | - | - | 2,2 |
| 6,5 | - | 18,5 | - | - | - | 11,10 |
| 7,8 | - | 18,6 | - | 6,8 | 29 | 4,5 |
| 16,0 | - | 3,1 | - | 6,8 | 29 | 7,7 |

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----------|
| ВВЕДЕНИЕ | 3 |
| <u>ЧАСТЬ I. УЛЬТРАБАЗИТЫ</u> | 8 |
| Раздел I. МИРОВЫЕ ТИПЫ УЛЬТРАБАЗИТОВ | - |
| Раздел II. УЛЬТРАБАЗИТЫ УРАЛА (КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА) | 20 |
| Раздел III. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ МАССИВОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА | 24 |
| Глава 1. <i>Дунит-клинопироксенитовая (платиноносная) ассоциация</i> | - |
| Массивы Платиноносного пояса | - |
| Массивы, расположенные вне Платиноносного пояса | 28 |
| Глава 2. <i>Дунит-гарцбургитовая ассоциация (альпийского типа, хромитовая)</i> | 29 |
| <u>ЧАСТЬ II. СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ</u> | 35 |
| Раздел I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ | - |
| Глава 1. <i>Исторический очерк</i> | - |
| Глава 2. <i>Физико-химические основы петрологии серпентинизированных ультрабазитов</i> | 47 |
| Глава 3. <i>Место серпентинизации среди процессов метаморфизма ультрабазитов</i> | 38 |
| Раздел II. МИНЕРАЛЫ | 64 |
| Глава 1. <i>Серпентины</i> | - |
| Петельчатый серпентин | 67 |
| Лизардит | 83 |
| Антигорит | 84 |
| Хризотил (хризотил-асбест) | 88 |
| Сопоставление химического состава серпентиновых минералов | 90 |

| | | |
|--|--|-----|
| Глава 2. | Брусит | 94 |
| | Определение состава брусита с помощью селективного растворения | 96 |
| | Термогравиметрический метод определения железистости брусита | 97 |
| | Рентгенографическое определение состава брусита | 100 |
| | О галогенах в брусите | - |
| | Углекислота в брусите | 104 |
| Глава 3. | Магнетит | 105 |
| | Методы определения содержания магнетита в породе | - |
| | Химический состав магнетитов | 107 |
| Глава 4. | Прочие минералы : | 117 |
| | Минералы углерода | - |
| | Самородные металлы и их сплавы | 121 |
| | Сульфиды | 122 |
| | | 123 |
| Раздел III. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ | | 123 |
| Глава 1. | Введение | - |
| Глава 2. | Серпентинизация мантйных ультрабазитов | 125 |
| | Первичные минеральные ассоциации свежих ультрабазитов | - |
| | Продукты досерпентиновой стадии преобразования ультрабазитов | 128 |
| | Игольчатые пустоты в оливине | - |
| | Включения жидкости в оливине | 131 |
| | Досерпентиновый магнетит | - |
| | Продукты ранней петельчатой серпентинизации | 133 |
| | Степень ранней серпентинизации | 143 |
| | Определение понятия | - |
| | Методы измерения степени серпентинизации | 144 |
| | Статистические данные | 145 |
| | Вариации степени серпентинизации по горизонтали | 148 |
| | Вариации степени серпентинизации по вертикали | 152 |
| | Степень серпентинизации и химический состав пород и минералов | 155 |
| | Степень серпентинизации и размер зерна оливина | 174 |
| | Микроструктурные доказательства увеличения объема при серпентинизации | 180 |
| | Продукты хризотил-лизардитовой серпентинизации | 182 |
| | Ассоциация лизардит+брусит в лизардитовых серпентинитах | - |
| | Ассоциация хризотил+маггемо-магнетит+брусит | 183 |
| | Распределение железа в продуктах хризотил-лизардитовой серпентинизации | 185 |
| | Ассоциация антигорит+брусит+магнетит (+графит). | 188 |
| Глава 3. | Специфика серпентинизации стратиформных ультрабазитов | 203 |

| | |
|---|-----|
| ЧАСТЬ III. ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 206 |
| Основные результаты исследований | - |
| Важнейшие задачи дальнейших исследований | 210 |
| ЛИТЕРАТУРА | 212 |
| ПРИЛОЖЕНИЯ | 229 |
| Таблица I. Химический состав серпентиновых минералов | 230 |
| Таблица II. Химический состав, параметры элементарной ячейки и результаты термомагнитных исследований магнетитов из уральских серпентинитов | 256 |
| Таблица III. Название пород и места взятия образцов | 278 |
| Таблица IV. Результаты минералого-геохимического изучения дунитов и гарцбургитов Урала. | 286 |

Дмитрий Сергеевич Штейнберг, Игорь Степанович Чашухин
СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии УНЦ АН СССР

Редактор *А.А. Девяков*. Редактор издательства *К.Ф. Пашковская*.
Художественный редактор *Н.И. Власик*
Технические редакторы *Г.В. Лазарева, Л.А. Куликова*

Подписано к печати 29/ХII -76 г. Т-18667. Услпеч.л. 19,5. Уч.-изд.л. 20,4.
Формат 60x901/16. Бум. офс. № 1. Тираж 900 экз. Тип.зак 145 Цена 2 р.04 к.
Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома, Москва, Волочаевская ул., д. 40

3707

2 р. 04 к.