

Е. Е. ЛАЗЬКО

**МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ  
АЛМАЗА  
И ГЕНЕЗИС  
КИМБЕРЛИТОВЫХ  
ПОРОД**

Е. Е. Лазько

# МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗА И ГЕНЕЗИС КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

2869



МОСКВА, НЕДРА, 1979



Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М., Недра, 1979. 192 с.

На основе оригинальных данных в работе рассмотрена проблема происхождения минералов-вкрапленников в кимберлитовом цементе, известных в качестве спутников алмаза и широко используемых при поисках алмазоносных кимберлитов. Состав и некоторые физические свойства вкрапленников сопоставлены с аналогичными характеристиками минералов глубинных ксенолитов, относящихся к различным типам ультраосновных и основных парагенезисов; проведенное сравнение послужило основой для выделения ряда ассоциаций глубинных минералов кимберлитов. Большое внимание в работе уделено комплексному исследованию кристаллических вrostков в первичных минералах кимберлитовых пород, расшифровке особенностей строения крупных выделений минералов из кимберлитового цемента и анализу условий стабильности алмазов в природных условиях. Полученные данные позволили прийти к некоторым принципиальным выводам о составе глубинных зон Земли, путях эволюции первичных ультраосновных магм, а также о способах генерации и природе протокимберлитовых расплавов. Предлагается двухэтапная схема образования и обосновывается гибридный характер кимберлита.

Работа предназначена для петрологов, минералогов и специалистов других профилей, занимающихся изучением состава, строения и путей эволюции верхней мантии Земли, а также широкого круга сотрудников научных и производственных организаций, принимающих участие в поисках, разведке и исследованиях кимберлитов и родственных им пород.

Табл. 34, ил. 50, список лит. — 239 назв.

Л 20805—163 81—79. 1904020000 © Издательство «Недра», 1979  
043(01)—79

ИБ № 2794

Евгений Евгеньевич Лазько

## МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗА И ГЕНЕЗИС КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*  
Обложка художника *В. Г. Штанько*  
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*  
Технический редактор *Л. Я. Голова*  
Корректор *Р. Я. Ускова*

Сдано в набор 27.11.78. Подписано в печать 31.03.79 Т-06066 Формат 60×90<sup>1/16</sup>  
Бумага № 1. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. 13,42.  
Тираж 1600 экз. Заказ 701/7237—1. Цена 2 руб.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19

Подольский филиал ПО «Периодика» Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете СССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли  
г. Подольск, ул. Кирова, 25

Последние десятилетия ознаменовались резким смещением акцентов в сфере интересов исследователей, разрабатывающих вопросы состава и строения Земли. Если в предшествующий период внимание геологов концентрировалось прежде всего на изучении поверхностных слоев земной коры, то в последнее время значительные усилия были направлены на познание природы больших глубин. Трудно переоценить результаты, достигнутые в ходе выполнения двух крупнейших международных программ — Проекта верхней мантии и сменившего его Геодинамического проекта: благодаря им не только неизмеримо возросли наши знания о глубинных областях и происходящих там процессах, но и стала понятной исключительная роль последних во всех явлениях, осуществляющихся в тектоносфере и определяющих поверхностный облик планеты. Важную роль в обеих программах сыграли комплексные геофизические и геохимические исследования глубинных пород мантийного происхождения. Автор проводил исследования именно в геохимической сфере. Предлагаемая вниманию читателей работа посвящена изучению состава и происхождения, видимо, наиболее глубинных из известных на дневной поверхности образований — кимберлитовых пород.

Огромный интерес к кимберлитам определяется не только присутствием в них разнообразных ксенолитов — реликтов мантийного вещества, но и тем, что они до сих пор остаются единственным коренным источником промышленных алмазов. В изучении кимберлитовых пород достигнуты значительные успехи: собраны данные о составе и строении кимберлитовых тел, установлены важные корреляции вещественного состава кимберлитов с их алмазоносностью, определенный прогресс намечился в познании процессов, определяющих появление алмазов и несущих их пород в природе. Вместе с тем до настоящего времени алмазодержащие породы остаются едва ли не самыми загадочными геологическими объектами. До настоящего времени не существует единой геологической разработки, отражающей генетику кимберлитов; в этой связи становится понятным заметное отставание в методах поисков и прогнозирования кимберлитов сравнительно с развитием таковых на другие виды полезных ископаемых. На наш взгляд, создавшееся положение обусловлено известной фрагментарностью в изучении кимберлитовых пород, при которой отдельные проблемы, например связанные с природой глубинных ксенолитов, разработаны достаточно подробно, а другие находятся в зачаточном состоянии. К таким неразработанным вопросам геологии кимберлитов в первую очередь относится проблема образования глубинных минералов-вкрапленников в кимберлитовом цементе, широко известных в качестве минералов-спутников алмаза. Присутствие последних в рыхлых отложениях, как известно, служит указанием на возможность обнаружения кимберлитов и является руководящим признаком, широко используемым при поисках коренных месторождений алмазов.

Проблема происхождения минералов-спутников алмаза в кимберлитах тесно связана с вопросами формирования последних и относится к важнейшим дискуссионным моментам их генезиса. В связи с этим нет недостатка в гипотезах образования как самих пород, так и находящихся в них минералов. Однако многие из предлагаемых точек зрения неприемлемы в свете новейших данных. Вместе с тем правильное понимание природы геологических объектов является ключом к поискам и практическому использованию связанных с ними полезных ископаемых. Поэтому принципиальной задачей работы явилось детальное изучение главных минералов-вкрапленников кимберлитов и рассмотрение на этой основе их генезиса. В ходе исследования, однако, оказа-

лось невозможным обсуждать происхождение минералов-вкрапленников в отрыве от формирования самих пород и возникла необходимость рассмотреть также более широкую проблему образования кимберлитов в целом; попутно в работе решался и ряд более конкретных вопросов.

Предшествовавшие исследования показали, что такой сложный вопрос, как генезис минералов кимберлитов, лучше рассматривать на примере конкретных месторождений, а не обширных алмазоносных районов, в которых отдельные трубки резко различаются по химическому и минеральному составу. Поэтому в качестве объектов исследования были избраны две хорошо изученные кимберлитовые трубки Якутии: Мир и Удачная (преимущественно восточная часть последней, характеризующаяся превосходной сохранностью большинства минералов кимберлита). В нашем распоряжении имелись представительные коллекции образцов для каждой из этих трубок, что позволило получить статистически достоверный материал. Основой послужили полевые сборы автора; часть образцов была любезно предоставлена А. И. Пономаренко и И. П. Илупиным.

Необходимо сказать несколько слов об использовавшейся терминологии. Она в целом соответствует общепринятой, за одним лишь исключением: по мнению автора, термин «кимберлитовые породы» является собирательным и должен применяться по отношению к формации в целом. В настоящей работе он понимается как весь комплекс мантийных образований, наблюдаемых в кимберлитовых трубках, включая разнообразные типы ксенолитов. Термин «кимберлит» (а также «собственно кимберлитовая ассоциация минералов») мы применяли только в отношении основной массы (цемента) породы с заключенными в ней вкрапленниками глубинных минералов.

В процессе работы автор пользовался консультациями В. С. Соболева и Н. В. Соболева, за что он выражает им глубокую благодарность. Значительную роль при разработке темы сыграли плодотворные дискуссии с В. П. Серенко, Г. А. Пономаренко, Н. С. Маковской, А. И. Пономаренко, И. П. Илупиным, Н. П. Похиленко и Б. М. Владимировым, чьи критические замечания и поправки имели большое значение для формирования изложенной концепции.

При проведении экспериментальной части исследований ценное содействие было оказано А. А. Бровкиным, К. П. Никишовым, А. В. Бураковым, В. А. Франк-Каменецким, И. В. Рождественской, И. И. Шафрановским, А. Н. Беловой, Е. К. Васильевым, З. Ф. Ушаповской, Э. А. Янчуком, Б. М. Романишиным и А. Н. Небольсиным, неоценимую помощь автору в ряде точных исследований оказал Н. П. Похиленко.

Особую признательность за постоянное внимание к работе автор выражает своему учителю М. Н. Годлевскому.

Многие сформулированные в книге положения дискуссионны, однако автор надеется, что затронутые проблемы привлекут внимание исследователей и послужат поводом к переосмыслению имеющихся фактов с новых позиций.

## МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗА И ОБЗОР ГИПОТЕЗ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ИХ В КИМБЕРЛИТАХ

Термин «минерал-спутник» давно используется в литературе по шлиховому анализу для обозначения бесполезных компонентов, сопутствующих в россыпях какому-либо полезному ископаемому. В первые годы после открытия сибирских алмазных месторождений под термином «минералы-спутники алмаза» подразумевался комплекс минералов (гранат, ильменит, хромшпинелид, оливин, хромдиоксид), кристаллизовавшихся, по существовавшему представлению, в протомагматический этап становления кимберлитов совместно с алмазом. Разработанный советскими исследователями метод поисков кимберлитовых трубок по минералам-спутникам [1,85] дал блестящие результаты, позволив открыть ряд месторождений алмазов. Однако постепенно накопленные факты (отсутствие корреляции между количествами минералов-спутников, с одной стороны, и алмазов — с другой, отсутствие во включениях в алмазах ряда минералов, используемых при поисках, и т. д.) и трудности обнаружения новых высокоалмазных трубок заставили усомниться в правильности такого подхода. Выяснилось, что поиски ведутся практически вслепую, так как обнаружение минералов-спутников ничего не говорит о потенциальной алмазности источников выноса. Решение проблемы наметилось только в последние годы, когда был изучен состав включений в алмазах [97, 188, 207]. Полученные данные показали, что истинные свидетели геохимической обстановки формирования алмазов резко отличаются от большинства других минералов, наблюдаемых в кимберлитах. Сейчас они уже обнаружены в алмазных трубках [97, 178, 193].

Однако остальные минералы кимберлитов также нуждаются в установлении своего места в кимберлитовом процессе. Отдавая дань традиции, в дальнейшем мы будем называть минералами-спутниками алмаза комплекс соединений, хотя и не связанных с алмазами общностью геохимической и термодинамической обстановки кристаллизации, но наблюдающихся вместе с ними в виде порфировых вкрапленников в основной массе кимберлитов и происходящих из глубинных слоев мантии Земли. Минералы же, кристаллизовавшиеся совместно с алмазом в одной геохимической среде и при одинаковых термодинамических параметрах,

следует называть его непосредственными парагенетическими спутниками.

Проблема происхождения минералов-спутников алмаза тесно связана с проблемами генезиса алмазов и эволюцией глубоких ультраосновных расплавов. Имеется несколько гипотез о месте кристаллизации алмазов и их спутников. Сторонники одной из точек зрения считают, что алмазы кристаллизуются непосредственно в трубках в результате реакций кимберлитовой магмы или сопутствующих ей растворов с вмещающими карбонатными породами [60]. Аналогичную идею отстаивает В. С. Петров [72], привлекающий для объяснения генезиса алмазов механизм окислительно-восстановительных реакций. Наконец, А. И. Боткунов рассматривает алмазы как продукт метасоматической кристаллизации в трубках при низких термодинамических параметрах в пневматолитовую или даже гидротермальную стадию постмагматического процесса.

Перечисленные гипотезы, рассматривающие главным образом происхождение алмазов, так же как и взгляды первых исследователей африканских кимберлитов (Г. Льюис, Э. Коэн), представляют лишь исторический интерес, так как совершенно не учитывают не только многие минералогические и петрографические факты, но и результаты экспериментов по синтезу алмазов и минералов кимберлитов, а также данные по изучению силикатных систем. Однако даже в этих предположениях части минералов-спутников алмаза (оливину, пикроильмениту), по-видимому, приписывается глубинное происхождение, поскольку в ряде случаев речь идет о кимберлитовой магме; в то же время считается, что пироп кристаллизуется совместно с алмазом в зонах повышенных давлений, образующихся в кимберлитовых трубках при графитизации атомарного углерода [72]. Подобные взгляды противоречат всем имеющимся данным по ксенолитам глубинных пород и минералам кимберлитов.

Ряд советских исследователей (Л. Н. Леонтьев, А. А. Каденский, А. А. Меняйлов) отстаивают идею «промежуточных» (сателлитных) очагов. Согласно этой точке зрения, кимберлиты являются производными базальтовой магмы и образуются в своеобразных камерах взрыва — сателлитных очагах. Последние располагаются на небольших глубинах — в верхней части фундамента и даже над ним, в осадочном чехле. Кристаллизация алмазов, пиропов и др. происходит в очагах, которые затем дают начало кимберлитовым трубкам.

Представление о генетической связи кимберлитовой и базальтовой магм было подвергнуто критике В. С. Соболевым, который справедливо указал на несоответствие во взглядах отдельных исследователей с имевшимися уже тогда минералогическими и петрологическими данными. Тем не менее мнение о генетическом родстве кимберлитов и щелочных базальтов или траппов укоренилось в литературе (Г. М. Гапеева, В. В. Ковальский, К. Н. Ни-

кишов, О. С. Егоров, Б. Г. Лутц, Е. В. Францессон, А. А. Меньяйлов).

Идея промежуточных очагов получила поддержку в отечественной литературе [11, 102]. Признавая необходимость высоких давлений для кристаллизации алмаза, ее сторонники считают, что такие давления могли возникать в промежуточных очагах при продвижении расплава к поверхности. В качестве источника углеродистого вещества принимаются органические соединения вмещающих пород коры [11] или мантийный ювенильный углерод [102]; алмазы, согласно этой точке зрения, образуются при взрывных процессах в очагах. Гипотеза промежуточных очагов находит, однако, в резко противоречии с данными по изотопному составу углерода алмазов и вмещающих пород и данными об отсутствии среди включений в алмазах распространенных минералов земной коры.

По поводу происхождения минералов-спутников алмаза авторы, поддерживающие гипотезу промежуточных очагов, имеют противоречивые мнения. В. Г. Васильев и др. [11] признают, что глубинные ксенолиты и порфиновые вкрапленники минералов, в частности пироба, образовались до кристаллизации в очаге и были принесены туда магматическим расплавом, и в то же время утверждают, что пироб образовался в промежуточных очагах. В. С. Трофимов [102] считает, что глубинное происхождение из минералов-спутников алмаза имеют только вкрапленники оливина и микролиты пироксена; кристаллизация же вкрапленников пироксена, хромита, циркона, пироба происходила так же, как и кристаллизация самих алмазов, в промежуточной камере взрыва. Каждая новая порция магмы, поступавшая в очаг, образовывала вкрапленники тех же минералов, что и первая. В конечные стадии существования очага происходила кристаллизация ильменита и флогопита.

Своеобразным видоизменением гипотезы промежуточных очагов явились оригинальные взгляды Ч. Ф. Дэвидсона, который считал, что кимберлиты происходят из слоя высокометаморфизованных пород глубинных зон земной коры. Алмазы, пиробы, хромдиопсиды кристаллизуются в трубках под воздействием газовых эманаций на материал кимберлитов. Ч. Ф. Дэвидсон отрицал возможность выноса алмазов с больших глубин, а ксенолиты глубинных пород вслед за Т. Бонни считал обломками метаморфических образований фундамента. В. И. Михеенко и Н. И. Ненашев пришли к сходным выводам [62]. По их мнению, алмаз вместе с основными породообразующими минералами кимберлита выкристаллизовался в нижних слоях земной коры. Эта порода длительное время оставалась на глубине в жидком, но охлажденном состоянии, а затем была выдавлена к дневной поверхности.

Коровое происхождение приписывал минералам-спутникам и Дж. Доусон в гипотезе, отвергнутой позднее самим автором

[152]. Он утверждал, что богатые водой анкерит-карбонатитовые расплавы из мантии реагируют с гранитными породами с образованием ультраосновных скарнов и остаточного флюида. Эти скарны, когда они уже выкристаллизовались, дают начало «родственным ксенолитам», а затем, полностью раздробившись и смешавшись с остаточным флюидом, образуют кимберлит.

Резюмируя сказанное, следует заметить, что «поверхностные» и «субповерхностные» гипотезы находятся также в противоречии с данными по синтезу алмазов. Для образования последних необходимы сверхвысокие давления и температуры, которые, по видимому, никогда не достигаются в условиях становления трубок и промежуточных очагов. Алмазы же, синтезированные при взрывах, резко отличаются свойствами и обликом [233] от алмазов, медленно выросших в области их устойчивости. Кроме того, авторы этих гипотез не учитывают еще одно важное обстоятельство. В большом количестве алмазов изучены сингенетические включения. Детальные исследования закономерностей их сростания [15, 111] показали, что многие включения росли совместно с алмазом в спокойной обстановке при высоких давлениях и температурах [19, 232].

В противовес рассматриваемым предположениям многими геологами высказывается мнение о глубинном, мантийном происхождении алмазов, ксенолитов глубинных пород и самих минералов кимберлитов, которое подтверждается всеми имеющимися данными. Однако у исследователей, не подвергающих сомнению мантийную природу кимберлитов, не существует тем не менее единого взгляда на генезис минералов-спутников алмаза. Эта проблема тесно связана с проблемой происхождения в кимберлитах ксенолитов глубинных пород, так как состав породообразующих минералов в последних неотличим от состава многих вкрапленников в кимберлитовом цементе.

Рассматривая природу ксенолитов, одни авторы предполагают, что эти образования генетически связаны с кимберлитом, а другие считают, что они являются реликтами вещества верхней мантии. В связи с этим по поводу происхождения минералов-вкрапленников в кимберлите существуют три точки зрения, каждая из которых отстаивается определенной группой исследователей, совершенно по-разному интерпретирующих одни и те же факты.

Выразителем одной системы взглядов является В. А. Милашев [61], который на основании изучения ксенолитов ультрабазитов из трубки Обнаженная пришел к выводу, что минералы-спутники алмаза являются продуктом кристаллизации кимберлитовой магмы, а ксенолиты образуются путем слипания выделившихся зерен в гломеропорфиновые сростки (синнезис). Эта точка зрения, близкая к мнению, высказанному первыми исследователями южноафриканских кимберлитов (Р. Бек, Г. С. Корсторфайн), позднее была поддержана в нашей стране [14, 33].

Сходных взглядов придерживались выдающийся исследователь африканских кимберлитов А. Ф. Уильямс [236], а вслед за ним Дж. Доусон [151]. Они считали, что ксенолиты являются «родственными» — генетически связанными с кимберлитом, т.е. являются продуктом глубинной кристаллизации кимберлитовой магмы, из которой затем образовались минералы-спутники. В этой связи отметим, что главной особенностью синнезиса считается тенденция к срастанию вкрапленников одного минерального вида [28], подтвержденная статистически [234]. Именно этого в кимберлитах нет, так как ксенолиты состоят из трех-четырёх различных минералов; противоречит гипотезе и отсутствие идиоморфизма последних.

Гипотеза «родственных» ксенолитов, как, впрочем, и гипотеза «гломеропорфировых сегрегаций», наталкивается на непреодолимые трудности при рассмотрении данных абсолютной геохронологии. Ксенолиты оказываются гораздо древнее вмещающего кимберлита [105, 126, 186] и поэтому не могли образоваться из той же магмы. Сопоставление изотопных отношений элементов [121, 125, 203] и распределения микроэлементов [193] в минералах ксенолитов и кимберлитов также доказывает, что глубинные включения имеют ксеногенную, а не «родственную», гомеогенную природу.

Г. Харгер был одним из первых, кто указал, что ксенолиты могут быть протообломками, реликтами пород из глубинных зон Земли. В настоящее время большинство геологов считает, что ксенолиты ультраосновных пород и эклогитов в кимберлитах и щелочных базальтоидах являются остатками мантийного субстрата. Это мнение базируется на том, что ксенолиты имеют сходный минеральный и химический состав в совершенно различных материнских породах, постоянно обнаруживаются в разных регионах и по своим упругим свойствам удовлетворяют сейсмическим наблюдениям. Подобная интерпретация позволяет утверждать [87, 132], что минералы-спутники алмаза в кимберлите являются ксенокристаллами и образовались за счет дробления разных типов ксенолитов, а кимберлит служит лишь механическим переносчиком обломков.

Наиболее многочисленная группа геологов [90, 98, 108, 112] стоит на промежуточных позициях, признавая, что минералы-спутники могут попадать в кимберлит как при разрушении вынесенных из глубинных горизонтов ксенолитов ультрабазитов, так и кристаллизоваться непосредственно из кимберлитового расплава. Ниже, однако, будет показано, что две последние точки зрения также имеют уязвимые места.

Оригинальные взгляды в последнее время были высказаны П. Никсоном и Ф. Бойдом [140, 193]. Они считают, что хотя многие из вкрапленников в кимберлитовом цементе могли попасть туда при дроблении глубинных пород, большая их часть все же присутствовала в виде отдельных зерен и сростков (фе-

нокристаллов) в кашеподобной магме в зоне низких скоростей верхней мантии. Оттуда вкрапленники и были захвачены кимберлитом при его движении через эти области; таким образом, фенокристаллам также приписывается ксеногенное по отношению к вмещающему кимберлиту происхождение. По нашему мнению, взгляды указанных исследователей лучше всего согласуются с имеющимся в настоящее время комплексом данных по геологии и вещественному составу кимберлитовых пород. Наша точка зрения наиболее близка к гипотезе П. Никсона и Ф. Бойда, хотя сам механизм кимберлиитообразования представляется автору в несколько ином свете.

---

## ПЕРВИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

---

За двадцатилетний период исследования якутских кимберлитов собран и обобщен огромный фактический материал по минералогии этих интереснейших образований. Общая характеристика большинства известных в кимберлитах минералов приведена в ряде отечественных сводок [1, 40—42, 65, 74, 97, 108]; кроме того, большое количество данных опубликовано в статьях геологов ЯТГУ (А. П. Бобриевича, Г. И. Смирнова, А. А. Панкратова, К. Г. Чумирина, И. Н. Иванова, А. И. Боткунова, А. И. Пономаренко), сотрудников ЦНИГРИ (Е. В. Францесон, И. П. Илупина, Ф. В. Каминского, А. Д. Харькива, В. С. Трофимова), ВСЕГЕИ (Н. Н. Сарсадских, М. А. Гневушева, В. А. Благулькиной, В. С. Ровши), НИИГА (В. А. Милашева, М. А. Крутоярского, Э. Н. Эрлиха), Института геологии ЯФ СО АН СССР (В. В. Ковальского, В. К. Маршинцева, К. Н. Никишова, Г. В. Зольникова), Института геологии и геофизики СО АН СССР (В. С. Соболева, Н. В. Соболева, Н. П. Похиленко, Н. Л. Добрецова), Института физики Земли АН СССР (Б. Г. Лутца) и других организаций. Капитальные монографии были выпущены в начале нынешнего столетия южноафриканскими геологами (А. Холмс, Г. Льюис, П. Вагнер, А. Ф. Уильямс); вслед за периодом некоторого охлаждения огромный интерес к минералогии и проблемам происхождения зарубежных кимберлитов проявляется в наши дни, особенно в Южной Африке (П. Никсон, П. Риквуд, Дж. Доусон, Дж. Герни, И. Куширо, К. Аоки, К. Фрик, А. Рингвуд, А. Рейд, Дж. Смит и др.) и США (Ф. Бойд, Д. Брукинс, Г. Мейер, Т. Мак-Гетчин, М. О'Хара, Г. Свитцер, И. Мак-Грегор и др.). Поэтому в настоящей главе нет необходимости детально и всесторонне описывать минералы кимберлитовых пород; наоборот, существование большого количества данных облегчает задачу автора и дает возможность заострить внимание на характеристике лишь тех свойств и особенностей минералов, которые являются определяющими для решения намеченных вопросов.

В литературе, посвященной минералогии кимберлитовых пород, уже давно принято деление минералов последних на первичные и вторичные. В работе рассматриваются лишь первичные минералы, т. е. минералы глубинных ксенолитов ультрабазитов

и эклогитов (гранат, оливин, ромбический и моноклинный пироксен, хромшпинелид, ильменит, отчасти алмаз) и порфиновые вкрапленники в кимберлитовом цементе (те же фазы, что и в глубинных ксенолитах, с добавлением флогопита). Природа глубинных ксенолитов является самостоятельной сложной проблемой, однако в настоящее время вряд ли вызывает сомнения их ксеногенность по отношению к вмещающему кимберлиту. Иначе обстоит дело с вкрапленниками минералов в кимберлитовом цементе. Общеизвестно, что некоторая их часть является чуждой кимберлиту и попадает в него при дроблении ксенолитов, но происхождение оставшейся части вкрапленников вызывает большие разногласия. Как отмечено Е. В. Францессон, «каждой из выделенных родственных кимберлиту групп пород (глубинных ксенолитов — Е. Л.) соответствует определенная группа минералов. Минералы родственных пород и кимберлитов идентичны, разницу между ними не удается обнаружить» [108]. Эта точка зрения разделяется Н. В. Соболевым с соавторами [98], считающими, что критерии отличия собственно кимберлитовых и ксеногенных минералов представляются дискуссионными. Однако, по нашему мнению, таким критерием могут служить особенности химического состава отдельных генетических групп минералов внутри всей совокупности одноименных фаз в кимберлитовых породах. В основе подобного допущения лежит общезвестный факт сдвига состава осаждающихся из расплава кристаллов по отношению к составу первичного материала, за счет которого образовался расплав, в сторону обогащения легкоплавкими компонентами. Если протокимберлитовая магма возникает при частичном плавлении ультраосновного вещества верхней мантии, — а именно таковы ныне наиболее обоснованные фактами взгляды на способ ее образования [56, 152, 183, 217], — то трудно представить направление кристаллизации этих выплавов, при котором состав вновь образующихся фаз был бы идентичен широкому ряду составов минералов глубинных ксенолитов, т. е. тех самых пород, за счет которых произошло выплавление. Последние скорее всего являются в большинстве своем рестилами при глубинной дифференциации первичного вещества Земли, и потому подобная конвергенция представляется маловероятной: особенности химизма протокимберлитовых расплавов должны вести к кристаллизации из них минералов, отличных по составу от минералов глубинных ксенолитов и приспособленных к новым условиям равновесия. Задача, таким образом, сводится к поискам гомогенной по составу группы минералов (или одного минерала), которая отличалась бы от других групп одноименных фаз ксенолитов по химическим особенностям; поэтому выявление признаков, позволяющих отличить собственно кимберлитовые минералы от ксеногенных (ксенолитовых), являлось одной из основных целей работы. В приведенной ниже характеристике минералов основное внимание уделено некоторым физическим свойствам и

составу минералов, последовательности их кристаллизации из расплава и различным вопросам генетического характера.

## ГРАНАТЫ

Среди глубинных парагенезисов в кимберлитах особый интерес представляют минеральные ассоциации, содержащие гранат, так как состав этого минерала является чутким индикатором физико-химических условий среды его кристаллизации. Носителями граната в кимберлитовых трубках являются как собственно кимберлиты, так и многие разновидности содержащихся в них ксенолитов. Поэтому наиболее простым решением было бы сопоставление химических особенностей гранатов из различных типов ксенолитов и кимберлитового цемента и рассмотрение на этой основе вопроса о возможной самостоятельности минерала в кимберлитах. Однако из-за незначительных размеров большинства зерен граната в кимберлитовом цементе традиционный подход к изучению состава с помощью химических методов анализа неприемлем; в особенности это касается редких гранатов фиолетового и зеленого цвета. Поэтому большинство проанализированных до настоящего времени гранатов из основной массы кимберлита, за исключением образцов, изученных в последнее время методом локального рентгеноспектрального анализа [97, 178, 193, 231], было отобрано из концентратов обогащения. Такие анализы характеризуют лишь валовой состав граната кимберлитовых пород и не должны использоваться для строгих генетических построений [50].

Хорошие результаты в большинстве случаев дает косвенное решение, а именно определение компонентного состава гранатов по физическим характеристикам (размеру ребра элементарной ячейки  $a_0$  и показателю преломления  $N$ ) с использованием диаграмм состав — свойство [53]. Так как провести исследование состава большого количества зерен граната в рамках настоящей работы оказалось невозможным, была использована упомянутая методика косвенного определения химизма гранатов оптико-рентгеновским способом с помощью известной диаграммы Х. Винчелла, как наиболее точной и удобной для настоящего исследования.

Известно, что большинство гранатов из кимберлитов и заключенных в них глубинных ксенолитов по составу чаще всего отвечает пироп-альмандину с примесью либо уваровита, либо грюссюляра при незначительном участии остальных компонентов, среди которых главную роль играет андрадит [95]. Эти две большие группы разделяются и по физическим характеристикам, причем гранаты первой из них (хромовые), как правило, окрашены в фиолетовый, малиновый и вишневый цвет, а второй (бесхромовые) — в оранжевый и красный. Подобное разделение имеет глубокий генетический смысл, так как гранаты первой группы отно-

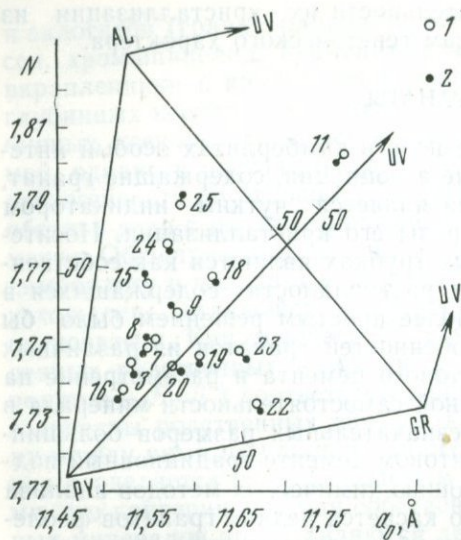


Рис. 1. Сопоставление составов гранатов, полученных в результате химического анализа (1) и способом измерения физических свойств (2), на диаграмме Винчелла. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 3

сятся в подавляющем большинстве случаев к ассоциациям резко ультраосновного типа, а гранаты второй группы часто наблюдаются в парагенезисах, имеющих более основной характер. При пересчетах близость физических свойств андрадита и уваровита позволяет объединять их в один компонент без внесения значительной погрешности в окончательный результат [224].

Таким образом, большинство гранатов, встречающихся в кимберлитовых породах, в первом приближении можно рассматривать как трехкомпонентные смеси, для которых определение по диаграмме Винчелла дает вполне удовлетворительные результаты. На рис. 1 хорошо видно соответствие составов гранатов, определенных химически (см. табл. 3), и составов тех же образцов, выведенных путем измерения физических констант с последующим нанесением их на диаграмму. Это фактически означает равноценность данных, полученных с помощью указанных методов. Точки составов гранатов, установленные этими двумя способами, на диаграмме располагаются на близком расстоянии друг от друга. Ни в одном случае для основных компонентов гранатов расхождение не составило более 3%, что соответствует точности диаграммы. Лучшие результаты получаются для гранатов перидотитов, эклогитов, кристаллических пород и значительной части гранатов кимберлитов, отвечающих необходимому условию трехфазности, несколько хуже — для гранатов пироксенитов, содержащих примерно одинаковые количества гроссуляра и андрадита с уваровитом. Вместе с тем необходимо отметить, что детальное исследование гранатов из концентратов обогащения кимберлитов Сибири и Африки в последние годы наряду с исследованием включений в алмазах позволило обнаружить образцы с чрезвычайно высоким содержанием кноррингитового компонента (до 50 мол. % и более). Определение состава высокохромовых гранатов по диаграмме Винчелла не может быть удовлетворительным ввиду того, что они четырехкомпонентны. Поэтому для подобных гранатов предложена специальная диаграмма

[97], учитывающая приблизительно одинаковую железистость гранатов перидотитов и позволяющая определять содержание в гранате пиропы, уваровита и кноррингита. Как показали наши исследования, такие гранаты и на диаграмме Винчелла выделяются в самостоятельную группу вследствие пониженной кальциевости. Так как гранаты подобного состава являются парагенетическими спутниками алмазов, это позволяет отличить их от других типов гранатов кимберлитов, что имеет большое значение для разбраковки кимберлитов на высоко- и низкоалмазные, непосредственных поисков алмазосодержащих кимберлитовых трубок и прогнозирования перспективных месторождений алмазов в новых районах по минералам — парагенетическим спутникам алмаза из россыпей [64, 97].

Необходимость возможно более полного охвата разновидностей кимберлитовых гранатов предопределила значительный объем аналитических исследований и случайный характер отбора как гранатосодержащих пород в трубках, так и отдельных зерен гранатов из концентратов обогащения. Всего были определены  $a_0$  и  $N$  271 отдельного зерна граната из различных типов ксенолитов и из основной массы кимберлита трубки Удачная и те же константы для 229 зерен гранатов из трубки Мир, также из различных типов включений и гранатов-ксенокристаллов в кимберлитовом цементе.

Полученные результаты были нанесены на диаграмму Винчелла и дали точки компонентного состава гранатов. Последние образуют на диаграмме четкие поля, причем каждая группа пород характеризуется гранатом с определенными физическими свойствами, а следовательно, и определенным химическим составом. Анализ и сопоставление картин распределения точек составов гранатов из кимберлитов и различных типов ксенолитов дали возможность высказать суждения о генезисе граната в кимберлитах. Той же цели служила статистическая обработка результатов проведенных изменений.

**Минералогия и парагенезис гранатов кимберлитовых пород.** Среди разнообразных гранатосодержащих пород, встреченных в кимберлитовых трубках Сибири, наибольшим распространением пользуется обширная группа ксенолитов ультрабазитов. По структурно-текстурным признакам они прежде всего подразделяются на равномернозернистые и породы порфирированного облика [1, 17, 74]. Последние весьма характерны для трубки Удачная, где они составляют около 60% всех глубинных ксенолитов; в трубке Мир, наоборот, развиты полнокристаллические, преимущественно равномернозернистые и значительно реже порфирированные ультрабазиты. В качестве отдельной разновидности можно классифицировать гранатизированные шпинелевые перидотиты со сложной историей кристаллизации [96], распространенные преимущественно в трубках северных районов Сибирской платформы. Кроме того, недавно выделена еще одна группа ультра-

основных гранатсодержащих пород — ильменитовых гипербазитов [13], относительно редко встречающихся в кимберлитовых трубках. Так же редки в кимберлитах ксенолиты эклогитов и гранатовых пироксенитов. В некоторых кимберлитовых телах, в частности в трубке Удачная, широким распространением пользуются обломки гранатсодержащих кристаллических пород, захваченные из фундамента платформы. Помимо ксенолитов значительное количество граната заключено в кимберлитовом цементе.

Таким образом, гранатсодержащие породы в кимберлитовых трубках по структурно-текстурным и минералогическим признакам можно разделить на следующие типы:

1. Ксенолиты оливинсодержащих ультрабазитов:

а) полнокристаллические равномернозернистые (оливиниты, дуниты, перидотиты);

б) порфиновые (катаклазированные) перидотиты;

в) гранатизированные шпинелевые лерцолиты;

г) ильменитовые перидотиты.

2. Ксенолиты безоливиновых ультрабазитов (пироксенитов).

3. Ксенолиты эклогитов.

4. Ксенолиты эклогитоподобных пород и кристаллических сланцев.

5. Кимберлиты.

*Полнокристаллические равномернозернистые гранатовые ультрабазиты* сложены оливином, гранатом, ромбическим и моноклинным пироксеном в различных пропорциях и комбинациях и представлены оливинитами, дунитами, гарцбургитами, верлитами и лерцолитами. Гранатовые оливиниты и дуниты состоят преимущественно из оливина с небольшим количеством граната (1—10%); в дунитах присутствует высокохромистый хромшпинелид. Гранат в оливинитах и дунитах представлен зернами овальной формы размером 1—5 мм в поперечнике. Вокруг зерен развиты келифитовые каймы, имеющие зональное строение.

Гранатовые перидотиты образуют три парагенетические ассоциации (верлиты, гарцбургиты, лерцолиты). Верлитовый парагенезис встречается редко, но наиболее богат гранатом (до 30%), в то время как в гарцбургитах и лерцолитах содержание граната не превышает 10—15%; средняя величина равна 7,1 об. % [193, 224]. Гранаты перидотитов наблюдаются в виде изометричных либо неправильной формы зерен размером 1—7 мм или образуют скопления из нескольких зерен. Гранат часто интенсивно трещиноват и почти всегда окружен келифитовой каймой толщиной 0,1—0,2 мм.

Гранаты полнокристаллических оливинсодержащих ультрабазитов окрашены в малиновый, фиолетовый и вишневый цвет с различными оттенками. Нередки дихроичные разности, которые чаще наблюдаются в ксенолитах из трубки Удачная. Показатели преломления и параметры элементар-

Некоторые физические свойства гранатов  
из ксенолитов равномернозернистых оливиновых ультрабазитов

$\alpha_0, \text{Å}$	$N$	$\alpha_0, \text{Å}$	$N$	$\alpha_0, \text{Å}$	$N$
<b>Трубка Удачная</b>					
11,521	1,740	11,550	1,752	11,558	1,757
11,534	1,743	11,556	1,752	11,566	1,757
11,537	1,743	11,559	1,752	11,569	1,757
11,544	1,744	11,562	1,752	11,576	1,762
11,551	1,745	11,569	1,753	11,566	1,763
11,549	1,747	11,561	1,755	11,544	1,765
11,546	1,748	11,561	1,755	11,566	1,765
11,562	1,748	11,570	1,755	11,586	1,768
11,546	1,750	11,559	1,756	11,575	1,776
11,542	1,751	11,561	1,756	11,605	1,778
<b>Трубка Мир</b>					
11,516	1,734	11,530	1,743	11,528	1,746
11,522	1,738	11,530	1,743	11,529	1,746
11,528	1,738	11,530	1,743	11,529	1,746
11,530	1,738	11,536	1,743	11,531	1,746
11,535	1,738	11,525	1,744	11,531	1,746
11,526	1,739	11,528	1,744	11,531	1,746
11,527	1,740	11,528	1,744	11,524	1,748
11,527	1,740	11,528	1,744	11,539	1,748
11,527	1,741	11,528	1,744	11,540	1,748
11,527	1,741	11,530	1,744	11,544	1,748
11,523	1,742	11,530	1,744	11,548	1,749
11,525	1,742	11,531	1,744	11,550	1,749
11,529	1,742	11,531	1,744	11,526	1,750
11,532	1,742	11,531	1,744	11,545	1,750
11,538	1,742	11,530	1,745	11,555	1,750
11,525	1,743	11,530	1,745	11,555	1,752
11,527	1,743	11,533	1,745	11,563	1,754
11,527	1,743	11,535	1,745	11,592	1,757
11,529	1,743	11,527	1,746	11,567	1,762
11,529	1,743	11,527	1,746	11,574	1,763

ных ячеек гранатов равномернозернистых оливинсодержащих ультрабазитов колеблются в следующих пределах (табл. 1): 1,740—1,778 и 11,521—11,605 Å для трубки Удачная; 1,734—1,763 и 11,516—11,592 Å для трубки Мир. В ксенолитах верлитов из трубки Удачная известен гранат с еще более высокими константами:  $N=1,810$  и  $\alpha_0=11,760$  Å [98]. На диаграмме Винчелла большинство точек составов гранатов полнокристаллических ультрабазитов группируется в виде компактной полосы, отходящей от пироповой вершины треугольника пироп—альмандин—уваровит (PY—AL—UV) вдоль биссектрисы угла, образованного пироп-альмандиновой и пироп-уваровитовой сторонами (поле II на рис. 2). Содержание альмандина в этих гранатах

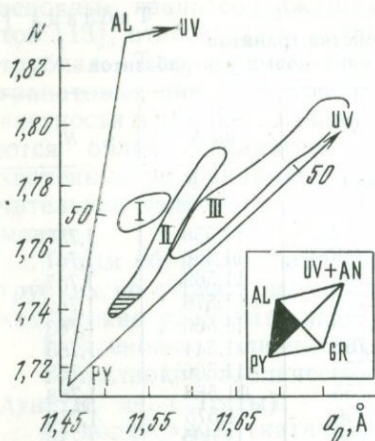


Рис. 2. Области составов гранатов оливинсодержащих ультрабазитов на диаграмме Винчелла.

I — дунит-гарцбургитовый, II — лерцолитовый, III — верлитовый парагенезисы. Заштриховано поле оранжево-красных гранатов порфировых лерцолитов из трубки Удачная

постепенным возрастанием размеров элементарных ячеек и показателей преломления гранатов.

Ксенолиты гранатовых ультрабазитов порфирового облика пользуются в кимберлитовых трубках широким распространением. Количество их может сильно варьировать. Так, в трубке Удачная порфировые разности явно преобладают над остальными типами ультрабазитов, в трубке Мир они играют подчиненную роль.

Порфировые (катаклазированные) гранатовые ультрабазиты не являются порфировыми в строгом смысле. Основная масса этих пород сложена не стеклом или микролитами, а мелкими (0,5—1 мм) округлыми зернами оливина; на ее фоне резко выделяются имеющие вид вкрапленников обособления граната, моноклинного и ромбического пироксена, оливина размером до 1 см. Порфировые гранатовые ультрабазиты относятся сплошь к лерцолитовому парагенезису. Гранат встречается только в порфировых выделениях и составляет 5—8% объема породы. Размер его зерен изменяется в пределах 1—8 мм. Необычный характер взаимоотношений элементов структуры, особенности, присущие катаклазированным породам, и состав минералов, указывающий на повышенные термодинамические параметры кристаллизации, позволили ряду исследователей сделать вывод об особых условиях образования порфировых гранатовых перидотитов [97, 140, 193].

Гранаты порфировых перидотитов из трубки Мир окрашены в фиолетовый и малиновый цвет. Показатели преломления их изменяются от 1,741 до 1,771, что соответствует 80—60% пироба; параметры элементарных ячеек колеблются от 11,527 до 11,576 Å (табл. 2).

В пределах группы порфировых перидотитов из трубки Удачная четко выделяются две цветовые разновидности гранатов

Некоторые физические свойства гранатов  
из ксенолитов порфировых перидотитов

$a_0, \text{Å}$	$N$	$a_0, \text{Å}$	$N$	$a_0, \text{Å}$	$N$
<b>Трубка Удачная</b>					
Оранжевые гранаты из порфировых перидотитов					
11,528	1,740	11,530	1,742	11,529	1,744
11,531	1,740	11,531	1,742	11,530	1,744
11,521	1,741	11,533	1,742	11,536	1,744
11,524	1,741	11,528	1,743	11,540	1,745
11,530	1,741	11,530	1,743	11,539	1,747
11,527	1,742	11,530	1,743	11,541	1,747
11,528	1,742	11,528	1,744		
Фиолетовые гранаты из порфировых перидотитов					
11,530	1,744	11,552	1,751	11,559	1,759
11,532	1,744	11,539	1,752	11,561	1,759
11,534	1,745	11,545	1,752	11,573	1,760
11,538	1,745	11,545	1,752	11,583	1,761
11,540	1,745	11,548	1,752	11,566	1,762
11,539	1,746	11,543	1,753	11,567	1,762
11,540	1,748	11,546	1,754	11,569	1,763
11,542	1,748	11,551	1,755	11,571	1,763
11,547	1,748	11,564	1,755	11,573	1,765
11,541	1,749	11,553	1,756	11,584	1,765
11,542	1,749	11,554	1,756	11,579	1,768
11,554	1,749	11,551	1,757	11,586	1,769
11,547	1,751	11,559	1,757	11,584	1,770
11,550	1,751	11,568	1,758	11,587	1,774
<b>Трубка Мир</b>					
11,527	1,741	11,529	1,745	11,555	1,759
11,529	1,742	11,534	1,745	11,568	1,764
11,529	1,743	11,539	1,748	11,576	1,769
11,529	1,744	11,561	1,756	11,542	1,771
11,529	1,744	11,553	1,757	11,572	1,771

(см. рис. 2): оранжевые и красные, с одной стороны, фиолетовые и малиновые — с другой. Между этими окрасками существуют непрерывные переходы, так что иногда оказывается затруднительным отнести гранат к той или иной разновидности\*.

У оранжевых гранатов  $a_0$  и  $N$  изменяются в незначительных пределах: 11,521—11,541 Å и 1,740—1,747 соответственно, что свидетельствует о постоянстве их химической конструкции. Содержание пиропа в этих гранатах выше 74% (определение по диаграмме). Фиолетовые гранаты характеризуются повышенными

\* Далее в тексте и таблицах гранаты первой разновидности будут для краткости именоваться оранжевыми, а второй — фиолетовыми.

ми значениями  $\alpha_0$  и  $N$ : 11,530—11,587 Å и 1,744—1,774 соответственно; пироп в них не более 74%. Смена окраски от оранжевой через красную к малиновой и фиолетовой происходит в области, соответствующей 74% пироповой молекулы (см. рис. 2); это явление связано с возрастанием роли хрома в структуре граната, что сопровождается увеличением размеров элементарных ячеек и показателей преломления. На диаграмме Винчелла поле гранатов порфириновых перидотитов совпадает с областью распространения гранатов из равномернозернистых ультрабазитов, т. е. состав их практически одинаков.

*Гранатизированные шпинелевые лерцолиты*, состоящие из хромшпинелида, энстатита, клинопироксена, граната и оливина, распространены преимущественно в кимберлитовых телах на севере Сибирской платформы. При изучении таких ксенолитов из трубки Обнаженная был сделан вывод о формировании граната за счет шпинели и пироксена, что привело, независимо от экспериментального изучения искусственных систем, к заключению о возможности эклогитизации шпинелевых перидотитов в природе [93].

По данным В. А. Милашева [61], содержание, форма выделений, состав и физические свойства граната в ксенолитах гранатизированных шпинелевых перидотитов варьируют. Гранат представлен как изометричными выделениями, так и прожилками между кристаллами оливина, пироксенов и хромшпинелида. Гранат изометричных выделений окрашен в фиолетовый цвет и содержит 70—75% пиропового компонента ( $N=1,737—1,746$ ). Красный и оранжево-красный гранат прожилков является значительно более железистым и кальциевым при уменьшающейся роли пироба ( $N=1,740—1,757$ ).

Вариации особенностей состава гранатов трех рассмотренных типов осуществляются в различных пределах, однако подчиняются одним и тем же закономерностям, что позволяет рассмотреть химизм этих гранатов совместно.

Особенности химического состава гранатов из оливинсодержащих ультрабазитов детально рассмотрены в ряде работ. Согласно опубликованным к концу 60-х годов данным [95, 108, 221] считалось, что гранаты оливиновых ультрабазитов характеризуются сходным составом: они являются существенно пироповыми, иногда со значительной (до 5%) примесью  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (5—10% Cr-компонента). Лишь единичные образцы ультрабазитов, известные как в коренном залегании [167], так и в виде ксенолитов в кимберлитах [216], содержали гранат с большим количеством  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Содержание Ca-компонента в гранатах всех разновидностей пород колеблется в пределах 9—17%, железистость составляет 10—20% (табл. 3).

Новые данные [97, 193] значительно расширили прежние представления о колебаниях химического состава гранатов ультрабазитов, в первую очередь о вариациях их хромистости и

## Химический состав гранатов кимберлитовых пород

Компоненты	Uv-406	Uv-198/76	203/279	221/196	207/528	217/73	209/527	217/144	209/530	Uv-175
	[220]	[220]								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	41,7	41,1	43,46	42,97	44,16	44,20	43,72	42,96	41,75	40,3
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,14	0,47	0,25	0,72	0,67	0,35	0,37	0,14	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,2	14,7	21,32	22,43	21,34	21,60	20,63	20,13	19,29	11,6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,95	11,6	0,75	1,08	1,60	1,76	3,40	4,03	5,77	12,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,91	He	1,00	0,94	0,74	0,35	0,82	—
FeO	6,88*	6,85*	8,08	8,08	6,54	6,57	6,25	6,75	6,05	7,40*
MnO	0,36	0,36	0,10	0,32	0,25	0,26	0,25	0,30	0,33	0,30
MgO	22,8	21,3	19,27	20,51	20,64	20,60	20,19	20,09	19,98	18,0
CaO	1,71	3,72	4,69	3,72	3,95	3,88	4,58	4,70	5,59	7,62
Сумма	99,64	99,80	99,44	99,63	100,20	100,48	100,11	99,68	99,72	99,27
+SiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	0,030	0,025	0,19	0,16	0,17	0,13	—	0,04
Si	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti	0,001	0,007	0,026	0,013	0,041	0,038	0,023	0,022	0,009	0,081
Al	1,383	1,268	1,853	1,903	1,851	1,848	1,784	1,727	1,646	1,028
Cr	0,569	0,671	0,044	0,061	0,096	0,112	0,187	0,226	0,332	0,748
Fe <sup>3+</sup>	0,032	0,060	0,076	0,011	0,055	0,044	0,021	0,058	0,005	0,154
Fe <sup>2+</sup>	0,385	0,359	0,478	0,501	0,395	0,406	0,398	0,386	0,395	0,310
Mn	0,022	0,022	0,004	0,017	0,023	0,025	0,022	0,026	0,027	0,018
Mg	2,460	2,323	2,194	2,196	2,272	2,239	2,210	2,208	2,147	2,018
Ca	0,133	0,292	0,311	0,280	0,288	0,311	0,358	0,369	0,427	0,614
Пироп	56,4	50,4	73,1	73,2	75,7	74,6	73,8	71,0	65,7	40,2
Альмандин	12,9	12,0	15,9	16,7	13,2	13,6	13,3	12,8	13,2	10,6
Спессартин	0,7	0,7	0,1	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,6
Гроссуляр	—	—	3,6	5,3	0,6	1,3	1,9	—	—	—
Андратит	1,6	3,0	3,8	0,6	2,8	2,2	1,0	2,9	0,2	7,3
Ti-андратит	—	0,4	1,3	0,6	2,2	1,9	1,2	1,1	0,4	3,9
Уваровит	2,8	6,5	2,2	3,0	4,8	5,6	9,4	8,7	13,7	9,6
Кюоррингит	25,6	27,0	—	—	—	—	—	2,6	5,9	27,8
<i>f</i> , %	13,5	13,4	17,8	18,6	14,8	15,3	15,3	14,9	15,5	18,7
Са-компонент	4,4	9,9	10,8	9,5	10,4	11,0	12,1	12,7	14,3	20,8
Cr-компонент	28,4	33,5	2,2	3,0	4,8	5,6	9,4	11,3	19,6	37,4
<i>N</i>	—	—	1,742	1,740	1,744	1,741	1,749	1,752	1,763	1,796
<i>a</i> <sub>0</sub> , Å	—	—	11,533	11,521	11,530	11,530	11,541	11,545	11,569	—

\* Все железо в форме FeO.

Компоненты	C-1 [97]	UV-255 [220]	A-702 [77]	A-414 [76]	221/437	217/167	TUV-91	203/293	388	952
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	39,2	40,6	41,8	41,8	40,10	43,92	40,82	39,0	39,80	41,84
TiO <sub>2</sub>	0,18	1,91	1,28	0,36	0,09	0,31	0,28	0,26	0,80	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,4	16,9	21,9	23,1	22,00	23,10	21,08	21,7	22,60	21,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	5,99	1,13	0,77	0,52	0,21	0,05	0,02	0,01	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,90	2,50	—	1,87	2,75
FeO	5,38*	7,22*	10,7*	11,1*	21,50*	8,27	15,88	19,4*	10,73	10,95
MnO	0,34	0,24	0,17	0,16	0,42	0,30	0,48	0,39	0,20	0,28
MgO	9,46	20,5	21,0	19,2	12,00	19,23	9,08	7,15	11,95	14,02
CaO	19,0	5,41	3,12	3,80	5,22	3,81	8,97	11,6	12,25	8,67
Сумма	98,86	98,87	100,59	100,36	101,85	100,05	90,90	99,52	100,26	100,25
+SiO <sub>2</sub>	0,02	—	—	—	—	0,16	0,020	—	—	0,020
Si	3,000	2,975	2,978	2,985	2,974	3,000	3,000	2,990	2,928	3,000
Ti	0,014	0,105	0,069	0,019	0,004	0,024	0,019	0,018	0,044	0,026
Al	0,955	1,461	1,789	1,946	1,928	1,982	1,926	1,963	1,963	1,845
Cr	0,917	0,347	0,064	1,043	0,029	0,006	0,003	0,001	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,068	0,167	1,171	0,011	0,108	—	0,017	0,050	0,078	0,106
Fe <sup>2+</sup>	0,283	0,273	0,486	0,651	1,226	0,565	1,160	1,194	0,687	0,736
Mn	0,023	0,015	0,010	0,009	0,027	0,016	0,033	0,028	0,013	0,018
Mg	1,100	2,235	2,232	2,040	1,330	2,081	1,052	0,815	1,309	1,547
Ca	1,587	0,425	0,238	0,290	0,415	0,296	0,745	0,954	0,968	0,686
Пироп	37,3	59,5	74,4	68,0	44,3	69,4	35,0	27,2	43,7	51,6
Альмандин	8,0	9,1	16,2	21,7	40,9	19,8	38,7	39,8	22,9	24,5
Спессартин	0,8	0,5	0,3	0,3	0,9	0,5	1,1	0,9	0,4	0,6
Гроссуляр	1,6	—	—	6,4	6,8	8,8	23,2	28,7	26,9	16,7
Андрадит	5,7	8,4	2,5	0,6	5,4	—	0,8	2,5	3,9	5,3
Ti-андра- дит	0,7	5,2	3,4	1,0	0,2	1,2	1,0	0,9	2,2	1,3
Уваровит	45,9	2,3	3,2	2,2	1,4	0,3	0,2	—	—	—
Кюоррин- гит	—	15,0	—	—	—	—	—	—	—	—
f, %	24,2	10,9	17,9	24,2	47,8	21,4	52,4	34,4	34,4	32,2
Ca-компо- нент	53,9	15,9	9,1	10,2	13,8	10,3	25,2	33,0	33,0	23,3
Cr-компо- нент	45,9	17,3	3,2	2,2	1,4	1,2	0,2	—	—	—
N	1,800	—	—	1,746	1,770	1,736	—	1,768	1,746	1,744
a <sub>0</sub> , Å	11,760	—	—	11,528	11,545	11,516	—	11,624	11,606	11,581

\* Все железо в форме FeO.

Компоненты	ТС-145	ТС-146	217/71	217/106	221/337	209/101	У-11 [74]	203/176	203/831
	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub>	40,91	40,88	44,10	40,64	40,22	40,52	40,20	43,24	43,16
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,12	0,54	0,17	0,22	0,17	0,11	1,03	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,11	23,39	20,77	20,68	20,15	21,34	17,30	19,22	19,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,08	0,08	0,02	Следы	0,03	4,50	2,29	1,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,82	3,35	4,14	1,21	0,41	2,36	2,25
FeO	5,34*	5,76*	10,12	20,84	22,96	23,83	7,53	6,63	6,78
MnO	0,53	0,75	Следы	0,52	0,75	0,55	0,45	0,31	0,27
MgO	12,14	11,03	13,12	7,76	5,03	6,76	17,62	19,53	19,75
CaO	17,96	18,35	14,34	5,73	6,12	6,26	7,33	4,44	4,26
Сумма	99,29	100,43	99,47	100,17	100,14	100,17	99,45	99,59	99,5
+SiO <sub>2</sub>	—	—	0,32	0,015	0,018	0,18	0,36	0,029	0,029
Si	3,000	2,978	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti	0,010	3,009	0,036	0,014	0,018	0,014	0,006	0,056	0,047
Al	1,921	2,001	1,952	1,925	1,923	1,976	1,576	1,641	1,678
Cr	0,003	0,005	0,005	0,001	—	0,002	0,273	0,129	0,096
Fe <sup>3+</sup>	0,103	0,049	—	0,008	—	0,010	0,194	—	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,226	0,305	0,727	1,564	1,798	1,610	0,326	0,526	0,524
Mn	0,030	0,053	—	0,036	0,054	0,040	0,032	0,019	0,017
Mg	1,332	1,206	0,961	0,904	0,607	0,809	2,031	2,087	2,108
Ca	1,407	1,432	1,240	0,489	0,522	0,534	0,608	0,336	0,327
Широп	44,4	40,3	32,0	30,2	20,2	27,2	65,5	69,6	70,3
Альмандин	7,5	10,3	26,0	52,1	60,3	53,7	10,9	16,9	16,4
Спессартин	1,0	1,8	—	1,2	1,8	1,3	1,0	0,6	0,6
Гроссуляр	41,0	44,6	39,9	15,4	16,8	16,7	—	3,7	5,2
Андрадит	5,4	2,4	—	0,4	—	0,5	9,7	—	0,1
Трандра- дит	0,5	0,4	1,8	0,7	0,9	0,7	0,3	2,8	2,4
Уваровит	0,2	0,2	0,3	—	—	0,1	10,4	6,4	4,8
Кюоррин- гит	—	—	—	—	—	—	3,2	—	—
f, %	14,5	20,2	43,1	63,4	74,8	66,6	13,8	20,1	19,9
Са-компо- нент	47,1	47,6	42,0	16,5	17,7	18,0	20,4	12,9	12,6
Сг-компо- нент	0,2	0,2	0,3	—	—	0,1	13,6	6,4	4,8
N	1,732	1,733	1,747	1,777	1,792	1,787	1,764	1,752	1,749
a <sub>0</sub> , Å	11,658	11,668	11,661	11,572	11,587	11,576	11,520	11,549	11,544

1 — дунит; 2 — гарцбургит; 3—10 — равномернозернистые (3, 4) и порфировые (5—10) лерцолиты (3—6 — с оранжевым гранатом, 7—10 — с фиолетовым); 11 — вердит; 12—14 — ильменитовые перидотиты (12 и 14 — с алмазами); 15 — пироксенит; 16—18 — биминеральные эклогиты; 19, 20 — алмазоносные эклогиты; 21, 22 — дистеновые алмазоносные эклогиты; 23 — дистеновый эклогит; 24—26 — кристаллические породы; 27 — фиолетовый гранат из кимберлита; 28—29 — оранжево-красные крупные вкрапленники в кимберлите. Образцы 11, 21 и 22 — из трубки Сытыканская, 13 и 14 — из трубки Мир, остальные — из трубки Удачная. Анализы 1, 2, 10—15, 18 выполнены на микрозонде Ю. Г. Лаврентьевым (ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск); 3, 4 — Л. И. Соловьевой (ЯТГУ, Якутск); 5—8, 16, 26 — Г. Ф. Помазовой (ЯТГУ, Якутск); 9 — И. К. Кузнецовой (ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск); 17, 24, 25, 28, 29 — Т. М. Саблиной (НИИГА, Ле-

нинград); 19, 20 — В. А. Абрамовым (СибГЕОХИ, Иркутск); 21, 22 — на микрозонде А. И. Цепным (ИГЕМ АН СССР, Москва); 23 — А. И. Бондаревой (Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск). В сумму анализов входят  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,02; 0,03; 0,17; 0,14; 0,19; 0,09; 0,07; 0,17; 0,14; 0,27; 0,08; 0,07; 0,26; 0,14; 0,17; 0,19 и 0,20 вес. % (соответственно анализы 1—4, 12—14, 17, 19—25, 28, 29);  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,12; 0,13; 0,28; 0,32; 0,34; 0,38; 0,35 и 0,38 вес. % (анализы 3, 4, 17, 23—25, 28, 29);  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,21; 0,05; 0,12 вес. % (анализы 17, 19, 20).

кальциевости. Установлено, что примесь  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в гранатах порфирировых перидотитов трубки Удачная может составлять от долей процента до 12,7 вес. %, или 37,6%  $\text{Cr}$ -компонента, а содержание окиси хрома в гранатах ультрабазитов из других трубок достигает почти 15 вес. %, что соответствует 46%  $\text{Cr}$ -компонента. В еще более широких пределах колеблется кальциевость гранатов ультрабазитов: от 1,93 до 19,0%  $\text{CaO}$  (кальциевый компонент соответственно составляет от 5,1 до 72,2%), причем как по кальциевости, так и по хромистости гранаты ксенолитов ультрабазитов образуют в этих рамках непрерывный ряд. По сравнению с изменениями указанных параметров железистость ультраосновных ассоциаций варьирует в значительно меньших пределах: 12—18% для большинства образцов и лишь у отдельных разностей повышается до 30—35%. Кальциевость гранатов положена в основу выделения парагенетических ассоциаций ультрабазитов [97]; все хромсодержащие гранаты в соответствии с этой классификацией делятся на три группы: малокаль-

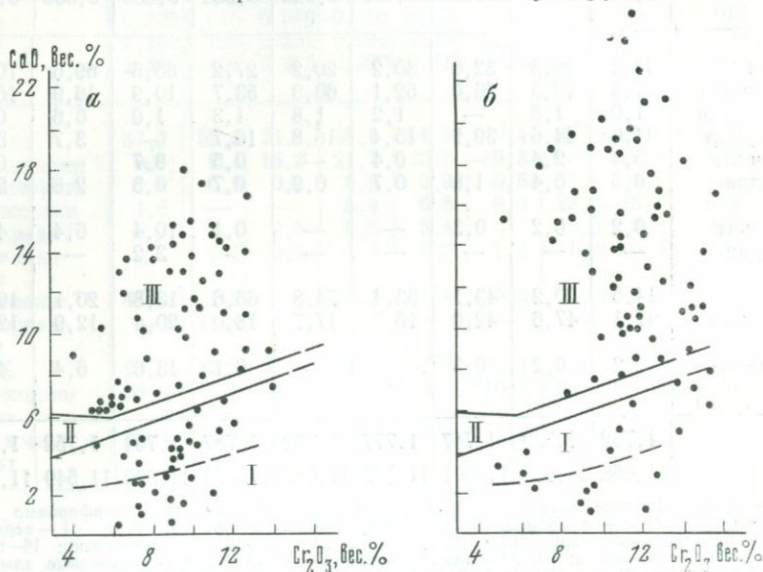


Рис. 3. Особенности состава и парагенезис хромсодержащих гранатов из кимберлитовых трубок Мир (а) и Удачная (б), по Н. В. Соболеву [97].

I — дунит-гарцбургитовая, II — лерцолитовая, III — верлитовая ассоциации. Пунктиром показана нижняя возможная граница содержания кальция в гранатах из парагенезиса с натровым пироксеном

циевые, с умеренным и с большим содержанием кальция, которые соответствуют трем парагенетическим ассоциациям — дунит-гарцбургитовой, лерцолитовой и верлитовой (рис. 3).

Кальциевость гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса изменяется от очень низких величин до кальциевости гранатов лерцолитов ( $\sim 1-3$  вес. % СаО, или 2,5—7,5 вес. % Са-компонента). Хромистость же гранатов этой ассоциации преимущественно высокая: от 5 до 14 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , или от 14 до 41% Са-компонента [97, 207]. При расчете состава таких гранатов на миналы кальция в них хватает на связывание лишь небольшой части хрома в уваровит, а остающийся хром идет на образование кноррингитовой молекулы ( $\text{Mg}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ). Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса содержат наибольшую примесь кноррингита по сравнению с гранатами из других ультраосновных ассоциаций (см. табл. 3, анализы 1, 2); они имеют красивую однородную ярко-малиновую окраску, а наиболее хромистые разности проявляют при дневном освещении александритовый эффект. Показатели преломления их изменяются параллельно с ростом хромистости в пределах 1,754—1,790 [98]; в этом же направлении увеличивается и  $a_0$  ввиду замещения алюминия более крупным ионом хрома в решетке минерала. Однако в данном случае приращение  $a_0$  значительно меньше, чем в гранатах той же хромистости, относящихся к лерцолитовому парагенезису, где рост параметра элементарной ячейки вызван вхождением крупного иона кальция в томсоновский куб. Ксенолиты гранатосодержащих дунит-гарцбургитов в кимберлитах встречаются редко и иногда содержат алмазы [97, 220]. Основная масса гранатов этого парагенезиса обнаружена в виде включений в алмазах и в тяжелой фракции кимберлитового концентрата [97, 178, 193, 207]. Из изученных нами ксенолитов лишь некоторые достоверно относятся к дунит-гарцбургитовому парагенезису (см. табл. 1); кроме того несколько образцов принадлежит к переходным к лерцолитам разностям. Недосток кальция в этих гранатах четко фиксируется пониженными размерами элементарных ячеек при сохранении высоких показателей преломления.

В гранатах ксенолитов лерцолитов содержание СаО лишь в редких случаях незначительно опускается ниже 4 вес. %, а верхний предел обычно не превышает 8 вес. % (21% Са-компонента). Хромистость гранатов этого парагенезиса изменяется очень широко, особенно в порфирированных разностях из трубки Удачная: от 1—2 до 12,6 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , или 37,4% Са-компонента (см. табл. 3, анализы 3—10); начиная с содержаний 4—5 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , хромистость гранатов лерцолитов связана с их кальциевостью прямой зависимостью [97, 224]. Содержание кноррингита в некоторых высокохромовых лерцолитовых гранатах может быть высоким [17, 216]; для многих гранатов лерцолитов наряду с заметным содержанием кноррингита характерно присутствие

значительных количеств уваровитовой молекулы, в чем сказывается их повышенная кальциевость по сравнению с гранатами дунит-гарцбургитов. По величине последней гранаты лерцолитов занимают промежуточное положение между гранатами дунит-гарцбургитового и верлитового парагенезисов. В то же время наблюдается довольно много переходных разностей между гранатами трех этих ассоциаций (см. рис. 3).

К лерцолитовому парагенезису принадлежит подавляющее большинство ксенолитов гранатосодержащих оливиновых ультрабазитов в кимберлитовых телах всего мира, в том числе и в трубках Удачная и Мир. Основная масса ксенолитов гранатосодержащих ультрабазитов, изученных в рамках настоящего исследования, относится именно к этой ассоциации; среди них практически все ксенолиты порфировой структуры и значительная часть равномернозернистых.

Гранаты верлитового парагенезиса характеризуются чрезвычайно высокой кальциевостью и хромистостью (см. табл. 3, анализ 11), что отличает их от всех прочих природных магнезиальных гранатов и весьма своеобразно отражается на их окраске. Содержание СаО в гранате ксенолитов верлитов достигает 19,0 вес. % (53,9% Са-компонента), а окиси хрома — 14,9 вес. % (45,9% Cr-компонента). Благодаря высокой кальциевости при пересчетах весь хром подавляющего большинства таких гранатов соединяется в уваровит. Содержание последнего в них превышает 45% при значительной доле пироба (25—50%), и гранаты верлитовой ассоциации являются, таким образом, преимущественно пироп-уваровитовыми [97], образуя естественный «мостик» между двумя основными группами природных гранатов — пиральспитами и уграндитами. Показатели преломления и параметры элементарных ячеек гранатов из ксенолитов верлитового парагенезиса наиболее высокие среди других гранатов кимберлитовых пород и доходят до 1,810 и 11,760 Å соответственно [98]. Гранаты верлитов окрашены в травяно-зеленый цвет; в некоторых из них кальциевость может понижаться, что сопровождается изменением окраски до темно-вишневой. Ксенолиты этих экзотических пород в единичных экземплярах обнаружены лишь в немногих кимберлитовых телах [98, 114]. Изученные нами гранаты верлитового парагенезиса (см. табл. 1) представляют низкохромовую область последнего.

Сказанное позволяет уточнить область применения диаграммы Винчелла в целях настоящего исследования. Поскольку высокая хромистость гранатов, относящихся к дунит-гарцбургитовому парагенезису, обуславливает появление в их составе значительных количеств кноррингитового минала, определение компонентного состава таких гранатов по диаграмме становится ошибочным из-за того, что кноррингитовый компонент определяется как альмандин. Вместе с тем эта диаграмма пригодна для определения парагенетической принадлежности граната. Так

как в гранатах лерцолитов рост хромистости и кальциевости происходит параллельно, именно эти гранаты и группируются в виде компактной полосы на треугольнике пироп—альмандин—уваровит. Точки составов гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса благодаря пониженной кальциевости при сохранении высокой хромистости располагаются слева от области точек составов гранатов из лерцолитов (см. рис. 2, поле I). Чрезвычайно высокая кальциевость гранатов верлитов приводит к смещению точек их составов вправо от поля гранатов лерцолитов, к пироп-уваровитовой стороне треугольника; определение компонентного состава этих гранатов достоверно и по диаграмме Винчелла. Таким образом, значительная недостоверность в определении компонентного состава существует лишь для высокохромовых малокальциевых гранатов; практически для всех низкохромовых и значительной части хромистых (с умеренным и высоким содержанием кальция) гранатов ксенолитов ультрабазитов в кимберлитах точность вполне достаточна для различного рода сопоставлений.

К гранатам охарактеризованных ультраосновных ассоциаций вплотную примыкают гранаты своеобразных хромит-пироксен-гранатовых сростков из трубки Мир [97]. Основной особенностью их состава является высокая хромистость (8,7—10,2 вес. %) при пониженной кальциевости, что сближает эти гранаты с гранатами дунит-гарцбургитового парагенезиса. Не вызывает сомнения ксеногенность подобных сростков по отношению к вмещающему кимберлиту, так как аналогичные по составу минералов сростки встречены в виде порфириовидных выделений в массе ксенолитов перидотитов из трубки Мир [97].

К гранатам ультраосновных ассоциаций относится также небольшая группа своеобразных гранатов-включений в оливине из кимберлита трубки Удачная, выделенная в рамках настоящего исследования. Они характеризуются фиолетовой окраской, высокими показателями преломления и переменными размерами элементарных ячеек. На треугольнике  $PY-AL-UV$  гранаты-включения в оливинах образуют небольшое поле слева от области распространения гранатовых лерцолитов, частично перекрывающееся последней. Такое расположение точек составов на диаграмме говорит о том, что гранаты этого типа занимают по химизму промежуточное положение между гранатами дунит-гарцбургитового и лерцолитового парагенезисов, что подтверждается данными определения их состава (см. табл. 24). Действительно, гранаты-включения в оливине являются пироп-альмандинами с повышенными содержаниями хрома, что обуславливает появление в этих гранатах заметного количества кноррингитового компонента (до 13%).

*Ильменитовые гипербазиты* составляют еще одну своеобразную группу глубинных гранатосодержащих ультраосновных пород [13]. Ксенолиты их, пока немногочисленные, установлены в ряде

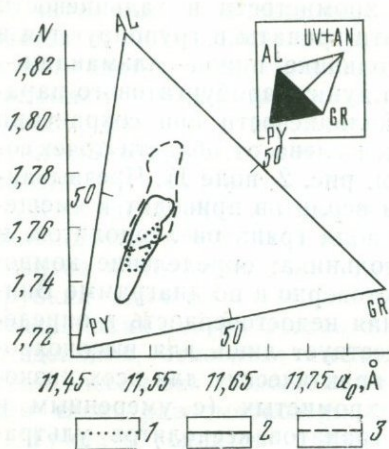


Рис. 4. Области составов гранатов ильменитовых гипербазитов (1), пироксенитов (2) и кристаллических пород (3) на диаграмме Винчелла

клинпироксен+гранат+ильменит, клинпироксен+гранат+ильменит, гранат+ильменит (гранат-ильменитовые сростки). В некоторых из перечисленных ассоциаций может присутствовать флогопит. Гранат распределен в породах неравномерно, образуя скопления округлой и овальной формы. Размер его выделений в биминеральных сростках достигает 20 мм [13]; обычно размер выделений граната в ксенолитах не превышает 4—5 мм.

Гранат из ильменитовых гипербазитов окрашен в оранжево-красный цвет; он часто трещиноват и содержит включения ильменита. Физические характеристики ( $N$  и  $a_0$ ) гранатов ильменитовых гипербазитов изменяются в незначительных пределах (см. табл. 9). Точки их составов на диаграмме Винчелла группируются в небольшое изометричное поле в пределах области составов гранатов хромсодержащих ультрабазитов, однако располагающееся, в отличие от последних в координатах пироп — алмадин — гроссуляр (PY—AL—GR), т. е. гранаты ильменитовых гипербазитов преимущественно низкохромистые (рис. 4). Главным отличием гранатов ильменитовых гипербазитов от гранатов прочих оливинсодержащих парагенезисов в кимберлитах, по данным опубликованных химических анализов, является повышенное содержание титана (до 2,5 вес. %) и значительно более высокая железистость (25—30%). Содержание хрома в этих гранатах в большинстве случаев незначительно, но в отдельных образцах может сильно возрастать (см. табл. 3, анализы 12—14).

Гранатовые пироксениты, представленные ассоциациями гранат+энстатит+диопсид (вебстериты), гранат+энстатит+диопсид+флогопит (сланцевые вебстериты), гранат+диопсид+энстатит 1—2% (диопсидиты, приближающиеся по минеральному составу к эклогитам), гранат+энстатит+диопсид 1—2% (энстатититы), образуют особую группу ультрабазитов. Две первые

Некоторые физические свойства гранатов пироксенитов

$a_0, \text{Å}$	$N$	$a_0, \text{Å}$	$N$	$a_0, \text{Å}$	$N$
<b>Трубка Удачная</b>					
11,544	1,756	11,542	1,762	11,545	1,770
11,547	1,759	11,544	1,769	11,548	1,773
<b>Трубка Мир</b>					
11,515	1,733	11,513	1,741	11,533	1,746
11,516	1,733	11,520	1,741	11,539	1,747
11,508	1,734	11,522	1,741	11,533	1,754
11,523	1,737	11,524	1,741	11,547	1,756
11,523	1,739	11,525	1,741	11,564	1,764
11,515	1,740	11,528	1,742	11,577	1,764
				11,569	1,768

разновидности пород обладают равномернозернистой структурой. В диопсидитах и энстатититах гранат наблюдается либо в виде очень мелких зерен, заполняющих интерстиции между выделениями пироксенов, либо образует цепочки вокруг зерен клинопироксена, напоминающие реакционные каймы. Иногда гранат и клинопироксен находятся в тесном пойкилитовом сростании.

Своеобразную разновидность представляют гранаты эклогитизированных шпинелевых пироксенитов из трубки Обнаженная [61], аналогичные по свойствам вышеописанным гранатам перидотитовой серии.

Гранаты из пироксенитов трубки Удачная содержат незначительные количества хрома, цвет их оранжевый, иногда с розоватым оттенком. Показатели преломления гранатов из пироксенитов изменяются в пределах 1,756—1,773 в отличие от параметров элементарных ячеек, которые у этих гранатов очень близки: 11,542—11,548 Å (табл. 4). Это гранаты пироп-альмандинового ряда с существенной постоянной примесью гроссуляра (~15%), а не уваровита. Железистость отдельных гранатов из флогопитсодержащих вебстеритов достигает 50% (см. табл. 3, анализ 15). На диаграмме Винчелла гранаты из пироксенитов трубки Удачная образуют самостоятельную область в виде узкой полосы на треугольнике PY—AL—GR (см. рис. 4). Пироп и альмандин в этих гранатах содержатся примерно в равных количествах (40—50%), изменение их соотношений резко влияет на величину показателя преломления.

Пироксениты трубки Мир более многочисленны и содержат, как правило, фиолетовый и малиновый гранат, что свидетельствует о более значительной роли Сг в их составе. Оранжевые

разности редки. Показатели преломления и параметры решетки варьируют в следующих пределах: 1,733—1,768 и 11,508—11,577 Å соответственно (см. табл. 4). На диаграмме их поле практически совпадает с полем равномернoзернистых гранатовых ультрабазитов (см. рис. 8), что свидетельствует о близком химическом составе гранатов двупироксеновых парагенезисов в кимберлитах [95].

Компонентный состав гранатов из пироксенитов определяется по физическим константам недостаточно хорошо, так как обычно они содержат примерно одинаковые количества гроссуляра и уваровита, представляя собой четырехкомпонентную систему: ввиду этого недостаточно надежно определяется и пироповый компонент. Ошибки для гранатов этого типа могут достигать 7—8% содержания одной из составляющих.

*Ксенолиты эклогитов* в целом встречаются в кимберлитовых трубках несравненно реже, чем гранатовые ультрабазиты. По минеральному и химическому составу среди эклогитов можно выделить несколько типов, важнейшими из которых являются биминеральные магнезиально-железистые, алмазоносные, дистеновые, корундовые и коэситовые эклогиты [96, 97, 222—224, 229]. В качестве отдельного типа выделяются гроспидиты, объединяемые нами с дистеновыми эклогитами вследствие химического сходства. Гранат и моноклинный пироксен являются главными пороодообразующими минералами всех типов эклогитов. Количественные соотношения их сильно варьируют; отмечается разрыв между объемным содержанием граната в ксенолитах ультрабазитовой и эклогитовой серий [224]. Новые данные, однако, показывают, что разрыв практически отсутствует, и среди ксенолитов в кимберлитах по содержанию граната выделяется непрерывный ряд пород с пределами колебаний содержания минерала от 0 до 90 об. % [201]. В качестве аксессуарных (иногда пороодообразующих) минералов в некоторых разновидностях эклогитов присутствуют графит, алмаз, корунд, рутил, дистен, коэсит, и в этом случае порода получает соответствующее название. В основу выделения гроспидитов положена высокая кальциевость граната, ассоциирующего с дистеном и натровым пироксеном [97]. Структура эклогитов аллотриоморфнозернистая, часто пойкилитовая; отмечаются полосчатые текстуры.

Гранаты во всех типах эклогитов представлены зернами округлой или неправильной формы размером 1—6, иногда до 15 мм. Цвет минерала преимущественно оранжево-желтый, иногда с розовым оттенком. В отличие от хромовых гранатов ультраосновных парагенезисов показатели преломления в гранатах эклогитов являются главным образом функцией железистости, а размеры элементарных ячеек — кальциевости. Измеренные физические свойства наших образцов варьируют очень широко (табл. 5), что говорит о значительных колебаниях обоих пара-

## Некоторые физические свойства гранатов эклогитов

$a_0, \text{Å}$	$N$	$a_0, \text{Å}$	$N$	$a_0, \text{Å}$	$N$
<b>Трубка Удачная</b>					
11,516	1,736	11,560	1,757	11,581	1,744**
11,562	1,753	11,624	1,768	11,606	1,746**
11,538	1,757	11,661	1,747*		
<b>Трубка Мир</b>					
11,505	1,730	11,520	1,743	11,538	1,762
11,515	1,730	11,517	1,746	11,582	1,751**
11,516	1,732	11,570	1,746	11,625	1,755**
11,523	1,733	11,515	1,754	11,554	1,758**
11,510	1,735	11,552	1,755	11,621	1,760**
11,518	1,735	11,520	1,757	11,571	1,771**
11,512	1,738	11,575	1,757	11,598	1,772**
11,515	1,743	11,518	1,758	11,567	1,776**

\* Гранат из дистенового эклогита.

\*\* Гранаты из алмазонасных эклогитов.

метров; как следствие, область, занимаемая на диаграмме Винчелла точками составов гранатов из эклогитов, значительно обширнее, чем для ультрабазитов.

Основное количество изученных гранатов эклогитового парагенезиса получено из трубки Мир. В трубке Удачная эклогиты установлены в единичных образцах, а гранаты из них по расположению на диаграмме Винчелла подчиняются тем же закономерностям, что и гранаты эклогитов из трубки Мир; поэтому особенности распределения точек составов гранатов эклогитовых ксенолитов в кимберлитах удобно рассмотреть на примере последней.

Показатели преломления и параметры элементарных ячеек гранатов биминеральных магнезиально-железистых эклогитов варьируют в широких пределах: соответственно от 1,730 до 1,762 и от 11,505 до 11,575 Å в трубке Мир; еще выше поднимаются значения  $N$  и  $a_0$  гранатов эклогитов из трубки Удачная — до 1,768 и 11,624 Å. В аналогичных пределах изменяются константы гранатов 50 образцов биминеральных эклогитов из южноафриканских трубок:  $N$  1,735—1,772 и  $a_0$  11,501—11,626 Å [224]. В этой работе предлагалось выделять среди биминеральных эклогитов две группы, точки составов которых в диаграмме Винчелла группировались в два дискретных поля; однако сами авторы отмечали, что свойства гранатов изменяются в пределах

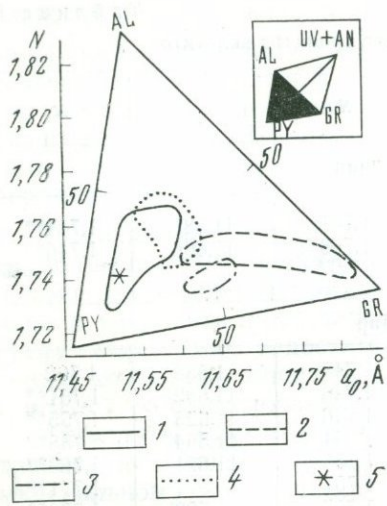


Рис. 5. Области составов гранатов эклогитов на диаграмме Винчелла 1 — биминеральные магниезально-железистые; 2 — дистеновые; 3 — корундовые; 4 — алмазные эклогиты; 5 — точка состава граната XRV-22, резко расширяющая поле алмазных эклогитов [223]

обеих групп практически непрерывно, а некоторые составы попадают в промежуточную область. Кроме того, существуют эклогиты с гранатом сложного переменного состава, попадающего в разные группы. Поэтому дробное разделение биминеральных магниезально-железистых эклогитов, видимо, не имеет смысла. Точки составов

гранатов последних на диаграмме Винчелла группируются в широкую размытую полосу, ось которой приблизительно совпадает с осью области гранатов ультрабазитов (рис. 5). Однако между этими двумя группами гранатов отсутствует химическое подобие, поскольку составы гранатов эклогитов группируются в треугольнике PY—AL—GR, являясь практически бесхромовыми. В пределах выделенной полосы составов эклогитовых гранатов отмечается слабая положительная корреляция их железистости и кальциевости. Вариации измеренных физических свойств отвечают обширным колебаниям железистости и кальциевого компонента гранатов биминеральных эклогитов: от 17 до 55% и от 10 до 34% соответственно [97]; в тех же пределах варьируют содержания алмазина и гроссуляра, определенные по диаграмме Винчелла (10—36 и 11—41% соответственно).

В пределах группы биминеральных эклогитов наряду с явно глубинными, содержащими сильно магниезальный гранат (анализ 16), выделяются эклогиты с гранатом резко повышенной железистости (анализы 17, 18), имеющие, возможно, коровое происхождение (см. табл. 3). Эти эклогиты образуют постепенные (по составу граната) переходы к эклогитоподобным породам.

Гранаты ксенолитов дистеновых эклогитов (иногда с коэситом) и гросспидитов относятся к числу наиболее редких в кимберлитах. Достаточно напомнить, что первые находки гросспидитов были сделаны только в конце 50-х годов в трубках Загадочная, Долгожданная и Зарница [1]. Последующее изучение большой серии подобных ксенолитов из трубки Загадочная позволило выделить непрерывный ряд природных пироп-гроссуляровых составов, обязанных своим воз-

никновением особому химизму среды кристаллизации и высокому давлению [97]. К настоящему времени ксенолиты дистеновых эклогитов и гроспидитов обнаружены в очень ограниченном количестве кимберлитовых тел Южной Африки [222—224] и Якутии, в том числе в трубке Удачная [2, 54].

Показатели преломления гранатов из парагенезиса с дистеном и натровым пироксеном изменяются в пределах 1,737—1,762, причем для основной массы образцов характерен гранат с  $N = 1,738—1,742$  [97]. В этом сказываются относительно широкие вариации железистости гранатов в непрерывной серии ксенолитов, характеризующие крайние содержания FeO, и сравнительно узкие пределы колебания этого параметра для большинства образцов. В то же время размеры ребер элементарных ячеек гранатов варьируют в очень широких пределах — от 11,590 до 11,834 Å [97]. Максимальные значения  $a_0$  гранатов — наибольшие для кимберлитовых пород, что свидетельствует о чрезвычайно высокой кальциевости: содержание гроссуляра в гранатах гроспидитов достигает 94%. На диаграмме Винчелла гранаты дистеновых эклогитов и гроспидитов группируются в широкую полосу, протягивающуюся от пироп-альмандиновой стороны к гроссуляровой вершине треугольника PY—AL—GR, (см. рис. 5).

Кроме обычных для эклогитового парагенезиса гранатов пироп-альмандин-гроссулярового состава в ксенолитах гранат-пироксен-дистеновых пород из трубки Загадочная обнаружены зеленые обогащенные хромом гранаты с вростками дистена [97]. Содержание уваровита в этих гранатах колеблется от 5 до 23% при общем содержании кальциевого компонента до 62%, что сближает их по составу с некоторыми гранатами верлитового парагенезиса перидотитов, однако железистость зеленых гранатов из эклогитов значительно выше; отнесение таких гранатов к эклогитовому парагенезису не вызывает сомнений.

Корундовые эклогиты являются одними из наиболее экзотических образований в кимберлитах. Впервые о них упоминал А. Уильямс [236]; в СССР корундовые эклогиты обнаружены Н. В. Соболевым в трубках Обнаженная и Мир. Гранаты из корундовых эклогитов Южной Африки [223, 224] характеризуются близкими значениями  $N$  (1,735—1,748) и варьирующими  $a_0$  (11,611—11,720 Å); значения  $N$  и  $a_0$  граната корундового эклогита из трубки Обнаженная попадают в те же пределы (1,737 и 11,625 Å). На диаграмме поле, образуемое точками составов корундовых эклогитов, располагается в пределах области распространения гранатов дистеновых эклогитов и гроспидитов, приурочиваясь к центральной его части. В этом проявляется генетическая близость корундовых и дистеновых эклогитов, подчеркиваемая частыми находками корунда в гроспидитах.

Долгое время одними из самых редких в кимберлитах являлись ксенолиты алмазосодержащих эклогитов. Несмотря на то что первые находки их, послужившие фактической основой гипотезы об эклогитовом слое Земли, были сделаны еще в конце прошлого столетия Т. Бонни, детальное изучение особенностей этих интереснейших пород проведено уже в наши дни. Алмазосодержащие эклогиты найдены во многих кимберлитовых телах Южной Африки [175, 222, 223] и Якутии, в том числе в трубках Мир [1, 97] и Удачная [2, 78].

Гранаты алмазосодержащих эклогитов характеризуются широким разбросом значений как  $N$ , так и  $a_0$ , однако указанные величины их в целом выше, чем у гранатов ксенолитов эклогитов, в которых алмазы не установлены (см. табл. 5): 1,744—1,776 и 11,554—11,625 Å. Практически в тех же пределах изменяются  $N$  и  $a_0$  гранатов алмазосодержащих эклогитов из некоторых трубок ЮАР [223]. Поле составов гранатов таких эклогитов из трубки Мир на диаграмме Винчелла приурочено к центру треугольника  $Py-AL-GR$ , перекрываясь левой своей частью областью существования точек составов гранатов из биминеральных эклогитов. Более того, с учетом данных по образцу XRV-22 из трубки Робертс-Виктор (Южная Африка), характеризующемуся очень низкими значениями  $N$  и  $a_0$  (1,741 и 11,519 Å соответственно), оказывается, что поле гранатов из алмазосодержащих эклогитов почти полностью включает область составов биминеральных эклогитов без алмазов (см. рис. 5), что позволяет отнести к группе потенциально алмазосодержащих ряд ксенолитов эклогитов, в которых алмазы визуально не были обнаружены. В то же время правая часть поля составов гранатов алмазосодержащих эклогитов обособляется от полей составов всех иных типов гранатов кимберлитовых пород. Сюда попадают только отдельные составы гранатов из биминеральных эклогитов, лишенных алмазов. Такое расположение точек гранатов алмазосодержащих эклогитов на диаграмме отражает уникальные особенности их состава. Высокая железистость (34—62%) этих гранатов сближает их с гранатами коровых эклогитов, ассоциирующих с высокометаморфизованными основными породами [103], однако переменные высокие содержания кальциевого компонента (9—89%) отличают их от гранатов всех прочих типов эклогитов.

В последнее время в некоторых трубках Южной Африки и Якутии описаны своеобразные «комбинированные» алмазосодержащие эклогиты, содержащие дистен или корунд [243, 97, 222, 223]. Свойства и состав гранатов из алмазосодержащих дистеновых и корундовых эклогитов оказались такими же, как у гранатов из соответствующих разновидностей эклогитов без алмазов. Поэтому, видимо, выделять алмазосодержащие эклогиты в качестве отдельного типа не имеет смысла: в зависимости от содержания угле-

рода и Р—Т-условий одна и та же разновидность эклогита может быть алмазоносной и неалмазоносной. Появление алмазов в эклогитах, таким образом, фиксирует соответствующую глубину кристаллизации пород.

*Ксенолиты кристаллических и эклогитоподобных пород* относятся к отдельному типу, резко отличающемуся от всех остальных. Они представлены ассоциациями граната с моноклинным пироксеном, плагиоклазом, гиперстеном, амфиболом, биотитом, скаполитом. Размеры зерен гранатов в этих породах обычно не превышают 2—3 мм, содержание варьирует в широких пределах. Форма зерен преимущественно округлая, но нередко встречаются мелкие идиоморфные кристаллы. В эклогитоподобных породах отмечается реакционный гранат вокруг зерен ортопироксена, если последний контактирует с плагиоклазом.

Породы этого типа пользуются широким распространением в трубке Удачная и почти не встречаются в трубке Мир. Гранаты окрашены в оранжево-красный цвет. При средних значениях  $a_0$  они характеризуются повышенными показателями преломления — до 1,790 и выше. Это свидетельствует о высокой железистости образцов (см. табл. 3). Содержание алмадина в большинстве случаев составляет 53—65%. Лишь в некоторых эклогитоподобных породах показатель преломления граната опускается до значений  $N=1,755$ , соответствующих уже существенно магнезиальному гранату. На треугольнике PY—AL—GR, большинство этих гранатов образует компактное поле вблизи AL—вершины диаграммы, четко отделяющееся от полей гранатов из других типов пород (см. рис. 4).

По своим свойствам и составу гранаты из кристаллических и эклогитоподобных пород параллелизуются с гранатами докембрийских метаморфических серий Алданского и Анабарского щитов [47, 49].

*Гранаты из кимберлитового цемента* обладают рядом специфических черт, что делает дискуссионным происхождение этого минерала в кимберлитовых породах. В основной массе кимберлита по морфологии, размерам, физическим свойствам, окраске и химическому составу зерен целесообразно выделять две обширные группы граната («генерации»), резко различающиеся между собой [74]. К первой относятся небольшие зерна преимущественно угловатой формы, окрашенные в различные оттенки фиолетового и малинового цвета. По свойствам и составу эти гранаты идентичны гранатам ультраосновных оливинсодержащих ксенолитов и содержат значительные примеси хромового компонента (см. табл. 3, анализ 27). Вторая группа характеризуется оранжево-красным цветом и большими по сравнению с первой размерами зерен. Эти гранаты — самые крупные среди кимберлитовых и относятся к числу наиболее крупных мономинеральных выделений в кимберлитах. Размер их достигает 18 см [235], а отличительной особенностью является повышенное со-

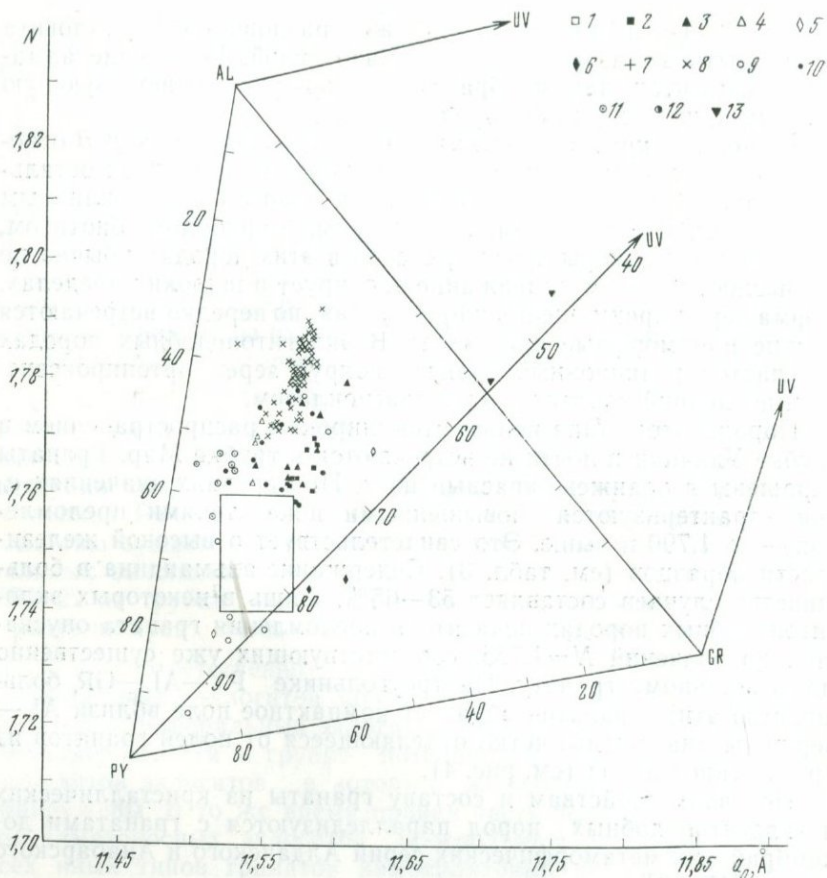


Рис. 6. Распределение гранатов из различных типов ксенолитов и из основной массы кимберлитов трубки Удачная на диаграмме Винчелла

1 — оранжевые и красные из порфировых перидотитов; 2 — малиновые и фиолетовые из порфировых перидотитов; 3 — из равномернозернистых оливнинсодержащих ультрабазитов; 4 — из пироксенитов; 5 — из биминеральных эклогитов; 6 — из алмазосодержащих эклогитов; 7 — из дистенового эклогита; 8 — из кристаллических и эклогитоподобных пород; 9 — оранжевые и красные из кимберлита; 10 — малиновые и фиолетовые из кимберлита; 11 — гранаты-включения в оливин; 12 — оранжево-красные крупные (>10 мм) желваки из кимберлита; 13 — зеленые гранаты из кимберлита

держание титана (см. табл. 3, анализы 28, 29). Оранжево-красный гранат установлен также в сростках с ильменитом, чего не наблюдается для гранатов первой группы. Для гранатов обеих групп характерны большие колебания показателей преломления и параметров элементарных ячеек.

**Генезис граната в кимберлите.** Константы гранатов из кимберлитов, давшие точки компонентных составов изученных гранатов, были нанесены на ту же диаграмму Винчелла (рис. 6—9). Расположение точек в основном повторяет картину распределения гранатов из различных типов ксенолитов. Фиолетовые, мали-

новые и вишневые зерна граната первой группы с большой точностью соответствуют по свойствам гранатам из ксенолитов оливинсодержащих ультрабазитов лерцолитового парагенезиса. Это дает нам основание сделать вывод, что первые, по всей вероятности, попадают в кимберлит за счет дробления ксенолитов. Несколько отдельных зерен граната характерной малиновой окраски из кимберлита трубок Удачная и Мир попали в область высокохромистых малокальциевых гранатов дунит-гарцбургитовой ассоциации.

Небольшие зерна оранжевого граната с низкими показателями преломления (до 1,745), вероятно, образуются за счет дробления порфировых перидотитов (трубка Удачная) или эклогитов и, возможно, пироксенитов (трубка Мир), в область составов которых они попадают.

Среди гранатов ксенолитов не обнаружено аналогов для образца из трубки Удачная, который характеризуется чрезвычайно низкими  $a_0$  и  $N$  (11,498 Å и 1,722), вследствие необычайно высокого содержания пиропового компонента (~85% — определение по диаграмме). Ранее предполагалось [53], что гранаты с подобными свойствами ксеногенны по отношению к вмещающему их кимберлиту. Недавно в трубке Удачная были описаны ксенолиты гранат-шпинелевых высокомагнезиальных пород [75, 158], гранат которых в точности соответствует по свойствам ( $N=1,725-1,729$ ;  $a_0=11,484-11,495$  Å) изученному нами бледно-розовому образцу из кимберлитового цемента. Это зерно, по всей видимости, попало в кимберлит при дезинтеграции подобного ксенолита.

Не обнаружено нами также ксенолитов с гранатом зеленого цвета, характеризующимся высокими  $a_0$  и  $N$ . Однако гранат с подобными свойствами найден Н. П. Похиленко в ксенолитах из трубок Дальная, Сытыканская и Удачная [98] в редком верлитовом парагенезисе, из которого, по-видимому, происходят и наши образцы.

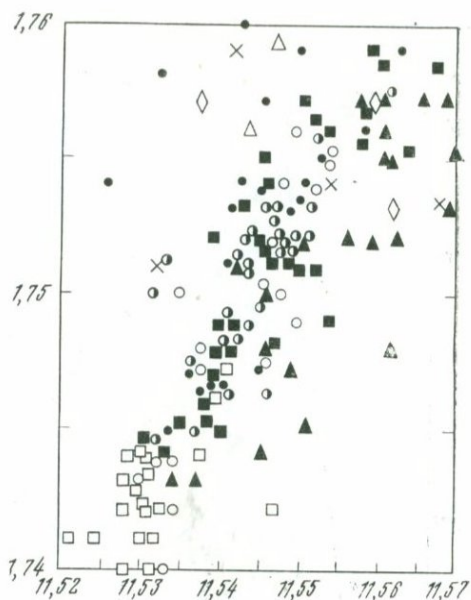


Рис. 7. Деталь рис. 6

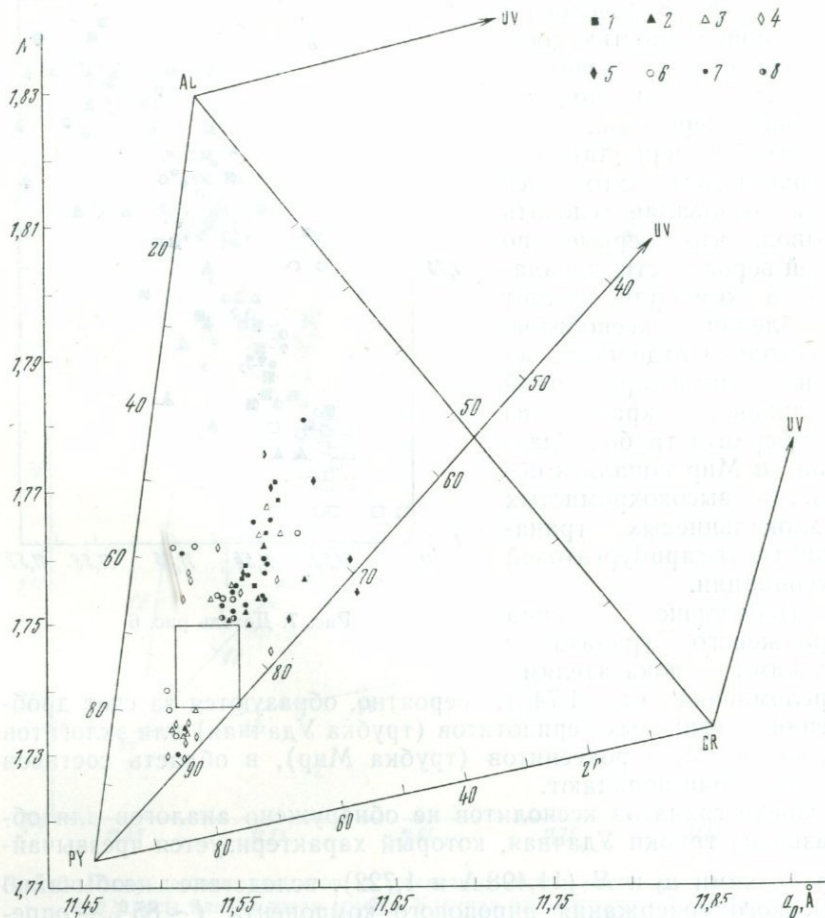


Рис. 8. Распределение гранатов из различных типов ксенолитов и из основной массы кимберлитов трубки Мир на диаграмме Винчелла.

1 — из перидотитов порфиривого облика; 2 — из равномернозернистых оливинсодержащих ультрабазитов; 3 — из пироксенитов; 4 — из биминеральных эклогитов; 5 — из алмазонасных эклогитов; 6 — оранжевые и красные из кимберлита; 7 — малиновые и фиолетовые из кимберлита; 8 — оранжево-красные крупные ( $>10$  мм) желваки из кимберлита

Наиболее спорным представляется происхождение крупных ( $>1$  см) желваков граната оранжево-красного цвета, нанесенных на диаграмму отдельным значком (гранаты второй генерации) и характеризующихся очень близкими свойствами. К этой же группе, по-видимому, относится значительное число мелких ( $<1$  см) зерен граната, образовавшихся за счет дробления более крупных выделений.

Показатели преломления и параметры элементарных ячеек большинства желваков изменяются в узких пределах: соответ-

ственно 1,744—1,756 и 11,531—11,554 Å для трубки Удачная; 1,744—1,763 и 11,535—11,547 Å для трубки Мир. Точки их составов группируются в тесное поле в пределах полосы гранатов из ультрабазитов, однако в отличие от последних описываемые образцы являются существенно пироп-альмандин-гроссуляровыми (см. рис. 6—9). По расположению на диаграмме эта группа гранатов не имеет аналогов, за исключением гранатов редких ксенолитов ильменитовых гипербазитов и некоторых эклогитов.

Для более достоверного суждения о генезисе гранатов в кимберлитах проведе-

но сравнение средних констант выделенных разновидностей кимберлитовых гранатов (табл. 6) с константами гранатов различных типов ксенолитов (табл. 7) с помощью методов математической статистики. Величиной, показывающей наличие или отсутствие различий между сравниваемыми физическими постоянными гранатов, служил *t*-критерий согласия Стьюдента. Результаты сравнений приведены в табл. 8.

Из табл. 8 следует, что между фиолетовыми гранатами из основной массы кимберлита и гранатами той же окраски из равнозернистых и порфировых оливинсодержащих ультрабазитов не устанавливается значимых различий с вероятностью 99—99,9% как по параметрам элементарных ячеек, так и по показателям преломления для обеих трубок. Кроме того, не устанавливается также различий между фиолетовыми гранатами кимберлитов и гранатами ксенолитов пироксенитов трубки Мир.

На рис. 10, а, б и 11 а, б видно, что во всех случаях распределения *N* не носят нормального характера, а состоят из нескольких сближенных максимумов, частично накладывающихся друг на друга. Это говорит о том, что существует по крайней мере несколько генетических групп ксенолитов, различающихся между собой по условиям образования.

Картина распределения констант оранжевых гранатов еще более сложна (рис. 10, в и 11, в). Лишь для крупных желваков гранатов оранжево-красного цвета распределение приближается

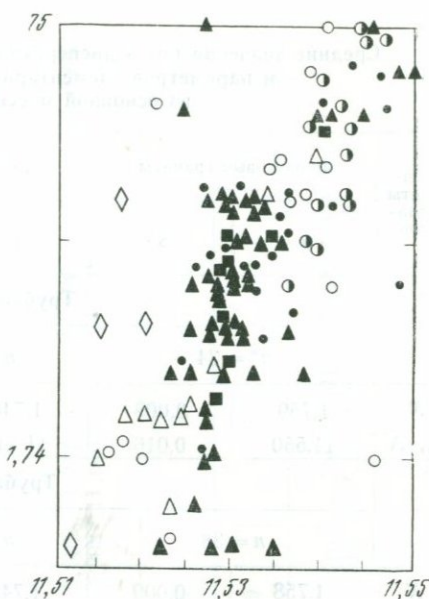


Рис. 9. Деталь рис. 8

Средние значения ( $\bar{x}$ ) и дисперсии ( $S$ ) показателей преломления  $N$  и параметров элементарных ячеек  $a_0$  гранатов из основной массы кимберлита

Константы гранатов	Фиолетовые гранаты		Оранжевые гранаты		Крупные оранжево-красные желваки	
	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$
<b>Трубка Удачная</b>						
		$n^* = 34$	$n = 28$		$n = 23$	
$N$	1,759	0,009	1,748	0,010	1,751	0,003
$a_0, \text{Å}$	11,550	0,016	11,541	0,018	11,544	0,007
<b>Трубка Мир</b>						
		$n = 38$	$n = 20$		$n = 18$	
$N$	1,758	0,009	1,748	0,009	1,748	0,002
$a_0, \text{Å}$	11,543	0,019	11,533	0,019	11,541	0,003

\*  $n$  — число измерений.

к нормальному (рис. 10,  $\delta$  и 11,  $\delta$ ). Из табл. 8 видно, что для большинства пар выделенных групп оранжевых гранатов из кимберлитов и ксенолитов по  $t$ -критерию Стьюдента устанавливаются значимые различия средних величин физических констант с вероятностью 99—99,9% для обоих кимберлитовых тел (не устанавливается таких различий только для пары кимберлит-эклогит из трубки Мир). Это, по мнению автора, объясняется большим количеством разных генетических групп ксенолитов с оранжевым гранатом, ни одна из которых не играет ведущей роли в «засорении» кимберлита. В целом же можно считать, что распределение оранжевых гранатов из кимберлитов соответствует распределению гранатов ксенолитов, содержащих такие гранаты, — эклогитов, пироксенитов и порфириновых перидотитов трубки Удачная (рис. 10,  $\epsilon$ ) и эклогитов трубки Мир (рис. 11,  $\epsilon$ ) с учетом влияния на распределение раздробленных (<10 мм) остатков гранатов «второй генерации».

Таким образом, статистическая обработка результатов измерений физических констант подтверждает вывод о ксеногенном характере большинства гранатов в кимберлитах.

Неясным остается генезис оранжево-красных гранатов «второй генерации». Колебания составов таких гранатов даже из удаленных друг от друга алмазоносных провинций крайне незначительны (см. табл. 32), что подтверждается их физически-

Средние значения ( $\bar{x}$ ) и дисперсии ( $S$ ) показателей преломления  $N$   
и параметров элементарных ячеек  $a_0$  гранатов  
из некоторых типов ксенолитов

Константы гранатов	Равномернозер- нистые ультрабазиты		Порфиновые перидотиты, оранжевые		Порфиновые перидотиты, фиолетовые		Пироксениты		Эклогиты		Алмазонас- ные эклогиты		Эклогитопо- добные кристалли- ческие породы	
	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$
	<b>Трубка Удачная</b>													
	$n^*=31$		$n=20$		$n=42$		$n=7$		$n=5$		$n=2$		$n=67$	
$N_{\odot}$ $a_0, A$	1,755 11,558	0,009 0,016	1,743 11,531	0,002 0,005	1,755 11,556	0,008 0,016	1,765 11,545	0,007 0,002	1,754 11,560	— —	1,745 11,594	— —	1,780 11,570	0,008 0,011
	<b>Трубка Мир</b>													
	$n=60$		—		$n=14$		$n=19$		$n=17$		$n=7$		—	
$N_{\odot}$ $a_0, A$	1,745 11,533	0,005 0,012	— —	— —	1,752 11,545	0,010 0,018	1,745 11,532	0,010 0,019	1,744 11,526	0,011 0,020	1,763 11,588	0,009 0,027	— —	— —

\*  $n$  — число измерений.

Рассчитанные значения  $t$ -статистики Стьюдента  
для параметров элементарных ячеек  $a_0$   
и показателей преломления  $N$  различных групп гранатов

Пары разновидностей	Трубка Удачная		Трубка Мир	
	$a_0$	$N$	$a_0$	$N$
$t$ 1, 4	2,02	1,79	2,01	1,88
$t$ 2, 6	2,89	2,50	—	—
$t$ 3, 6	7,51	10,69	—	—
$t$ 1, 5	0,32	1,33	0,34	1,35
$t$ 1, 7	—	—	2,06	1,10
$t$ 2, 8	—	—	1,06	1,21
$t$ 3, 8	—	—	2,97	4,46

1 — фиолетовые гранаты из основной массы кимберлита; 2 — оранжевые гранаты из основной массы кимберлита; 3 — крупные желваки оранжево-красного цвета; 4 — гранаты из равномернозернистых оливинсодержащих ультрабазитов; 5 — фиолетовые гранаты из перидотитов порфиривого облика; 6 — оранжевые гранаты из порфириковых перидотитов трубки Удачная; 7 — гранаты из пироксенитов; 8 — гранаты из эглогитов.

ми свойствами. Близость составов и свойств свидетельствует, по-видимому, об одинаковых условиях кристаллизации желваков.

Как отмечено выше, в кимберлитах очень редки ксенолиты с гранатом, соответствующим по своим особенностям гранатам «второй генерации». Лишь средний состав гранатов ильменитовых гипербазитов оказывается практически идентичным среднему составу крупных гранатов оранжево-красного цвета из кимберлита (см. табл. 31). Специальное изучение оптических свойств и максимальных размеров гранатов ильменитовых перидотитов показало, что  $N$  гранатов желваков и ильменитовых перидотитов также совпадают (табл. 9). Однако максимальная величина зерен граната в таких ксенолитах и размер желваков совершенно различны. С другой стороны, включения ильменитовых гранатсодержащих перидотитов встречаются редко, а гранаты-желваки принадлежат к наиболее обычным образованиям в кимберлитах. Поэтому нельзя утверждать, что источником оранжево-красных желваков являются исключительно ильменитовые гипербазиты, хотя полностью такую возможность отбрасывать нельзя. В то же время близость свойств этих двух групп гранатов, сходство их химического состава, наличие сростков оранжевого граната с ильменитом и высокое содержание в желваках двуокиси титана заставляют предполагать между ними определенную связь.

Таким образом, сопоставление гранатов из основной массы кимберлитов с гранатами различных типов ксенолитов по составу и физическим константам и статистическая обработка полученных результатов показывают, что большинство гранатов ким-

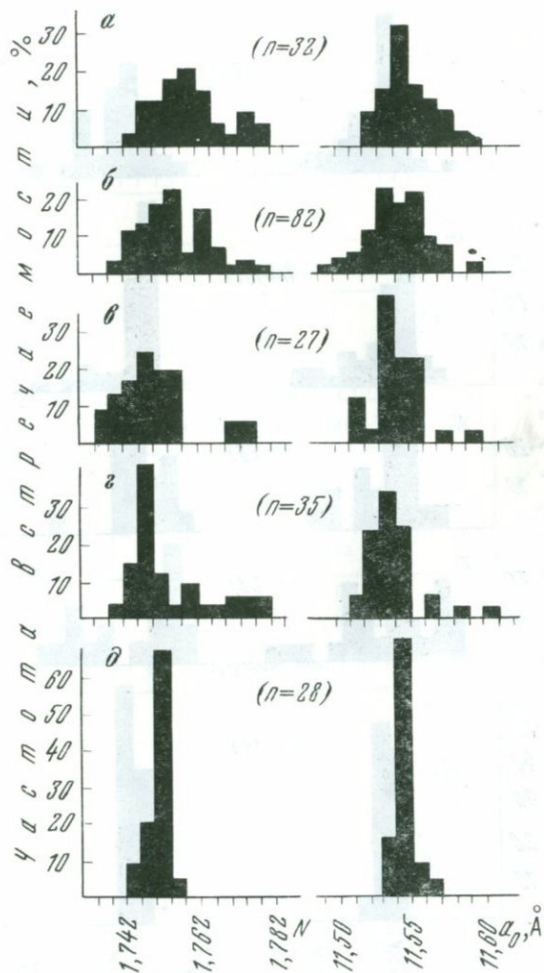


Рис. 10. Гистограммы распределения показателей преломления  $N$  и параметров элементарных ячеек  $a_0$  гранатов из трубки Удачная.

$a$  — малиновые и фиолетовые из кимберлита;  $б$  — малиновые и фиолетовые из ксенолитов оливиновых ультрабазитов;  $в$  — оранжевые и красные из кимберлита;  $г$  — оранжевые и красные из ксенолитов (порфиновые перидотиты, пироксениты, эклогиты);  $д$  — крупные желваки оранжево-красного цвета;  $n$  — количество измерений

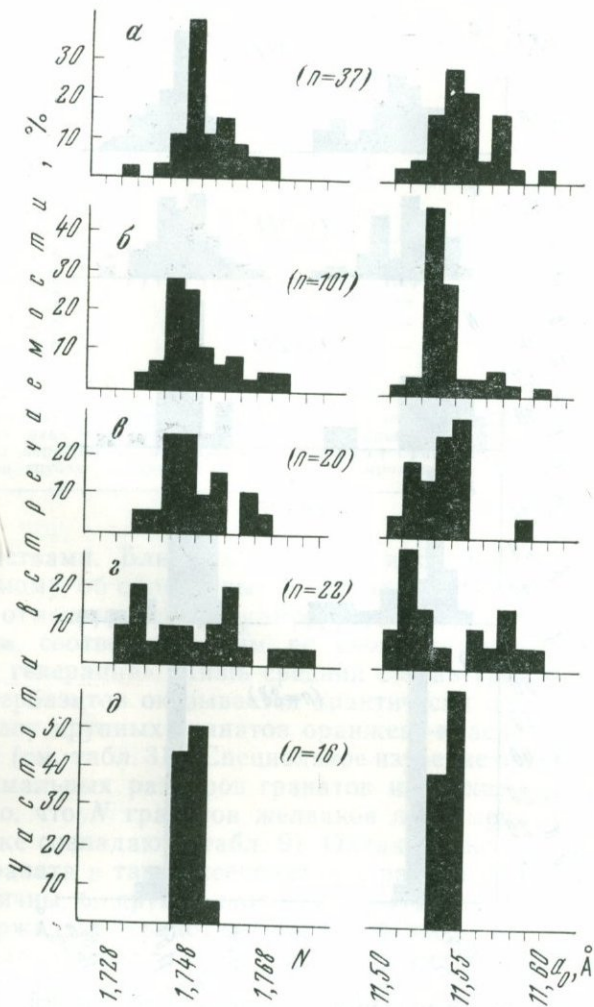


Рис. 11. Гистограммы распределения показателей преломления  $N$  и параметров элементарных ячеек  $a_0$  гранатов из трубки Мир

*a* — малиновые и фиолетовые из кимберлита; *б* — малиновые и фиолетовые из ксенолитов оливиновых ультрабазитов; *в* — оранжевые и красные из кимберлита; *г* — оранжевые и красные из ксенолитов (эклогиты и некоторые пироксениты); *д* — крупные желваки оранжево-красного цвета; *n* — количество измерений

Некоторые свойства оранжевых гранатов  
из ксенолитов ильменитовых гипербазитов  
и из основной массы кимберлита

№ образца	$a_0, \text{Å}$	$N$	Максимальный размер выделе- ний, мм
<i>Ильменитовые гипербазиты</i>			
<b>Трубка Сытыканская</b>			
ТС-117		1,745	6×4
<b>Трубка Удачная</b>			
ТУВ-231	11,541	1,746	3×2,5
203/404	11,545	1,749	5,5×4
ТУВ-153	—	1,750	4×2
505/Л	11,543	1,753	4×3
<b>Трубка Дальняя</b>			
ТД-2	—	1,748	2×2
ТД-31	—	1,749	6×5
<b>Трубка Зарница</b>			
ТЗР-60		1,753	3×3
<b>Трубка Мир</b>			
—	11,524	1,743	—
—	11,527	1,743	—
—	11,535	1,745	—
—	11,535	1,747	—
—	11,541	1,748	—
—	11,543	1,748	—
—	11,547	1,755	—
—	11,562	1,762	—
Среднее из 16 образцов	11,540	1,749	—
Пределы колебаний	—	1,746—1,757	До 20 мм

*Кимберлитовый цемент*

Пределы колебаний, трубка Удачная	11,531—11,554	1,744—1,756	До 100 мм
Пределы колебаний трубка Мир	11,536—11,547	1,744—1,753	До 100 мм
Среднее из 28 образцов, трубка Удачная	11,544	1,751	—
Среднее из 18 образцов, трубка Мир	11,54 <sup>9</sup>	1,748	—

Примечание. Образцы из трубки Мир частично заимствованы у А. И. Пономаренко.

берлитов с высокой точностью соответствует по свойствам гранатам ксенолитов. На основании произведенных измерений можно сделать вывод о том, что значительное количество гранатов кимберлитов попадает в них за счет дробления ксенолитов. Это заключение не касается крупных желваков граната оранжево-красного цвета. Последние, вероятно, происходят из другого источника, однако некоторые их особенности позволяют предположить генетическую связь желваков с ильменитовыми гипер-базитами.

### ХРОМШПИНЕЛИД

**Парагенезис, свойства и состав хромшпинелидов кимберлитовых пород.** Хромшпинелиды относятся к малораспространенным (по весу и объему) компонентам кимберлитовых пород, но тем не менее встречаются в них постоянно и играют важную роль в силу ряда своих особенностей. Именно присутствие хромшпинелида в многочисленных ксенолитах лерцолитов из кимберлитов и базальтов послужило основанием для проведения экспериментальных исследований в широком интервале давлений и температур [57, 189], приведших к выделению фации промежуточных по давлению шпинелевых перидотитов верхней мантии [9, 93, 199]. Хромшпинелиды являются одним из важных критериев алмазоносности [97] и широко используются при непосредственных поисках алмазов.

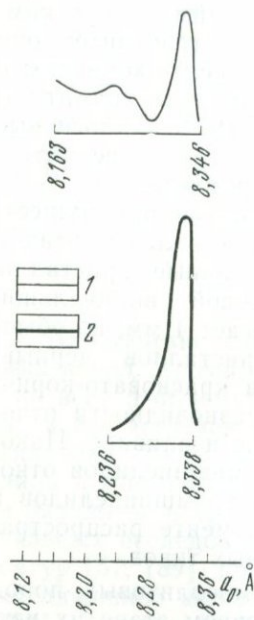
В кимберлитовых породах хромшпинелиды в небольших количествах встречаются в ксенолитах ультрабазитов, где среднее объемное содержание минерала составляет 2% [17, 193], в хромит-пироксен-гранатовых сростках, в виде включений в различных минералах кимберлитов, а также в виде мелких вкрапленников в кимберлитовом цементе. Характерной особенностью хромшпинелидов, отличающей их от большинства других первичных минералов кимберлитовых пород, является отсутствие крупных индивидов: зерна более 4 мм в поперечнике представляют исключительную редкость. По морфологии выделений и отчасти окраске в кимберлитах намечаются три большие группы хромшпинелидов. К первой относятся хромшпинелиды обычных во многих кимберлитовых телах, в том числе в трубках Удачная и Мир, ксенолитов шпинелевых и шпинель-гранатовых перидотитов и пироксенитов. Здесь они образуют выделения самой разнообразной формы размером 0,15—0,40 мм, редко более. Обычно зерна с неправильными контурами заполняют интерстиции между выделениями других минералов. Иногда хромшпинелиды ассоциируют с ромбическим и моноклинным пироксеном и располагаются в виде прожилков и пачек вокруг них и оливина, составляя всего 1—1,5% объема даже в богатых минералом породах. Такие хромшпинелиды часто носят реакционный характер [93] и

близки к хромшпинелидам из келифитовых кайм вокруг кимберлитовых гранатов [180]. В ксенолитах ультрабазитов они обычно окрашены в красно-коричневый и желто-коричневый цвет. К этой же группе относятся хромшпинелиды хромит-пироксен-гранатовых сростков из трубки Мир [97], аналогичные перидотитовым по форме, но характеризующиеся более интенсивной окраской, связанной с повышенной хромистостью.

Другой тип хромшпинелидов, наблюдающийся преимущественно в дунитах, но иногда встречающийся и в лерцолитах с хромистым гранатом, — это хорошо образованные кристаллы октаэдрического габитуса и зерна со сложной вицинальной огранкой. Размер их в редких случаях достигает 4 мм, но обычно не превышает 1—2 мм. Цвет таких кристаллов черный, просвечивают лишь очень тонкие осколки в красновато-коричневых тонах. К этой же морфологической разновидности относятся хромшпинелиды — включения в алмазе и оливине. Наконец, к третьему самостоятельному типу хромшпинелидов относятся игольчатые и таблитчатые включения хромшпинелидов в гранатах и пироксенах. В кимберлитовом цементе распространены хромшпинелиды всех охарактеризованных типов.

О том, что состав хромшпинелидов кимберлитовых пород сильно варьирует, было известно уже на первом этапе их изучения [74, 108, 236]. Наиболее просто продемонстрировать это положение с помощью рентгенометрических измерений, так как широкие пределы смесимости главных конечных миналов в минерале резко отражаются на размере ребра его элементарной ячейки. Нами были исследованы хромшпинелиды из кимберлитового концентрата (материалы А. Д. Харькива) и серии глубоких ксенолитов из ряда кимберлитовых трубок. Параметр  $a_0$  изученных зерен был определен методом порошка на рентгеновском дифрактометре УРС-50И, оборудованном устройством для регистрации углов  $\theta$ . Предварительные съемки показали, что железное излучение давало при анализе высокий фон, который резко ухудшал качество получаемых дифрактограмм. Варьированием режимов работы установки уменьшить фон не удалось. Поэтому рабочая часть съемок была проведена на медном излучении с применением никелевого фильтра. Для получения точных значений  $a_0$  применялся метод внутреннего стандарта. В качестве эталона была выбрана спектрально чистая каменная соль с известным  $a_0$ . Исследовались специально приготовленные смеси стандарта с испытуемым хромитом в пропорции 3:1 соответственно. Для вычисления  $a_0$  использовались линии (931) и (844) хромшпинелида. Введение поправок проводилось по линиям (620) и (622) эталона. Все линии находятся в области больших брэгговских углов отблеска и дают хорошее разрешение  $K_\alpha$ -дублета. Контроль полученных результатов осуществлялся с помощью повторных съемок на приборе ДРОН-1. При контрольных съемках в качестве внутреннего стандарта ис-

Рис. 12. Диапазон колебаний и кривые распределения параметров элементарных ячеек хромшпинелидов из глубинных ксенолитов (1) и кимберлита (2)



пользовался кварц. С учетом обнаруженных отклонений, а также условий измерения полученных дифрактограмм принятая точность измерений равна  $\pm 0,002 \text{ \AA}$ .

Результаты измерений  $a_0$  хромшпинелидов из глубинных ксенолитов и кимберлитового цемента демонстрируют широкие и одновременно сходные пределы колебаний этого параметра в обеих сериях образцов (рис. 12). Эти данные свидетельствуют о значительных вариациях состава минерала в кимберлитовых породах, однако вывод о тесном сходстве состава хромшпинелидов глубинных ксенолитов и кимберлитового цемента был бы преждевременным. Сложность определения состава минерала с помощью

рентгенометрии заключается в том, что изоморфные замещения в хромшпинелидах кимберлитов обусловлены совершенной смесимостью двух групп катионов, располагающихся в кристаллической структуре в разных позициях, а число независимо варьирующих физических параметров, на которых эти изменения отражаются, минимально.

Данные, полученные в последние годы с помощью микронзонда, чрезвычайно расширили известные прежде пределы колебаний состава хромшпинелидов кимберлитовых пород и привели к установлению специфических разновидностей минерала, не встречавшихся в других земных объектах. В первую очередь это касается хромшпинелидов, непосредственно ассоциирующих с алмазами (включения и сростки). Их главной особенностью, делающей эти образцы уникальными по составу, является чрезвычайно высокая хромистость (82—94% Cr-компонента) при низких содержаниях  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  [67, 97, 207]. Включения и сростки различаются между собой очень незначительно по железистости, которая несколько выше у хромшпинелидов, сростающихся с алмазами. К «алмазным» хромшпинелидам очень близки некоторые составы из ксенолитов дунитов и гарцбургитов [67, 220]. Так как содержание Al-компонента, согласно опубликованным данным, в хромшпинелидах из алмазсодержащих парагенезисов является минимальным, а хромового — максимальным для земных источников, это должно отражаться на величинах  $a_0$ . Действительно, элементарные ячейки хромшпинели-

лидов из алмазов [207] — самые крупные из имеющихся в литературе по кимберлитам. Три образца, исследованных в этой работе, имеют  $a_0$  в пределах 8,319—8,327 Å. Поэтому величину 8,320 Å можно в первом приближении считать нижней границей высокохромовых «алмазных» шпинелидов.

Гораздо шире изменяется состав хромшпинелидов в ксенолитах перидотитовой серии, что находит отражение в широко варьирующих значениях  $a_0$ . Здесь наряду с переменными содержаниями Al- и Cr-компонентов в ряде случаев фиксируется повышенная (до 27 мол. % суммарного содержания) примесь магнетита и ульвита [67]. В других земных объектах подобные титанистые и железистые хромиты представляют большую редкость [144, 163]. Составы хромшпинелидов хромит-пироксен-гранатовых сростков в целом укладываются в пределы колебаний, свойственные составам хромшпинелидов перидотитов.

Весьма любопытны особенности состава хромшпинелидов, включенных в гранат [31, 79, 97]: при варьирующей, но относительно высокой хромистости (до 50 вес. %  $Cr_2O_3$ ) они содержат наибольшие среди шпинелидов кимберлитовых пород количества  $TiO_2$  и в особенности  $Fe_2O_3$ . От большинства кимберлитовых шпинелидов включения отличаются и повышенной железистостью.

Хромшпинелиды из кимберлитового цемента [67, 97] по составу в целом аналогичны хромшпинелидам различных типов ксенолитов. Наблюдающиеся отклонения касаются главным образом содержаний  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$ , диапазон колебаний которых несколько выше в зернах, происходящих из собственно кимберлита.

**Происхождение хромшпинелидов кимберлитов.** В литературе широко распространено определение состава хромшпинелидов путем измерения каких-либо аддитивно изменяющихся физических параметров и последующего пересчета по соответствующим диаграммам. Этот метод весьма эффективен для образцов с относительно простым составом. Так, исследования хромшпинелидов Кемпирсайского массива [70] показали, что с увеличением их хромистости синхронно возрастают  $a_0$ , отражательная способность и удельный вес минерала. Для хромшпинелидов кимберлитов, состав которых описывался в рамках системы  $Fe^{2+} (Cr, Fe^{3+})_2O_4 - MgAl_2O_4$ , продемонстрирована четкая зависимость величины  $a_0$  от содержания шпинелевого компонента [59, 81]. Некоторые специфические физические свойства изменяются аналогичным образом [115]. Однако опубликованные в последнее время данные по составу хромшпинелидов кимберлитовых пород показывают бесполезность  $a_0$  (и прочих параметров) минерала при точном определении его состава, что следует из выявленных широких вариаций содержаний Al, Cr, Ti,  $Fe^{+3}$  и Mg. Хорошо известно, что увеличение содержания  $Al_2O_3$  в минерале понижа-

ет его  $a_0$ , однако на повышение последнего одновременно влияют  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , причем два последних — наиболее сильно, так как размеры ячеек ульвита и магнетита — самые крупные среди шпинелидов. При этом величина  $a_0$  может превысить «критическое» для «алмазных» хромшпинелидов значение  $8,320 \text{ \AA}$ , и такие зерна будут ошибочно диагностироваться как высокохромистые. Если изложенное лишь усложняет выведение какого-то из физических параметров ( $a_0$ ,  $R$  и т. д.) через состав минерала, то решение обратной задачи (точное определение состава по любой из измеренных констант или их комплексу) становится практически неосуществимым. Введение дополнительных признаков [120] не облегчает положения, так как их число остается меньшим, чем количество независимых переменных (варьирующих окислов). Можно согласиться с Н. В. Соболевым [67] в том, что определение состава хромшпинелида по параметру  $a_0$  может привести к весьма существенным ошибкам в диагностике химизма этого минерала из кимберлитовых концентратов. Поэтому способ сопоставления физических констант хромшпинелидов различных генетических групп, давший хорошие результаты для гранатов кимберлитовых пород, в данном случае непригоден; пришлось пойти по пути сопоставления опубликованных анализов хромшпинелидов, хотя он имеет существенные недостатки в первую очередь из-за разнородности объектов, хромшпинелиды которых были подвергнуты исследованию.

На диаграмму, отражающую общие особенности состава хромшпинелидов кимберлитовых пород (рис. 13), построенную по принципу диаграммы Н. В. Павлова [70], и график содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в минерале (рис. 14) были нанесены точки составов хромшпинелидов по опубликованным данным [67, 79, 97, 104, 114]; использованные анализы в основном выполнены по материалам из трубок Удачная, Мир, Академическая, Обнаженная и Дальняя. Из диаграмм видно, что состав хромшпинелидов кимберлитовых пород по содержанию основных компонентов варьирует в очень широких пределах, причем отдельные генетические группы минерала занимают на диаграммах индивидуальные поля. Точки составов образцов, ассоциирующих с алмазами (включения и сростки) занимают небольшую область, приуроченную к Cr-вершине диаграммы; содержания  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в этих хромшпинелидах самые низкие среди кимберлитовых. Аналогичные химические особенности характерны для хромшпинелидов немногочисленных ксенолитов дунитов с высокохромистым кноррингитовым гранатом, что не позволяет усомниться в генетической принадлежности алмазов с включениями. Ксенолиты перидотит-пироксенитовой серии содержат хромшпинелид, наиболее широко варьирующий по содержанию хромового и шпинелевого компонентов (см. рис. 13); у отдельных представителей этой серии сильно возрастает содержание магнетитовой

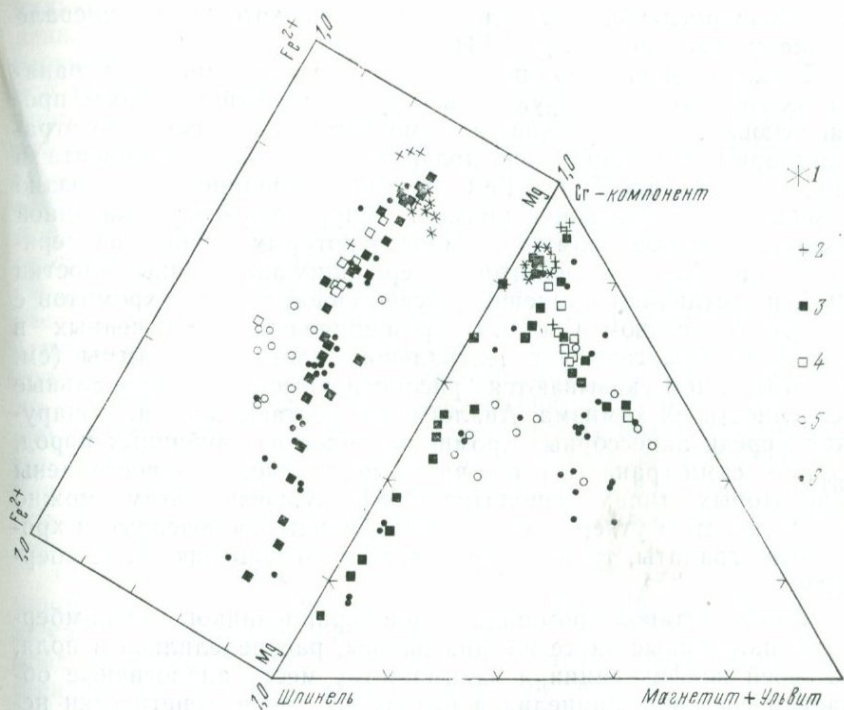


Рис. 13. Особенности состава хромшпинелидов кимберлитовых пород.

1 — включения в алмазах; 2 — сростки с алмазами; 3 — ксенолиты ультрабазитов; 4 — хромит-пироксен-гранатые сростки; 5 — включения в гранатах; 6 — хромшпинелиды из кимберлитового цемента

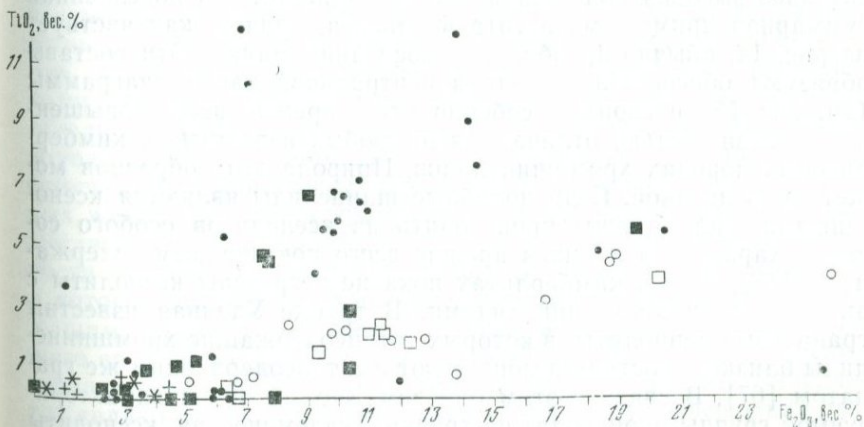


Рис. 14. Особенности распределения  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  в хромшпинелидах кимберлитовых пород. Условные обозначения см. рис. 13

и ульвешпинелевой молекул, соотношение которых в минерале также переменное (см. рис. 14).

Точки составов хромшпинелидов из хромит-пироксен-гранатовых сростков группируются в узкую компактную полосу, протягивающуюся от Cr-вершины к магнетит-ульвитовой, что отражает примерно одинаковую долю шпинелевого компонента в них, а содержание  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  в этих хромшпинелидах связано зависимостью, близкой к прямой. Приуроченность к указанной области составов хромшпинелидов некоторых ксенолитов перидотитов и находки ксенолитов, содержащих аналогичные вросстки [97], не оставляют сомнений в ксеногенной природе хромитов с подобным составом. Составы хромшпинелидов, включенных в гранат, располагаются в центральной части диаграммы (см. рис. 13), в чем сказываются рассмотренные выше уникальные особенности их химизма. Аналогичные составы пока не обнаружены среди акцессорных хромшпинелидов из глубинных пород, однако сами гранаты, в том числе зональные, распространены в некоторых типах ксенолитов [158]. В связи с этим можно с уверенностью утверждать, что шпинелиды, включенные в хромистые гранаты, также ксеногенны по отношению к кимберлиту.

Точки составов хромшпинелидов-вкрапленников из кимберлита, нанесенные на те же диаграммы, распределились в поля, по своей конфигурации и занимаемому месту аналогичные областям составов шпинелидов различных типов, генетически непосредственно не связанных с несущим их кимберлитовым цементом. Это служит доказательством дезинтеграции части глубинных ксенолитов с хромшпинелидом и происходящего при этом «засорения» минералом кимберлита. Сказанное не касается только немногочисленных зерен, в которых наряду с относительно высоким содержанием  $Cr_2O_3$  присутствует повышенная суммарная примесь магнетита и ульвита, причем, как явствует из рис. 14, обычно преобладает последний минал. Эти составы образуют обособленное поле в центральной части диаграммы (см. рис. 13) и своими особенностями, прежде всего повышенной железистостью, отличаются от любых известных в кимберлитовых породах хромшпинелидов. Природа этих образцов может быть двоякой. Если подобные шпинелиды являются ксеногенными, они должны происходить из ксенолитов особого состава, характеризующихся прежде всего повышенным содержанием  $TiO_2$ , хотя в кимберлитах пока не встречены ксенолиты с аналогичными хромшпинелидами. В трубке Удачная известны гранатовые лерцолиты, в которых титансодержащие хромшпинелиды близкого состава ассоциируют с титансодержащим же гранатом [67]. В связи с этим отметим, что все зерна характерной группы происходят из трубки Академическая, ксенолиты из которой не изучены, и указанные различия состава хромшпинелидов ксенолитов и кимберлитов могут быть вызваны ло-

кальной неоднородностью (повышенной титанистостью и окисленным характером ассоциирующей флюидной фазы) участка верхней мантии, вещество которого ныне представлено в данной трубке, и откуда вынесены эти вкрапленники. Возможно и другое объяснение. Подобные образцы могут быть результатом субсолидусной перекристаллизации или глубинного метасоматоза хромшпинелидов стандартного для кимберлитов состава при варьирующих значениях окислительно-восстановительного потенциала. Как следует из результатов изучения метасоматоза хромшпинелидов расслоенных интрузий и ксенолитов ультрабазитов в щелочных базальтах [127, 173], этот процесс ведет к замене равных объемов  $MgO + Al_2O_3$  (шпинелевый компонент) на  $FeO + Fe_2O_3$  (магнетит). Кроме того, изучение зональных шпинелидов из южноафриканских трубок [180] показало, что в кимберлитовых породах изменение состава минерала от центральных зон к периферии идет в сторону накопления в первую очередь титана и трехвалентного железа за счет уменьшения количества хрома, причем некоторые из изученных составов совершенно аналогичны наиболее титанистым и железистым якутским образцам.

Собственно кимберлитовое происхождение подобных хромшпинелидов представляется маловероятным, так как составы их лежат в непрерывном ряду варьирующих по химизму образцов, представляющих тренд изменения от магнохромит-хромитовых шпинелидов, имеющих явно ксеногенный характер, к ультрешпинель-магнетитовым [179, 193]; кроме того, аналогичные составы выявлены в ряде некимберлитовых источников [144, 163].

Таким образом, в кимберлитовых породах присутствует несколько генетических групп (разновидностей) хромшпинелидов, ни одной из которых нельзя достоверно приписать собственно кимберлитовое происхождение. Большинство вкрапленников, несомненно, происходит из разнообразных ксенолитов дунитов, шпинелевых и шпинель-гранатовых перидотитов и пироксени-тов. В то же время существующая тенденция обогащения некоторых вкрапленников трехвалентным железом и титаном заставляет предположить связь таких образцов с ильменитовыми породами. Однако хромшпинелид в последних, как правило, не отмечается, а шпинелиды, образующие каймы вокруг ильменитовых желваков и структуры распада в них [149, 180], имеют существенно иной состав. Единственным доказательством возможности такой связи является ксенолит А-70 из трубки Айхал [97], в котором титанистый хромшпинелид ассоциирует с хромсодержащим ильменитом, поэтому количество минерала, происходящего за счет дробления таких ксенолитов, должно быть весьма незначительно, и в целом хромшпинелид и ильменит кимберлитов являются антагонистами, представляющими совершенно различные тенденции развития этих пород.

**Парагенезис, свойства и состав.** Ильменит является характерным минералом кимберлитов, зачастую преобладающим в их тяжелой фракции [37]. Обилие ильменита в большинстве кимберлитовых тел и устойчивость к процессам выветривания сделали ильменит важным критерием при их поисках [1]. Минерал постоянно наблюдается в виде зерен неправильной формы и округлых желваков в кимберлитовом цементе, причем содержание его широко варьирует: от долей процента до 5—10%. Ильменит встречается также в виде биминеральных сростков с диопсидом, оливином, флогопитом, оранжевым гранатом, ортопироксеном. Для ксенолитов глубинных пород ильменит в общем не характерен, хотя в ряде трубок Якутии и Южной Африки давно известны ассоциации ильменита с оливином, флогопитом, моноклинным пироксеном, апатитом, цирконом и амфиболом [108, 235, 236], которые предлагается классифицировать в качестве отдельного петрографического типа [157]. Большое внимание среди этих ассоциаций в последнее время привлекают симплектитовые сростки ильменита с клинопироксеном [34, 77, 134, 193] в связи с их предполагаемой большой глубиной [154, 225]. Особую редкость среди глубинных ильменитосодержащих парагенезисов представляют породы с гранатом, найденные в единичных образцах [13, 193]; в некоторых из них встречены алмазы [45, 76]. Для ксенолитов глубинных пород характерны широкие вариации содержания ильменита — от отдельных зерен до почти половины объема (в симплектитовых сростках); форма выделений минерала в ксенолитах округлая или округло-неправильная (в симплектитовых сростках резко удлиненная, веретенообразная или коленчатая). Размер ильменитовых зерен в глубинных ксенолитах редко достигает нескольких миллиметров в поперечнике; по этому признаку резко выделяется ильменит кимберлитового цемента, иногда образующий 18-сантиметровые вкрапленники [235], хотя основная масса ильменита и здесь представлена зернами небольших размеров (до 1 см).

Особой разновидностью ильменитов кимберлитовых пород являются ильмениты, включенные в гранат некоторых ксенолитов ультрабазитов и кимберлитов. Морфологически этот ильменит представлен двумя типами выделений: игольчатыми включениями, образующими решетковидную структуру в гранате-хозяине, и каплевидными групповыми выделениями, слагающими до 20—25% массы гранатового зерна [113].

Состав ильменита кимберлитовых пород долгое время считался относительно постоянным [1, 108, 236], так как анализировались в подавляющем большинстве случаев крупные желваки. Последние относятся к железистым членам изоморфного ряда ильменит—гейкилит и являются, таким образом, пикроиль-

## Химический состав ильменитов кимберлитовых пород

Компоненты	Ув-255 [45]	A-27/1	A-13	3154/2	ТС-145	Д-66-1	У-66-1	209/900и	209/900к	A-27
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,00	0,14	0,96	—	—	—	0,15	0,22	0,00
TiO <sub>2</sub>	56,0	48,37	48,31	50,79	48,37	51,18	48,58	46,89	46,73	49,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	He обн.	0,55	1,07	0,05	—	—	0,48	0,55	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,45	0,20	0,18	0,98	0,00	—	—	1,01	0,99	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	15,31	16,17	6,62	—	11,95	15,12	17,31	17,03	19,42
FeO	21,8*	25,67	24,42	24,26	48,04*	24,45	25,10	24,51	24,75	24,40
MnO	0,25	0,21	0,26	0,73	3,70	—	—	0,22	0,21	0,21
MgO	15,6	8,65	9,79	13,88	0,54	11,01	9,39	9,08	8,92	4,88
CaO	0,01	0,00	Следы	0,48	—	—	—	0,28	0,32	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,36	0,34	0,15	—	—	—	0,24	0,26	0,30
Сумма	99,66	99,06	100,16	99,92	100,70	99,10	99,17	100,286	100,109	99,09
Ti	0,95	0,87	0,86	0,90	0,94	0,90	0,87	0,84	0,84	0,90
Fe <sup>3+</sup>	—	0,25	0,27	0,22	0,18	0,17	0,23	0,29	0,29	0,80
Cr	0,10	—	—	0,02	—	0,01	0,02	0,02	0,02	—
Fe <sup>2+</sup>	0,41	0,55	0,50	0,38	0,84	0,52	0,54	0,51	0,51	0,72
Mg	0,52	0,31	0,35	0,49	0,02	0,38	0,33	0,32	0,32	0,17
Mn	0,01	0,01	0,01	0,03	0,08	—	—	0,01	0,01	0,01
Ильменит	41,0	55,0	50,0	38,0	84,0	52,0	54,0	51,0	51,0	72,0
Гейкилит	52,0	31,0	35,0	49,0	2,0	38,0	33,0	32,0	32,0	17,0
Пирофанит	1,0	1,0	1,0	3,0	8,0	—	—	1,0	1,0	1,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	12,5	13,5	11,0	9,0	8,5	11,5	14,5	14,5	10,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,0	—	—	1,0	—	0,5	1,0	1,0	1,0	—

\* Все железо в виде FeO.

1 — гранатовый алмазоносный лерцолит; 2 — гранатовый перидотит; 3 — сросток ильменита с гранатом; 4 — безгранатовый ильменитовый перидотит; 5 — алмазоносный эклогит; 6 — 10 — крупные вкрапленники в кимберлите. Образцы 2, 3, 10 — из трубки Мир; 4 — из трубки Университетская (материалы А. И. Пономаренко); 5 — из трубки Сытыкская; 6 — из трубки Дальняя; остальные — из трубки Удачная. Анализы 1 и 5 выполнены на микрозонде Ю. Г. Лаврентьевым и А. И. Цепным; 2, 10 — Н. В. Марковой (ЦНИГРИ, Москва); 3, 4, 8, 9 — И. К. Кузнецовой; 6, 7 — Т. М. Саблиной (материалы И. П. Илупина). В сумму анализов входят: NiO — 0,19; 0,09; 0,10 и 0,13 вес. % (соответственно анализы 1, 8, 9, 10) и CaO — 0,03 и 0,03 (анализы 7 и 8)

менитами; в их составе наблюдаются незначительные примеси пирофанита (табл. 10). Очень характерной особенностью многих разновидностей минерала является высокое содержание трехвалентного железа; эти ильмениты представляют тройные смеси в системе ильменит—гейкилит—гематит. Смесиимость такого рода является результатом высокой температуры образования, а отсутствие структур распада объясняется закалкой твердого раствора при быстром подъеме и охлаждении ильменита [37, 108]; по другим данным [172], большую роль в сохранении гомогенности насыщенных  $Fe_2O_3$  ильменитов играет также резкий перепад давлений.

Изучение мелких выделений минерала, ставшее возможным с появлением микросондов, существенно расширило известные пределы вариаций состава ильменитов кимберлитовых пород. Так, в некоторых специфических образцах ильменита (акцессорная примесь в глубинных ксенолитах, включения в зональных гранатах, мелкие зерна в кимберлитовом цементе) установлена весьма высокая примесь  $Cr_2O_3$  [97, 193, 209]. Так как при атмосферном давлении количество хрома, способное входить в решетку ильменита, минимально [211], эта особенность интерпретируется как результат повышенного давления при образовании хромсодержащих ильменитов [180] или объясняется резко окислительными условиями среды кристаллизации [97]. Вероятно, определяющую роль в появлении высокохромовых разновидностей ильменитов играет все же химический фактор, о чем говорят корреляция хромистости сосуществующих ильменитов и гранатов (рис. 15) и широкая распространенность низкохромовых ильменитов, содержащих большое количество  $Fe_2O_3$ .

Уникальными для кимберлитовых пород особенностями состава обладают ильмениты, непосредственно ассоциирующие с алмазами. Все они отличаются от широко распространенных в кимберлитах разновидностей очень низким содержанием  $Fe_2O_3$  и, как следствие, повышенной титанистостью. Среди «алмазных» ильменитов можно выделить три группы. К первой относится образец Ув-255 из гранатового лерцолита трубки Удачная, характеризующийся полным отсутствием трехвалентного железа (см. табл. 10). Хромистость этого образца, сосуществующего с хро-

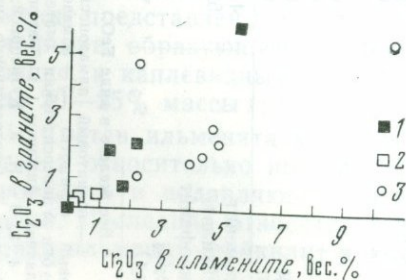


Рис. 15. Содержание хрома в сосуществующих гранатах и ильменитах кимберлитовых пород по литературным данным [13, 45, 97, 113; 193]. 1—ксенолиты ультрабазитов; 2—биминеральные сростки; 3—включения ильменита в гранатах

мистым же гранатом, резко повышена, что подтверждает вышеуказанную связь составов сосуществующих фаз, установленную на примере зональных гранатов с включениями ильменита [97]. Ко второй группе относятся сростки с алмазами и включение в алмазе из трубки Мир [63, 97], почти лишенные полуторных окислов (малое количество  $Fe_2O_3$  присутствует в некоторых сростках). По железистости эти образцы являются нормальными представителями кимберлитовых ильменитов (пикроильменитами). В отличие от включения в алмазе трубки Мир вроски ильменита в бразильских алмазах (третья группа) содержат небольшое количество  $Fe_2O_3$  и являются почти чисто железистыми членами ряда ильменит—гейкилит; основной изоморфной примесью в них является марганец [208]. Предполагалось, что такие особенности характерны для эклогитовых парагенезисов [172]. Действительно, ильменит, отличающийся повышенным содержанием гематитового и пирофанитового миналов (см. табл. 10, анализ 5), установлен в ассоциации с алмазом в ксенолите дистенового эклогита [43].

**Происхождение ильменита в кимберлите.** Ильменит кимберлитовых пород долгое время считался характерным минералом собственно кимберлитов, образующимся на завершающих стадиях этапа глубинного минералообразования [74, 90, 108]. Однако в последние годы находки ильменитсодержащих глубинных ксенолитов поколебали это мнение, и в литературе стали появляться высказывания о ксеногенной природе ильменита в кимберлитах [87, 180, 193]. В связи с этим необходимо выяснить, насколько близок ильменит кимберлитового цемента к ильмениту глубинных ксенолитов. Наиболее просто было бы сопоставить две серии таких ильменитов из одной трубки по какому-либо физическому параметру (магнитная восприимчивость, термоэлектрические свойства, микротвердость, удельный вес, отражательная способность и др.) или их комплексу, тем более, что ряд магнитных свойств ильменита функционально связан с составом минерала [37, 108]. Однако этот путь оказывается непригодным из-за практически полного отсутствия данных по магнитным характеристикам ильменитов из глубинных ксенолитов: известно единственное определение термоЭДС ильменита из сростка с диопсидом [108]; все остальные сделаны по ильменитам кимберлитовых концентратов, являющихся валовыми пробами, и потому не представляют ценности для настоящего исследования. Несколько по иным причинам неприменимо сопоставление разных генетических групп минерала по размерам элементарных ячеек: здесь выявились затруднения методического характера из-за широко осуществляющихся изоморфных замещений в структуре минерала. Вопросы изоморфизма в ильменитах кимберлитов затрагивались многими исследователями [74, 108, 172]; специальные работы были посвящены изучению зависимости  $a_0$  и  $c_0$  минерала от его химического состава [1].

Корреляции между этими величинами установить не удалось — размеры элементарных ячеек во всех изученных образцах изменялись в пределах ошибки измерения, несмотря на значительные колебания химического состава. Более поздние прецизионные исследования автора [51] показали наличие прямой зависимости рентгеновских характеристик минерала от особенностей его химизма, описываемой соответствующими уравнениями регрессии, для частного случая составов, характеризующихся примерно одинаковым количеством FeO. Подобные ильмениты согласно опубликованным данным резко преобладают в кимберлитах, однако находки в последние годы в кимберлитовых породах ильменитов с широко варьирующими количествами  $Fe_2O_3$ , MgO, FeO,  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$  делают недостоверным определение состава минерала с помощью рентгенометрии. Поэтому ильменит кимберлитов и глубинных ксенолитов пришлось сопоставлять по данным опубликованных химических и локальных рентгеноспектральных анализов, несмотря на некоторые недостатки этого способа, указанные выше. Исползованные анализы характеризуют ильменит, вкрапленный в кимберлитовый цемент трубок Удачная и Мир; из-за малого количества анализов ильменита глубинных ксенолитов для наглядности использованы имеющиеся в отечественной литературе данные по ксеногенным ильменитам указанных и других кимберлитовых тел [13, 34, 45, 74, 79, 88, 97, 113], а также некоторые анализы минерала из зарубежных месторождений [154, 157, 171, 193]. Точки составов последнего нанесены на диаграммы (рис. 16, 17), из которых видно, что ксеногенные ильмениты кимберлитовых пород по составу образуют две независимые серии образцов, существование которых, по-видимому, отражает два совершенно различных тренда кристаллизации. Одна тенденция, заключающаяся в примерно одинаковом суммарном содержании хромового, пирофанитового и гематитового компонентов при резко варьирующих количествах ильменитового и гейкилитового, свойственна ильменитам различных типов глубинных ксенолитов и сросткам ильменита с силикатами. Их точки группируются в растянутую полосу, располагающуюся параллельно основанию треугольника составов, хотя некоторые специфические образцы могут существенно отклоняться от общей направленности изменения химизма. В пределах этой полосы слева направо постепенно растет железистость ильменита. Так как в правой части указанной области расположены преимущественно ильмениты из сростков и безгранатовых ксенолитов, а в левой — гранатосодержащие парагенезисы, отмеченная тенденция возрастания железистости, вообще характерная для эволюции глубинных ультраосновных расплавов, может служить свидетельством первично-магматического генезиса ильменитовых пород. Другую группу образцов составляют включения различного габитуса в гранатах. Область их составов на диаграмме

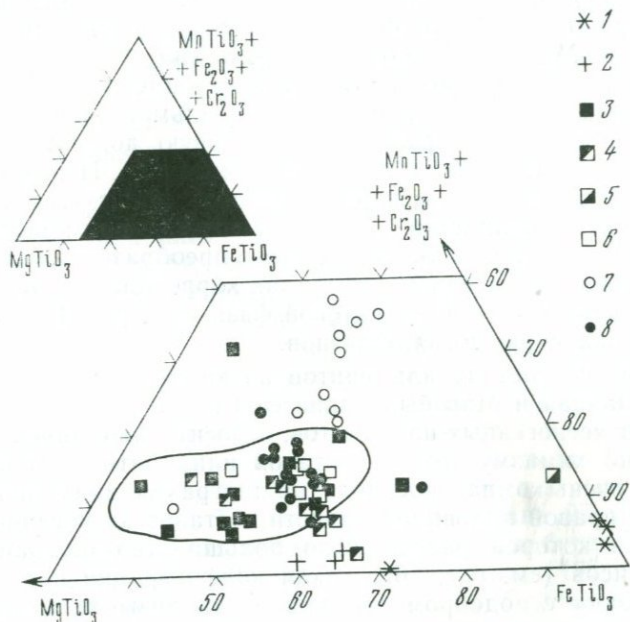


Рис. 16. Особенности состава ильменитов кимберлитовых пород.

1 — включения в алмазах; 2 — сростки с алмазами; 3 — ксенолиты гранатсодержащих ильменитовых гипербазитов; 4 — безгранатовые ксенолиты ильменитовых гипербазитов; 5 — алмазоносный эклогит; 6 — ильменит-клинопироксеновые графические сростки; 7 — включения в гранатах; 8 — ильмениты из кимберлитового цемента. Контуром обозначено поле составов мелких вкрапленников ильменита из кимберлитового цемента южноафриканских трубок [209]

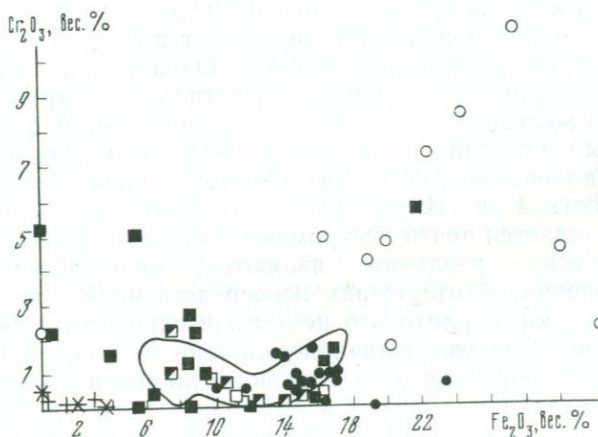


Рис. 17. Особенности распределения  $Cr_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  в ильменитах кимберлитовых пород. Условные обозначения см. рис. 16

(см. рис. 16) представляет компактную полосу близ ильменитовой вершины треугольника, протягивающуюся параллельно его стороне  $MgTiO_3-Fe_2O_3+Cr_2O_3+MnTiO_3$  и не пересекающуюся с полем составом ильменитов глубинных ксенолитов. В этих образцах постоянной сохраняется ильменитовая составляющая, что отражает примерно одинаковую долю  $FeO$  в них, а содержания  $Mg$  и  $Cr$  изменяются значительно. Перечисленные особенности отражают в первую очередь происхождение подавляющего большинства этих ильменитов не при кристаллизации расплава, а за счет субсолидусного преобразования граната-хозяина, о чем свидетельствуют четкая корреляция состава включения и ассоциирующей гранатовой фазы (см. рис. 15), а также своеобразная морфология образцов.

Данные по составу ильменитов из кимберлитового цемента трубок Удачная и Мир были нанесены на те же диаграммы. В отличие от ксеногенных ильменитов, относительно широко варьирующих по химизму, точки составов ильменитов кимберлитов образуют очень компактное поле, на диаграмме примерно совпадающее с правой половиной области составов ксеногенных ильменитов, в которой расположено большинство безгранатовых парагенезисов (см. рис. 16). Такая конфигурация поля скорее всего связана с подбором материала: анализы характеризуют не все возможные разновидности ильменитов кимберлитового цемента, а только состав однообразных крупных его выделений. Новые данные по ряду зарубежных месторождений [209] демонстрируют более широкие колебания составов ильменитов кимберлитового цемента, практически полностью совпадающие с вариациями химизма последних из глубинных ксенолитов. Расположение точек составов ильменитовых желваков на треугольнике составов, казалось бы, свидетельствует о том, что эти вкрапленники попадают в кимберлит при дроблении ксенолитов ввиду их химического подобия. Однако они явно отличаются от ильменитов последних по соотношению хрома и трехвалентного железа (см. рис. 17). Из графика хорошо видно, что ксеногенный ильменит с тем же количеством  $Cr_2O_3$ , что и ильменит вкрапленников, содержит гораздо меньше  $Fe_2O_3$ , а ильменит сростков и ксенолитов с содержанием  $Fe_2O_3$  более 10 вес. % является почти бесхромовым. Однако даже не эти тонкие химические различия являются решающим доводом для заключения об отсутствии непосредственной связи между ильменитами кимберлитового цемента и глубинных ксенолитов, а прежде всего резко различная величина выделений минерала в этих сериях образцов и частота встречаемости последних. Отдельные желваки ильменита в изученных трубках достигают 15 см в поперечнике [74] и относятся к числу крупнейших и одновременно наиболее распространенных мономинеральных выделений в кимберлитах. При современной изученности кимберлитовых трубок, вскрытых горными выработками на глубину

более 1 км [236], мало вероятно, чтобы ксенолиты с ильменитом таких размеров были просто пропущены. По-видимому, нельзя полностью отбрасывать возможность находок грубозернистых ксенолитов в будущем, однако на данном этапе можно утверждать отсутствие непосредственной связи ильменита крупных вкрапленников с любыми известными типами глубинных ксенолитов.

Таким образом, в кимберлитовых породах выявляются два генетических типа ильменита\*. К первому относится ильменит глубинных ксенолитов, составляющий незначительную долю валового содержания минерала. Среди резко преобладающего по объему ильменита кимберлитового цемента (второй тип), в свою очередь, выделяются две группы зерен, различающиеся прежде всего размерами выделений. К первой из них принадлежат мелкие зерна, имеющие состав, аналогичный составу ильменитов немногочисленных гранатсодержащих и реже безгранатовых ксенолитов ультрабазитов, хромистость которых связана с содержанием  $Fe_2O_3$  обратной зависимостью (см. рис. 17, левая часть контура). Так, определение состава 27 ильменитовых желваков и мелких вкрапленников из кимберлитового цемента ряда южно-африканских трубок показало [172], что зерна повышенной хромистости (более 1 вес. %  $Cr_2O_3$ ) содержали, за единственным исключением, низкую примесь (менее 10%)  $Fe_2O_3$ . Не вызывает сомнений ксеногенная природа этого ильменита, попадающего в кимберлит при дезинтеграции ксенолитов. К другой группе принадлежат несколько отличающиеся по химизму от большинства ильменитов ксенолитов крупные вкрапленники, не находящие себе аналогов в известных типах ксенолитов и имеющие иное происхождение.

### ФЛОГОПИТ

Обычно присутствующий в кимберлитовых породах флогопит распределен в них крайне неравномерно. В виде крупных (до 1 см в поперечнике) выделений с сильно изрезанными краями минерал наблюдается во многих разновидностях глубинных ксенолитов перидотит-пироксенитовой и эклогитовой серий; ксеноморфный характер зерен с несомненностью говорит о его вторичной природе. В то же время в ряде зарубежных месторождений описаны перидотиты с идиоморфным флогопитом, имеющим как будто первичный характер [122, 145, 153]. Необходимо отметить, что признаки, положенные в основу заключений о первичности слюды в глубинных ксенолитах, недостоверны: в равной мере флогопит может быть вторичным. Об этом говорят при-

\* Ильменит трапхов и ксенолитов кристаллических сланцев образует отдельную группу, резко отличающуюся по свойствам от рассмотренных ильменитов кимберлитовых пород [1], не имеет прямого отношения к генезису кимберлитов и в настоящем разделе не рассматривается.

водимые в некоторых работах фотографии «первичного» флогопита, на которых хорошо видно, что слюда развивается по границам зерен, замещая крипнокристаллические келифитовые каймы [153], резкая неравновесность флогопита с порообразующими силикатами в гранатовых лерцолитах [122] и изотопные данные [121, 125]. Любопытно, что в отличие от всех других глубинных минералов кимберлитов хромистость флогопита повышается до 1,5—2 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по мере того, как минерал приобретает все более явные признаки вторичного происхождения [155]; это, с одной стороны, свидетельствует об инертности хрома в процессах глубинного минералообразования, а с другой — может служить доказательством вторичности флогопита, ассоциирующего с алмазом в сростках. До сих пор не обнаружены достоверные первичные включения флогопита в алмазах. Те из них, которые описаны как первичные [129], могут на самом деле иметь вторичный характер, что было отмечено авторами указанной работы [206] при изучении газовой составляющей в алмазах. Вместе с тем в кимберлитах присутствуют ксенолиты, в которых флогопит действительно может иметь первичную природу. В первую очередь это относится к глиммеритам — существенно слюдястым породам с амфиболом, рутилом, клинопироксеном, ильменитом и др. [1, 108, 157], а также, вероятно, к некоторым преимущественно безгранатовым разновидностям ильменитовых пироксенитов. Структурные особенности выделений и состав слюды в таких ксенолитах не дают оснований для заключения о вторичном характере минерала в них. Поскольку ксенолиты глиммеритов и флогопитсодержащих ильменитовых пироксенитов не пользуются широким распространением в трубках Удачная и Мир, их флогопит составляет незначительную часть общего количества слюды в кимберлитовых породах. Гораздо более характерен флогопит для кимберлитового цемента, где иногда валовое количество минерала может достигать до 45—50% от массы породы. Здесь по морфологическим особенностям выделяются две большие группы флогопита [74]. К первой относятся крупные округлые или идиоморфные вкрапленники размером от первых миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике, являющиеся очень характерными образованиями в большинстве кимберлитовых тел (в том числе в рассматриваемых трубках); содержание их в породе может достигать 10—15%, но обычно значительно ниже. Флогопит второй разновидности представлен микроскопическими (доли миллиметра) чешуйками, входящими наряду с серпентином и кальцитом в состав кимберлитового цемента. Количество его в цементе иногда очень существенно и измеряется цифрами порядка 25—30%, что послужило основой для выделения слюдяного типа кимберлита уже в первых классификациях [235]; однако флогопит основной массы не входит в число первичных минералов кимберлитов и поэтому нами не рассматривается.

Состав флогопита кимберлитовых пород изучен совершенно недостаточно. В отечественной литературе приведены единичные анализы [74, 97] крупных вкрапленников минерала; несколько более подробно охарактеризованы химически флогопиты зарубежных кимберлитов. Поэтому сопоставление существующих разновидностей минерала по химическому составу можно провести только с привлечением максимально полных опубликованных данных.

Флогопиты кимберлитовых пород в целом являются несколько обогащенными железом представителями магнезиальной серии изоморфного ряда биотит—флогопит. Параллельно росту железистости происходит накопление титана, и по этим характеристикам флогопит кимберлитов не выделяется среди аналогов из других флогопитсодержащих пород. Единственной необычной чертой флогопита кимберлитов является уже отмечавшаяся хромистость ряда образцов. Сопоставление флогопитов в координатах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{TiO}_2$  (рис. 18) по данным опубликованных анализов [74, 97, 113, 122, 129, 155, 157] показало, что по повышенной хромистости флогопит ксенолитов перидотитов четко отделяется от флогопита глиммеритов. Хромистость последнего варьирует от 0 до 0,5 вес. %, содержание  $\text{TiO}_2$  может быть значительным (до 4 вес. %). Область составов флогопитов глиммеритовых ксенолитов не совпадает в принятых координатах с флогопитами ксенолитов перидотитов, что может рассматриваться как свидетельство отсутствия общих путей образования. Резко отклоняются от обычных флогопитов ксенолитов составы двух образцов, ассоциирующих с алмазами. Сросток из трубки Мир [97] характеризуется резко повышенной хромистостью и титанистостью, что скорее всего говорит о вторичной природе флогопита в этом образце [145, 155]. Единственное пока проанализированное включение слюды в алмазе оказалось не флогопитом, а биотитом с 20,99 вес. %  $\text{FeO}$  [129]. Столь высокая железистость при высоком содержании  $\text{TiO}_2$  характерна для

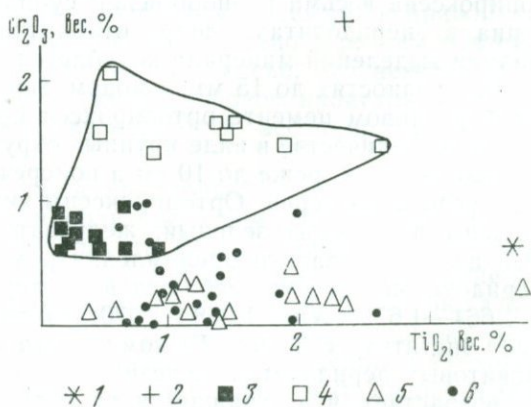


Рис. 18. Особенности распределения  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в флогопитах кимберлитовых пород

1 — включения в алмазах; 2 — сростки с алмазами; 3 — предположительно первичный флогопит из ксенолитов перидотитов; 4 — вторичный флогопит из ксенолитов перидотитов; 5 — глиммериты; 6 — мегакристы в кимберлите. Контуром обозначено поле составов флогопитов ксенолитов перидотитов

минералов эклогитов, в связи с чем можно предположить эклогитовый парагенезис этого алмаза; однако отсутствие изотопного равновесия между пироксеном и флогопитом в ксенолитах эклогитов [125, 126] однозначно доказывает наложенный характер флогопита в глубинных ксенолитах.

Вкрапленники в кимберлитовом цементе по соотношению хрома и титана занимают промежуточное положение между двумя выделенными типами ксеногенного флогопита (см. рис. 18). Некоторые из них попадают в области составов последних и могут поэтому рассматриваться как результат дробления соответствующих ксенолитов, однако значительная часть их выделяется на графике в отдельное поле. Подобная самостоятельность и крупные размеры ряда вкрапленников говорят о независимом от глубинных ксенолитов происхождении таких кристаллов, а наличие включений и сростков флогопита с ильменитом и оранжевым гранатом позволяет объединить их в тесную ассоциацию.

## ПИРОКСЕНЫ

Пироксены наряду с гранатом и хромшпинелидом являются подчиненной по валовому количеству, но чрезвычайно характерной и важной составной частью кимберлитовых пород. В трубках Удачная и Мир пироксены представлены ромбической (ортопироксен) и моноклинной (клинопироксен) структурными разновидностями.

*Ромбический пироксен* в различных количествах присутствует как породообразующий минерал в глубинных ксенолитах перидотит-пироксенитовой серии; здесь он может ассоциировать с гранатом, хромшпинелидом или ильменитом. В гарцбургитах и лерцолитах содержание ортопироксена колеблется от 5 до 20%, в вебстеритах повышается до 30—40% и достигает 100% в мономинеральных энстатититах. Форма выделений ортопироксена весьма разнообразна: субидiomорфные и лапчатые зерна в перидотитах, широкотаблитчатые — в пироксенитах. Размер выделений минерала колеблется от 1—3 мм в среднезернистых разностях до 15 мм в мономинеральных энстатититах. В кимберлитовом цементе ортопироксен присутствует в очень небольшом количестве в виде крупных округлых мономинеральных желваков (1—3, реже до 10 см в поперечнике), а также небольших угловатых зерен. Ортопироксены кимберлитовых пород окрашены в оливково-зеленый, желтовато-зеленый или коричневый цвет. Показатели преломления ромбических пироксенов из перидотитов имеют небольшой интервал значений:  $N_g' = 1,664—1,679$ ;  $N_m = 1,658—1,670$ ,  $N_p' = 1,653—1,668$ , что отвечает энстатиту с 3—9% Fe-компонента. В пироксенитах и ильменитовых перидотитах железистость ортопироксена значительно возрастает, что отражается на оптических свойствах мине-

рала. Гистограмма (рис. 19, а, б) иллюстрирует это: она имеет асимметричный вид с пологой правой ветвью, говорящей о возрастании железистости в ряде образцов. Светопреломление ортопироксенов из кимберлитового цемента изменяется в пределах, установленных для ксеногенного ромбического пироксена.

Опубликованные анализы ортопироксенов глубинных ксенолитов в кимберлитах трубок Удачная и Мир [63, 88, 97, 108, 220] демонстрируют высокую их магнезиальность. Минерал содержит также небольшие количества СаО, рассматриваемой в качестве индикатора температуры равновесия двупироксеновых ассоциаций [150], Na<sub>2</sub>O, изоморфно входящей в ортопироксен в виде своеобразного жадеитового компонента [97], и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, являющейся показателем равновесного давления глиноземистых гранатсодержащих парагенезисов [185, 199] при введении некоторых поправок [119, 237]. Среди изученных ортопироксенов можно выделить две основные группы: магнезиальные (энстатиты) и железистые (бронзиты). Энстатиты характеризуются минимальной железистостью и несколько повышенной хромистостью и кальциевостью, что указывает на значительные Р и Т их образования; обратная картина (повышенная железистость при низких содержаниях Са и Сг) присуща бронзитам (табл. 11).

Нанесение данных химических анализов на диаграмму (рис. 20) в общем подтверждает присутствие двух групп ортопироксена в глубинных ксенолитах, хотя их составы образуют непрерывный ряд по железистости от En<sub>95</sub> до En<sub>70</sub>. В первую группу объединяются точки составов ортопироксенов — включений в алмазах и гранатовых перидотитов, образующие небольшое компактное поле в левой части области изученных составов. Магнезиальность этих образцов наибольшая: содержание энстатитовой молекулы в них колеблется от 90 до 94%. Сюда же попадают отдельные точки составов вкрапленников из кимберлитового цемента [193]. Ортопироксены пироксенитов и ильменитсодержащих парагенезисов приурочены к центру и правой части указанной области составов, что связано с резким повышением железистости минерала; не исключено, что некоторые из подобных ксенолитов могут иметь коровое происхождение, на что указывает величина железистости ассоциирующего граната.

На ту же диаграмму нанесены точки составов ортопироксенов-вкрапленников из кимберлитового цемента [36, 88]. Хотя в литературе отсутствуют результаты анализов мелких остроугольных зерен ортопироксена из якутских кимберлитов, изучение оптических свойств подобных обломков и осколков из трубки Удачная и несколько анализов, выполненных на материале из трубки Летсенг-ла-терае [193], не оставляют сомнений в ксеногенном происхождении таких выделений (при разрушении ксенолитов). Аналогичного мнения придерживается Е. В. Францес-

Таблица 11

**Химический и компонентный состав ромбических (1—4)  
и моноклинных (8—13) пироксенов из ксенолитов трубки Удачная**

Компоненты	Uv-198 [220]	203/310	204/300	221/437	221/196	217/167	ТУВ-91	203/293	388	952	221/437	217/106	221/337
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	57,0	53,33	53,22	53,40	54,73	54,37	54,29	55,10	56,48	54,38	51,80	50,57	48,87
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,11	0,03	—	0,46	0,35	0,30	0,28	0,19	0,00	0,69	0,74	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	2,63	3,66	2,19	3,64	3,17	5,88	9,11	12,80	7,35	5,46	5,17	4,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,18	1,07	0,09	0,97	0,14	0,04	—	0,05	0,10	0,33	0,12	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3,43	2,00	—	0,86	1,45	1,37	—	—	—	—	3,74	4,24
FeO	4,08*	11,86	4,31	15,50*	1,30	1,30	3,84	5,09*	1,83*	2,92	4,11*	6,07	8,04
MnO	0,12	0,18	0,00	0,13	0,07	0,07	0,06	—	0,002	0,02	0,10	0,06	0,10
MgO	36,2	27,00	32,23	28,00	15,02	16,02	11,84	9,26	8,96	12,77	13,00	11,60	11,95
CaO	0,22	0,74	1,60	0,27	19,63	19,57	17,86	15,7	12,07	16,46	19,90	19,37	18,75
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,20	0,10	—	2,95	2,32	3,41	4,94	6,64	4,51	2,39	1,85	1,51
K <sub>2</sub> O	—	0,07	0,12	—	0,12	0,20	0,26	—	0,12	0,13	—	0,15	0,10
Сумма	98,69	99,73	99,73	99,58	100,53	99,83	100,14	99,48	99,14	98,64	97,78	100,31	100,44

Si	1,975	1,918	1,880	1,931	1,971	1,977	1,980	1,978	1,989	1,971	1,927	1,898	1,884
Ti	0,001	0,002	—	—	0,013	0,009	0,007	0,010	0,006	—	0,020	0,023	0,016
Al <sup>4</sup>	0,017	0,082	0,120	0,069	0,029	0,023	0,020	0,022	0,011	0,029	0,073	0,102	0,116
Al <sup>6</sup>	—	0,030	0,032	0,017	0,122	0,112	0,234	0,362	0,522	0,289	0,168	0,122	0,062
Cr	0,014	0,004	0,030	0,002	0,030	0,004	—	—	0,004	0,044	0,009	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,007	0,091	0,055	—	0,026	0,039	0,039	—	—	—	—	0,100	0,123
Fe <sup>2+</sup>	0,111	0,357	0,127	0,469	0,039	0,039	0,116	0,177	0,053	0,087	0,127	0,191	0,263
Mn	0,003	0,006	—	0,003	0,002	0,002	0,002	—	—	—	0,002	—	—
Mg	1,869	1,448	1,688	1,507	0,807	0,870	0,644	0,498	0,470	0,688	0,720	0,654	0,685
Ca	0,008	0,028	0,061	0,011	0,750	0,763	0,697	0,604	0,455	0,638	0,793	0,771	0,760
Na	0,009	0,007	0,004	—	0,208	0,162	0,241	0,341	0,449	0,318	0,174	0,131	0,109
K	—	0,002	0,002	—	0,004	0,009	0,013	—	0,004	0,004	—	—	—
Ca/Ca+Mg, %	0,4	1,9	3,5	0,7	48,2	46,7	52,0	54,8	49,2	48,1	52,4	54,1	52,6
f, %	5,6	23,6	9,7	23,7	4,6	4,3	15,3	26,2	10,1	11,2	15,0	22,6	27,7

\* Все железо в виде FeO.

1 — алмазоносный гранатовый гарцбургит; 2 — гранатовый энстатитит; 3 — шпинелевый энстатитит; 4, 11 — гранатовый вебстерит с флогопитом; 5 — гранатовый перидотит; 6—8 — биминеральные эклогиты; 9, 10 — алмазоносные эклогиты; 12, 13 — кристаллические породы. Анализы 1, 4, 8—11 выполнены на микрозонде Ю. Г. Лаврентьевым; 2 — Л. И. Соловьевой; 3, 5—7, 11, 12 — Т. М. Саблиной. В сумму анализов входят: NiO — 0,11; 0,04; 0,05; 0,01 вес. % (соответственно анализы 3; 5—7); P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,08; 0,08; 0,09 вес. % (анализы 5—7); п.п.п. — 0,98; 0,66; 0,74; 0,89; 0,97; 2,39 (анализы 3; 5—7; 11; 12).

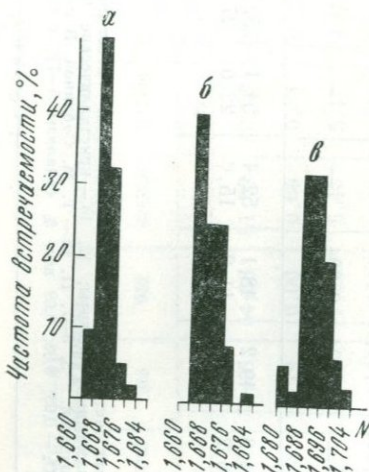
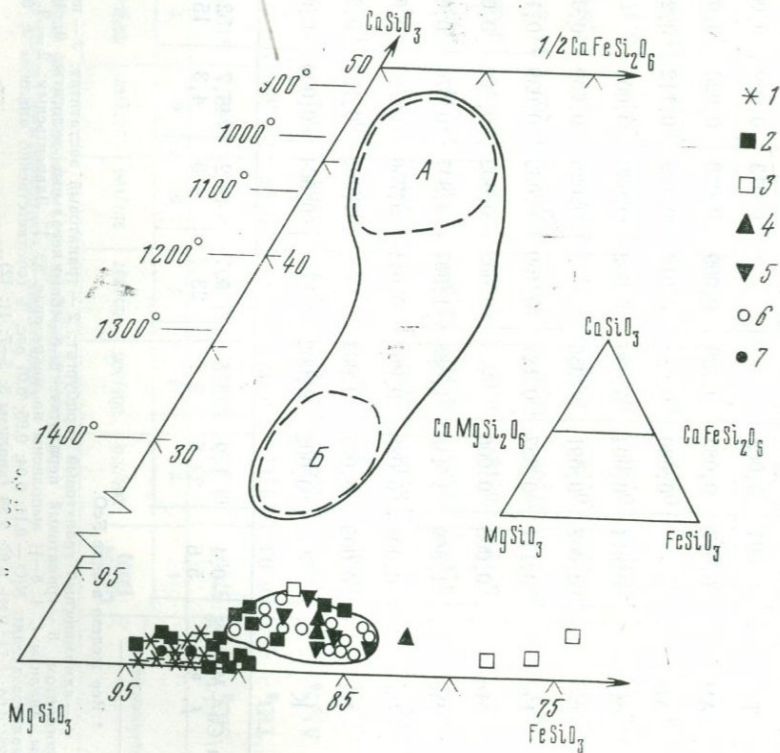


Рис. 19. Гистограммы распределения  $Ng^r$  ромбических (а, б) и моноклинных (в) пироксенов глубинных ксенолитов из трубок Мир (а) и Удачная (б, в). При измерениях частично использованы материалы А. И. Пономаренко из трубки Мир

Рис. 20. Особенности состава пироксенов кимберлитовых пород.

1 — включения в алмазах; 2 — ксенолиты гранатовых и шпинелевых перидотитов; 3 — пироксениты и гранатовые пироксениты; 4 — ильменитовые гипербазиты; 5 — ильменит-ортопироксеновые графические сростки; 6 — крупные вкрапленники из кимберлита; 7 — мелкие зерна из кимберлита. Прерывистым контуром обозначены области составов кальциевых (А) и субкальциевых (Б) клинопироксенов по Ф. Р. Бойду; сплошным — поля составов крупных вкрапленников ортопироксена в кимберлитовом цементе и ксеногенных клинопироксенов ультраосновных парагенезисов



сон [108], изучавшая ортопироксены из трубки Мир. Точки же составов крупных желваков ортопироксена образуют на диаграмме отдельную область, расположенную справа от поля ксеногенных ортопироксенов ультрабазитовых парагенезисов, в чем отражается несколько повышенная железистость желваков [36]. В то же время содержание  $Al_2O_3$  в тех и других колеблется в сходных пределах (понижено только в энстатитах, включенных в алмазы); лишь в некоторых вкрапленниках количество  $Al_2O_3$  увеличивается до 2—2,5 вес. %. В область составов желваков попадают точки некоторых глубинных ксенолитов (гранатовые перидотиты с ортопироксеном повышенной железистости, ильменитовые перидотиты и пироксениты и графические сростки ортопироксена с ильменитом). Указанные особенности состава крупных вкрапленников и сопряженных с ними ортопироксенов ксенолитов свидетельствуют о кристаллизации желваков и ряда ксеногенных ортопироксенов при понижении Р и Т [133]. Таким образом, постепенное обогащение железом ортопироксенов глубинных ассоциаций, вероятно, отражает тренд внутримантийной дифференциации ультраосновных расплавов. Однако, несмотря на сходство составов, крупные размеры желваков говорят о невозможности их образования при дезинтеграции глубинных ксенолитов. Поэтому крупные вкрапленники ортопироксена из кимберлитового цемента имеют самостоятельное происхождение. Особенности их состава и наличие сростков с другими минералами позволяют связать эти желваки со специфической минеральной ассоциацией кимберлитов — оранжевым гранатом, ильменитом и флогопитом.

*Моноклинный пироксен* в кимберлитовых породах характеризуется чрезвычайной изменчивостью свойств и состава, что обусловлено большой изморфной емкостью минерала и его участием в разнообразных глубинных и коровых парагенезисах. Клинопироксен встречается в виде включений в алмазах и сростков с ними в различных типах гранатовых, шпинелевых и ильменитовых перидотитов (в том числе алмазодержащих) и пироксенитов, в виде графических сростаний с ильменитом, в ксенолитах всех типов эклогитов, в ксенолитах кристаллических и эклогитоподобных пород цоколя платформы, а также в основной массе кимберлита в виде зерен и вкрапленников различной формы и размера. Количество минерала в различных типах парагенезисов резко варьирует. Так, в равномернозернистых и порфировых перидотитах клинопироксен составляет 1—10% объема породы. Его количественная роль резко повышается в ильменит-пироксеновых сростках (70—80%), а также в пироксенитах и эклогитах, среди которых встречаются почти мономинеральные разности. Форма выделений клинопироксена в перидотитах неправильная или удлиненно-призматическая, в пироксенитах и эклогитах неправильная со структурами распада или таблитчатая. В алмазонасных эклогитах из трубки Удачная кли-

нопироксен наблюдался в крупных зернах неправильной формы [78].

Для кимберлитового цемента характерны мелкие (1—5 мм) остроугольные зерна неправильной формы, а также крупные округлые желваки, достигающие размеров  $7 \times 8$  см [74, 138]; количество минерала в кимберлитовом цементе в общем случае ничтожно и измеряется единичными знаками.

Цвет клинопироксена зеленый с разными оттенками: темный грязно-зеленый в пироксенитах, светло-зеленый в эклогитах. Для ксенолитов перидотитов характерны преимущественно хромдиопсиды с яркой изумрудно-зеленой окраской. Цветовые разновидности моноклинного пироксена из кимберлитов соответствуют наблюдающимся в различных типах ксенолитов.

Распределение оптических констант моноклинных пироксенов из различных типов ксенолитов трубки Удачная приведено на рис. 19, в. Распределение носит сложный асимметричный характер: форма его сходна с гистограммами содержания ряда породообразующих окислов в клинопироксенах кимберлитовых пород [97]. Это объясняется разнообразием пироксенсодержащих ксенолитов в трубках. Пределы колебаний показателей преломления клинопироксенов из основной массы кимберлита соответствуют аналогичным величинам для клинопироксенов ксенолитов. Во всяком случае, по оптическим свойствам в кимберлитах не выделяется самостоятельной группы моноклинных пироксенов. Однако преобладают в последних клинопироксены с высокими показателями преломления ( $N_{g'} = 1,695—1,701$ ), что свидетельствует о преимущественном «засорении» кимберлита моноклинными пироксенами гранатовых перидотитов (большинство их характеризуется именно такими величинами  $N_{g'}$ ).

Химический состав клинопироксенов кимберлитовых пород изучен крайне неравномерно. Так, в отечественной литературе наряду с превосходными обобщениями по составу пироксенов глубинных ксенолитов [97] совершенно отсутствуют анализы клинопироксенов мелких зерен из кимберлитового цемента, и выполнены только единичные анализы крупных желваков. Большое количество анализов отдельных зерен клинопироксена из кимберлита выполнено Ф. Р. Бойдом [138, 139, 193], однако почти все они являются частичными: кроме того, результаты представлены графическим способом. Сказанное, с одной стороны, делает ненужным детальный анализ химизма минерала в различных ассоциациях в рамках настоящей работы, а с другой — указывает на невозможность прямого сопоставления составов пироксенов ксенолитов и кимберлитов; поэтому такое сравнение было проведено по ряду характерных особенностей состава минерала.

Клинопироксены кимберлитовых пород согласно опубликованным данным [13, 74, 97, 108, 138—140, 193] характеризуются широкими колебаниями химического состава (см. табл. 11);

особенно непостоянны содержания Mg, Ca, Fe, Al, Na и Cr. Большинство клинопироксенов из перидотитов содержат переменное количество хрома (до 3,5%), относясь, таким образом, к хромдиопсидам; железистость их довольно постоянна. Наиболее интересной особенностью хромдиопсидов из двупироксеновых парагенезисов является варьирующая примесь клиноэнстатитового компонента, рассматриваемая в качестве геотермометра [135]. По этой характеристике на материале южноафриканских трубок были выделены две группы клинопироксенов: кальциевые и субкальциевые, с содержанием волластонитового минала соответственно 55 и 30—35% [138], причем промежуточные составы первоначально не были обнаружены (области А и Б на рис. 20). Указанный пробел был заполнен при исследовании клинопироксенов глубинных ксенолитов из трубок Удачная и Мир [97]; соответствующие составы были найдены и в южноафриканских трубках [139]. Оказалось, что большинство клинопироксенов глубинных ультраосновных ассоциаций кристаллизовалось в интервале 900—1100°C (рис. 21), однако значительное количество образцов характеризуется повышенными температурами равновесия — вплоть до 1400°C.

Наиболее характерной особенностью клинопироксенов эклогитов является повышенное содержание натрия; кроме того, почти весь алюминий в них часто находится в октаэдрическом окружении, что является классификационным признаком глубинных эклогитов и резко отличает их от гранулитов, коровых эклогитов и эклогитоподобных пород. Эти особенности позволяют отнести эклогитовые клинопироксены к жадеит-диопсидам, иногда с преобладанием первого компонента. Жадеит-диопсидовые пироксены образуют третью обособленную группу среди глубинных ассоциаций в кимберлитах. Содержание алюминия вообще варьирует в пироксенах кимберлитов чрезвычайно широко, иногда образуя избыток, входящий в структуру минерала в виде своеобразного дистенового компонента [97, 217] в случае октаэдрической координации элемента; весьма значительным может быть и количество алюминия в тетраэдрических позициях.

По особенностям состава среди клинопироксенов ксенолитов выделяются не только три основные группы пироксенов — кальциевые (диопсиды), субкальциевые и известково-натровые (диопсид-жадеиты), но и серии непрерывных переходов между кальциевыми и двумя другими типами (рис. 20—22). Кроме того, повышенное количество хрома (до 15,6 вес. %), сопровождающееся соответствующим возрастанием натрия в ряде хромдиопсидов, позволяет выделять в качестве отдельного типа диопсид-юритовые клинопироксены [97].

Характерной особенностью стоящих особняком моноклинных пироксенов из кристаллических пород и некоторых ксенолитов эклогитов и пироксенитов являются их повышенная железистость и низкое содержание жадеита. Это может свидетельство-

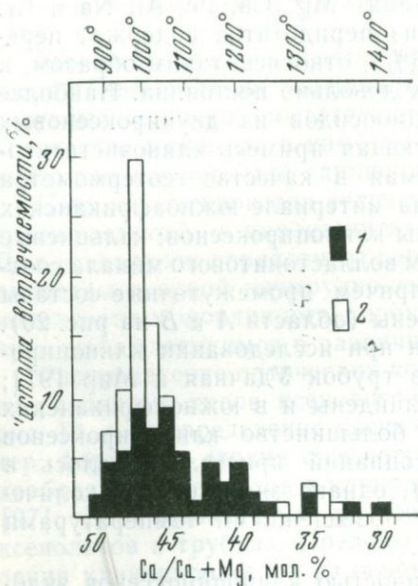
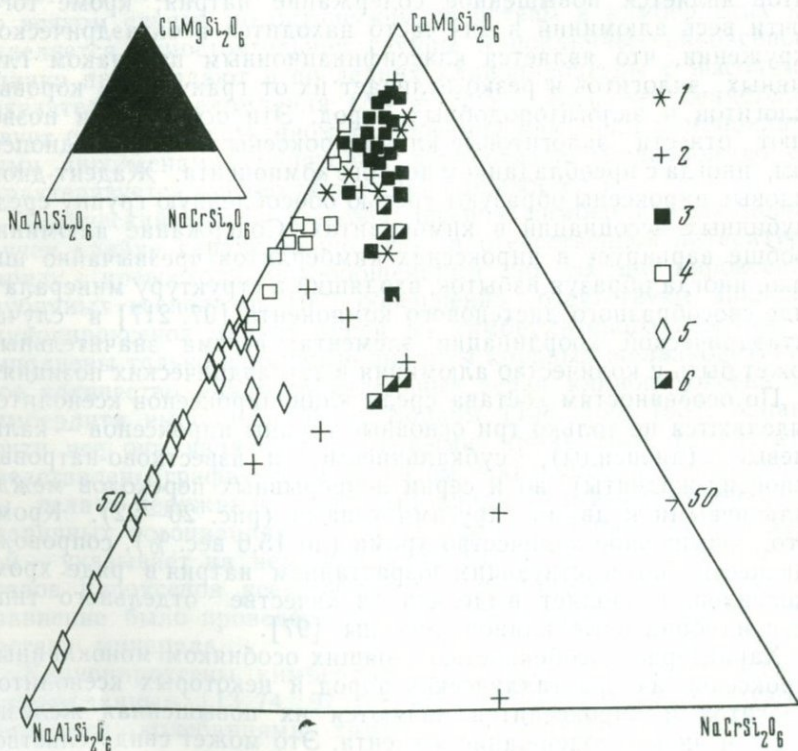


Рис. 21. Гистограмма распределения величины отношения  $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg}$  в клинопироксенах глубинных ксенолитов (1) и вкрапленников из кимберлитового цемента (2), по Н. В. Соболеву; значения температур указаны по точкам на кривой сольвуса диопсид — энстатит при 30 кбар [150]

Рис. 22. Особенности состава мало-железистых клинопироксенов кимберлитовых пород с переменным содержанием натрия и хрома, по Н. В. Соболеву.

1 — включения в алмазах; 2 — сростки с алмазами; 3 — ксенолиты ультрабазитов; 4 — ксенолиты пироксенитов; 5 — ксенолиты эклогитов; 6 — хромипироксен-гранатовые сростки



вать о невысоких давлениях при образовании подобных пород по сравнению с мантийными перидотитами и эклогитами.

Большинство клинопироксенов-вкрапленников в кимберлитовом цементе [139, 193] относится к парагенезисам ультраосновного характера. При нанесении точек их составов на пироксеновый четырехугольник оказалось, что эти пироксены попадают в области составов кальциевых и субкальциевых пироксенов из различных глубинных ксенолитов, что послужило основанием для вывода о ксеногенности их в кимберлитовом цементе [138, 230]. Основное их количество кристаллизовалось в интервале 900—1050°, т. е. в относительно низкотемпературных условиях [97]. Незначительная часть изученных составов относилась к эклогитовым ассоциациям. Ксеногенное (за счет дробления известных типов глубинных ксенолитов) происхождение невероятно только для редких крупных вкрапленников клинопироксена в кимберлитовом цементе, достигающих 10 см в поперечнике [138] и относящихся преимущественно к субкальциевому типу. Признаки, указанные выше для ромбического пироксена, позволяют отнести к специфической мономинеральной ассоциации крупных выделений в кимберлитах и эти вкрапленники моноклинного пироксена.

## ОЛИВИН

**Минералогия оливина кимберлитовых пород.** Оливин является важнейшим породообразующим минералом как собственно кимберлитов, так и большого количества охарактеризованных выше ксенолитов глубинных ультраосновных пород (оливинитов, дунитов, перидотитов). Содержание неизмененного оливина в различных типах оливинсодержащих пород обеих трубок колеблется в широких пределах: от 100% в ксенолитах свежих мономинеральных оливинитов до полного отсутствия в нацело серпентинизированных разностях кимберлитов и глубинных ксенолитов.

Оливин в неизмененных (слабо измененных) ксенолитах сопровождается гранатом, ромбическим и моноклинным пироксеном, иногда хромшпинелидом и редко ильменитом и флогопитом. Наличие и количественные соотношения указанных минералов определяются типом парагенезиса. Оливин в составе подобных ксенолитов часто резко преобладает, составляя до 86% (обычно 60—70%) объема породы. Средняя величина содержания минерала в ксенолитах лерцолитов составляет 64% [193]. Форма выделений оливина в ксенолитах ультрабазитов сыграла большую роль при разделении последних на сланцеватые и гранулярные перекристаллизованные [184, 193]; в советской литературе этим терминам примерно соответствуют порфиновые (катаклазированные) и полнокристаллические перидотиты. Выделения оливина в ксенолитах и полнокристаллических ультрабазитах большей частью имеют неправильные очертания. В порфи-

ровых (катаклазированных) перидотитах трубки Удачная форма вкрапленников преимущественно округлая, иногда наблюдаются раздавленные зерна оливина со шлейфом более мелких обломков, образующих «кометную структуру» [17, 74]. Оливин основной массы порфировых ультрабазитов обычно имеет округло-изометричные очертания. Размер индивидов оливина этой разновидности составляет 0,1—0,5 мм; во вкрапленниках величина зерен его возрастает до 3—5 мм, а в полнокристаллических породах доходит до 10 мм и более (в гигантозернистых оливинитах).

В кимберлитовом цементе можно выделить два типа вкрапленников оливина, различающихся в первую очередь по морфологии и размерам и часто рассматриваемых в качестве генераций, отвечающих определенным этапам становления кимберлитов [74, 235, 236]. Для первого из них характерны индивиды округлой, угловатой или неправильной формы, размером до 7 см. Подобные вкрапленники оливина широко распространены в трубке Удачная. Второй тип выделений оливина представлен мелкими (преимущественно 0,5—2 мм по длинной оси) вытянутыми и уплощенными идиоморфными кристаллами призматического габитуса с хорошо развитыми гранями первого и второго пинакоидов и ромбических призм {110} и {021}. Этот тип вкрапленников в неизменном состоянии весьма редок; обычно идиоморфный оливин второй генерации полностью серпентинизирован. Широко распространен он только в трубке Удачная, где в отдельных блоках кимберлита сохраняется полностью; в виде отдельных реликтов он наблюдался также в ряде других трубок Якутии [41, 42, 74].

Окраска оливина кимберлитовых пород однородна и не слишком разнообразна. В ксенолитах ультрабазитов она изменяется от бледно-зеленой и даже почти бесцветной (в тонких осколках) до салатно-зеленой и оливково-зеленой. Цвет оливина кимберлитов несколько более изменчив, чем в ксенолитах. Здесь он варьирует от светло-зеленого до густого оливково-зеленого и темно-зеленого; нередко бесцветные, желтовато-зеленые, золотистые и даже коричневые зерна. Идиоморфный оливин второго типа полупрозрачен и окрашен в серовато- и желтовато-зеленые тона.

Показатели преломления  $N_g'$  минерала в кимберлитовых породах согласно опубликованным данным колеблются в пределах 1,679—1,708 [8,41, 108]. Окраска и оптические свойства оливинов кимберлитовых пород закономерно изменяются по мере накопления в минерале двухвалентного железа: с увеличением железистости цвет минерала становится гуще и растут его показатели преломления. Однако окраска и светопреломление оливина связаны определенным образом не только с химическим составом минерала, но и с его парагенезисом в кимберлитовых породах. Эту связь наиболее удобно рассмотреть при

сопоставлении оптических свойств оливинов, относящихся к различным генетическим группам, так как имеющиеся в литературе данные по химическому составу оливинов разной окраски из различных ассоциаций весьма скудны. Для определения компонентного состава оливина наиболее просто и надежно использовать показатель преломления, так как определение состава с помощью  $2V$  дает низкую точность ( $\pm 5\%$  Fa). Рентгенометрические исследования химизма природных оливинов характеризуются более высокой точностью, однако для расчета параметров элементарной ячейки необходимы довольно громоздкие вычисления. В то же время с помощью показателя преломления определение состава оливина производится с точностью  $\pm 1\%$  Fa, так как увеличение содержания фаялита на  $1\%$  повышает показатель преломления приблизительно на  $0,002$ . Процедура измерения светопреломления минерала описана выше. Точность определения оптических констант  $Ng'$  составляла  $\pm 0,002$ . Для контроля правильности замеров производилось определение верхнего и нижнего показателей преломления. Величина двупреломления во всех изученных образцах колебалась в пределах  $0,035-0,039$ , что является нормальным для оливинов такого состава.

Результаты массовых измерений светопреломления оливинов из кимберлитовых пород трубок Удачная и Мир приведены в табл. 12 и на рис. 23. Из гистограмм видно, что распределение оливинов из глубинных ксенолитов по наибольшему показателю преломления носит характер нормального в обеих трубках (рис. 23, а, б), с небольшим дополнительным максимумом в области высоких значений  $Ng'$  для трубки Мир, связанным с ильменитовыми парагенезисами. Отсутствие подобного дополнительного максимума на гистограмме, характеризующей

Таблица 12

Оптические свойства оливинов из трубки Удачная

Характер изученного материала	Количество замеров	Пределы колебаний		Магнезиальность (Fe)	
		от	до	от	до
Оливины ксенолитов	117	1,681	1,693	94	88
Крупные желваки	100	1,681	1,699	94	86
Мелкие идиоморфные кристаллы	48	1,685	1,693	92	88

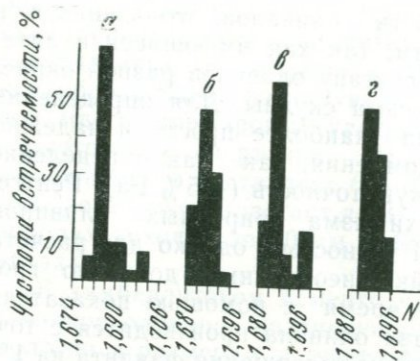


Рис. 23. Гистограммы распределения  $Ng'$  оливинов из ксенолитов ультрабазитов (а, б), крупных выделений (в) и мелких вкрапленников (г) в кимберлитовом цементе трубок Мир (а) и Удачная (б—г). При измерениях использованы материалы А. И. Пономаренко из трубки Мир

оптические свойства оливинов ксенолитов трубки Удачная объясняется, видимо, значительно меньшей распространенностью ильменитовых перидотитов в ней.

Цвет оливина ксенолитов постепенно изменяется с ростом железистости и показателей преломления: для оливинов, чьи оптические свойства представляют левую часть гистограмм, характерна бледно-зеленая окраска; по мере перемещения вправо интенсивность окраски усиливается, появляются желтые и оливковые оттенки. Наконец, у оливинов, чьи показатели преломления составляют правую часть гистограммы, являются наибольшими, преобладают оливковые и коричневатые тона. Аналогично слева направо меняется и парагенезис оливинсодержащих пород: оптические свойства оливинов наиболее магнезиальных дунитов и оливинитов, за редким исключением, попадают в левую часть гистограмм, оливин наиболее распространенных в кимберлитах ксенолитов гранатовых лерцолитов преимущественно образует среднюю их часть, в правой располагаются  $Ng'$  оливинов из более железистых ильменитовых перидотитов. В этой связи отметим закономерность нормального характера распределения  $Ng'$ , поскольку исследованные оливины происходят главным образом из ксенолитов полнокристаллических и порфировых гранатовых лерцолитов.

Сходный характер носит гистограмма, демонстрирующая картину распределения светопреломления крупных ксеноморфных вкрапленников оливина в кимберлите из трубки Удачная (см. рис. 23, в). И здесь большинство замеров подчиняется закону нормального распределения, однако в отличие от картины, характерной для распределения  $Ng'$  оливинов из глубинных ксенолитов этой трубки, на гистограмме в области высоких значений показателя преломления ( $Ng' > 1,696$ ) выделяется еще один небольшой максимум, характерный для оливинов повышенной железистости ( $F_0 = 86-83\%$ ). Двухвершинный характер гистограммы свидетельствует о неоднородности изученной выборки. Левые части гистограмм (см. рис. 23, б и в) соответствуют друг другу, что можно рассматривать как доказательство

идентичности оптических свойств и составов крупных порфировых вкрапленников оливина в кимберлите и оливина ксенолитов ультрабазитов. В правой части гистограммы и в этом случае сгруппированы оливины, генетически связанные с ильменитовыми породами; об этом свидетельствует присутствие мелких включений ильменита в некоторых зернах оливина, чьи оптические свойства образуют правый максимум гистограммы. В целом характер гистограммы и закономерности изменения оптических свойств и парагенезиса оливина аналогичны вышеописанным для оливина ксенолитов ультраосновных пород и иллюстрируют сходные тенденции в истории развития этих образований.

Гистограмма на рис. 23,г, характеризующая светопреломление мелких идиоморфных вкрапленников оливина в кимберлитовом цементе, имеет совершенно иной вид. Ее особенности позволяют предполагать для таких оливинов существование независимого механизма образования.

Состав оливинов кимберлитовых пород колеблется в значительных пределах. По химизму оливины относятся к магнезиальным представителям изоморфного ряда форстерит — фаялит с переменной железистостью и незначительными примесями иных компонентов (табл. 13). Оливин собственно кимберлитов содержит 8—16% фаялитовой молекулы, в ксенолитах ультрабазитов пределы колебаний состава минерала сходны. Наиболее магнезиальны оливины, включенные в алмазы и оливины редких гранатсодержащих оливинитов и дунитов. Оливины распространенных в кимберлитах ксенолитов перидотитов несколько более железисты, содержание форстерита в них обычно составляет от 90 до 92%. К наиболее железистым разностям относится оливин ксенолитов ильменитовых пород, где содержание форстерита может опускаться до 88—82%.

**Генезис оливина в кимберлите.** В отношении происхождения оливина в кимберлите нет окончательной ясности, хотя ранее не раз выдвигались различные предположения, основывавшиеся на определении состава минерала по его оптическим характеристикам. Так, А. А. Панкратов и Г. И. Смирнов [69], сравнив оливин отдельных желваков с оливином ксенолитов ультрабазитов, показали их близость. А. А. Панкратов [68] построил почти совпавшие кривые распределения показателей преломления  $Ng'$  оливинов из ксенолитов и оливинов-желваков из трубки Удачная. Средние величины показателей преломления также оказались почти равными, однако часть желваков имела  $Ng'$  до 1,706, в то время как  $Ng'$  оливинов из ксенолитов не поднимались выше 1,702. Проведенные измерения послужили основой для вывода о сингенетичности оливина кимберлита и ксенолитов ультрабазитов. Аналогичная кривая для оливина из кимберлитов, приведенная В. В. Ковальским [41], имеет четкий максимум с более крутой правой ветвью. Основываясь на форме кривой, В. В. Ковальский также сделал выводы гене-

Химический состав оливина кимберлитовых пород

Таблица 13

Компоненты	57/9	Уч-823	203/408	221/526	203/190	А — 147/3	203/727	203/526	221/703	221/429
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	41,4	41,4	41,10	40,63	40,43	40,4	41,32	41,20	40,63	40,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	Следы	0,04	Следы	0,08	Следы	Следы	Следы	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,38	0,51	0,36	—	0,010	0,70	0,36	0,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,05	0,015	0,01	0,006	0,06	0,06	0,025	0,03	Не обн.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	2,93	2,69	3,85	—	0,85	0,90	2,93	2,01
FeO	6,00*	6,15*	5,26	5,26	5,51	14,3*	5,84	6,76	6,46	10,80
MnO	0,11	—	0,15	0,13	0,07	—	0,21	0,14	0,12	0,25
NiO	0,34	0,28	—	—	—	—	0,36	0,23	—	0,19
MgO	52,9	52,0	50,47	50,40	50,6	46,20	50,60	49,52	48,70	45,67
CaO	0,04	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	0,15	Не обн.
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,07	0,08	0,06	—	0,06	0,06	0,09	0,10
K <sub>2</sub> O	—	—	0,10	0,07	0,06	—	0,14	0,20	0,06	0,09
Сумма	100,89	99,9	100,475	99,82	100,406	101,17	99,97	99,975	99,53	99,93
Форстерит	94,4	93,5	91,4	91,2	90,9	85,1	91,3	89,8	89,2	84,5

\* Все железо в виде FeO.

В сумму анализов 7, 8 и 10 входит H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> (соответственно 0,43; 0,24 и 0,28 вес. %) 1 — включение в алмазе [97]; 2 — из алмазоносного гранатового дунита [220]; 3 и 4 — из гранатовых оливинитов; 5 — из гранатового лерцолита; 6 — из гранат-ильменитового перидотита [97]; 7—10 — из кимберлита. Анализы 3—5 и 9 выполнены Л. И. Соловьевой; 7 — Т. М. Саблиной; 8 и 10 — Р. Л. Телешовой. Образец 6 — из трубки Мир, остальные из трубки Удачная.

тического характера, объяснив левую пологую ветвь кристаллизацией в спокойных условиях, а правую — резкими изменениями режима кристаллизации. В. А. Благулькина с соавторами [8] показала, что по оптическим свойствам оливин крупных вкрапленников близок к оливину идиоморфных фенокристаллов связующей массы; однако, на наш взгляд, изученного материала недостаточно для подобного заключения. Е. В. Францессон [108] выполнила 115 замеров  $Ng'$  оливинов из кимберлитов трубки Мир. Построенная кривая имела двухвершинный характер с максимумами 1,682 и 1,685, которые связывались с двумя разновидностями оливита.

Из приведенного обзора видно, что не только не установлена твердо природа оливина в кимберлитовом цементе, но остался неясен даже характер распределения показателей преломления минерала (разная форма кривых по А. А. Панкратову и В. В. Ковальскому). Полученные нами данные по распределению и сопоставлению оптических свойств различных групп оливинов из кимберлитов и глубинных ксенолитов позволяют осветить эти вопросы с несколько иных позиций.

Из приведенных на рис. 23 гистограмм виден весьма близкий к нормальному закону, с низким положительным значением коэффициента асимметрии, характер распределения оптических свойств оливина глубинных ксенолитов и крупных ксеноморфных выделений минерала из кимберлитового цемента. Так как состав оливинов изверженных пород зависит не столько от изменения термодинамических условий среды кристаллизации, сколько от состава и степени дифференцированности исходного расплава, нормальный характер распределения оптических свойств минерала говорит о том, что оливины глубинных ультрабазитов в кимберлитах образовались из эволюционировавшей ультраосновной магмы, дифференциация которой могла быть проявлена в широких пределах. Аналогичный вывод сделан при изучении зональных оливинов из кимберлита южноафриканской трубки Де-Бирс [136]. Соответствие состава крупных выделений оливина в кимберлитовом цементе составу оливинов ультрабазитов, позволяет предполагать общность их происхождения [68, 88]. Однако величина вкрапленников, резко превосходящая размер выделений оливина в большинстве ксенолитов ультрабазитов, существенно различающийся набор включений и тонкое геохимическое несходство рассматриваемых типов оливинов [18] не позволяют считать желваки результатом дробления обычных для кимберлитовых пород ксенолитов. Обнаруженные Н. П. Похиленко [220] гигантозернистые дуниты и оливиниты также не могут служить источником значительного количества ксенокристаллов оливина, так как железистость минерала в них ниже, чем в подавляющем большинстве последних. В то же время сходство составов говорит о кристаллизации оливина кимберлитов из магмы,

близкой по химизму, по крайней мере в отношении железистости, к первичному расплаву, из которого сформировался оливин глубинных ксенолитов.

Гистограмма, характеризующая распределение  $Ng$  идиоморфных вкрапленников оливина из кимберлитового цемента (см. рис. 23,з), резко отличается от остальных. Отчетливая асимметрия гистограммы говорит о том, что в кристаллизации этих оливинов решающую роль играл какой-то один фактор. Этим фактором скорее всего была дифференциация расплава. Железистость этих образцов в целом выше, чем у оливинов ультрабазитов и большей части крупных выделений. Левая крутая часть графика, смещенная в сторону повышенных значений  $Ng'$ , свидетельствует, что кристаллизация идиоморфных оливинов началась из более дифференцированной магмы по сравнению с двумя другими типами, а правая пологая часть, — что образование идиоморфных кристаллов продолжалось в течение некоторого времени, причем каждая последующая порция кристаллов характеризовалась все большей железистостью, т. е. магма в процессе кристаллизации непрерывно изменяла свой состав.

Таким образом, в кимберлитовых породах наблюдается несколько генетических групп оливина, характеризующих определенные этапы их становления. Оливины большей части ксенолитов ультрабазитов имеют близкий состав и кристаллизовались, вероятно, из первичной ультраосновной магмы без существенной ее дифференциации. Лишь на последних этапах своей эволюции этот первичный расплав должен был подвергнуться сильной дифференциации, что фиксируется резко повышенной железистостью оливина ильменитовых перидотитов [13, 45, 193].

Область составов оливинов глубинных ксенолитов полностью перекрывает аналогичное поле оливинов-вкрапленников в кимберлите по основным компонентам (рис. 24), однако по ряду указанных выше причин большая часть вкрапленников оливина в кимберлитовом цементе не может быть результатом дробления ксенолитов. Крупные ксеноморфные выделения минерала, вероятно, начинали кристаллизоваться из высокомагнезиального («протокимберлитового») расплава, сходного по железистости с первичной «ксенолитовой» магмой. Дифференциация его шла в сторону накопления железа, что доказывается наличием прямой зональности в некоторых оливинах [136, 162]. На этом пути могли реализоваться две возможности.

1. Конечным результатом дифференциации было появление обедненных магнием оливинов с  $Fa$  до 16%, сходных с оливинами ильменитовых перидотитов по железистости.

2. Процесс накопления железа не заходил так далеко и приводил к появлению незначительно обогащенных железом мелких идиоморфных вкрапленников ( $Fa=10—12\%$ ) на заключительных стадиях дифференциации.



Рис. 24. Пределы колебаний железистости оливинов кимберлитовых пород по литературным данным [97, 136, 162]

1 — включения в алмазах; 2 — ксенолиты алмазоносных ультрабазитов; 3 — ксенолиты ультрабазитов без алмазов; 4 — ильменитовые перидотиты; 5 — крупные ксеноморфные вкрапленники в кимберлите; 6 — мелкие идиоморфные кристаллы в кимберлите

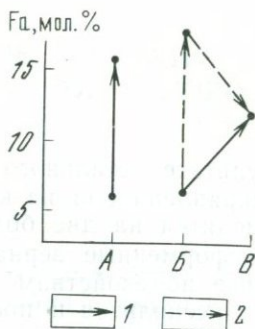


Рис. 25. Возможное (1) и запрещенное (2) направление эволюции ультрабазитовых расплавов (объяснение в тексте). А — состав оливина ксенолитов; Б — крупных вкрапленников; В — мелких идиоморфных кристаллов в кимберлитовом цементе

Последовательность выделения разновидностей оливина из кимберлитового цемента давно уже установлена петрографами [1, 108, 236]. Согласно общепринятой схеме сначала кристаллизуются более глубоинные вкрапленники первой генерации (они же — крупные идиоморфные выделения), а затем на более высоких пипсометрических уровнях — мелкие идиоморфные зерна (вторая генерация). Поэтому понятно, что эволюция «протокимберлитовой» магмы могла идти, видимо, только по второму пути, так как в противном случае мы вынуждены были бы признать, что из сильно дифференцированного расплава после образования железистого оливина (Fo до 84 мол. %) начинает по каким-то причинам кристаллизоваться более магнезиальный оливин (Fo=90 — 88%), что мало вероятно (рис. 25). Теоретическая возможность этого все же существует, из-за особенностей диаграммы плавкости системы форстерит — фаялит, но при условии сильного разогрева системы на последних стадиях ее эволюции (по всей видимости, уже в коровых условиях), для чего нет видимых геологических причин.

Сказанное позволяет считать ксеноморфные выделения кимберлитового оливина повышенной железистости (Fa > 12%) ксеногенными. Повышенное содержание титана и наличие включений ильменита в некоторых из них указывают на генетическую связь таких оливинов с ильменитовыми породами. В то же время мелкие идиоморфные кристаллы образуются из той же порции расплава, из которой на большой глубине кристаллизуются крупные вкрапленники оливина повышенной магнезиальности. Таким образом, можно согласиться, что выделенные генетические группы оливина являются генерациями [74] и характеризуют определенные этапы минералообразования при становлении кимберлитовых пород.

В результате детального изучения основных первичных минералов-вкрапленников из кимберлитового цемента выяснилось, что они делятся на две большие группы. К первой относятся мелкие бесформенные зерна — обломки минералов, полностью аналогичные по свойствам и составу соответствующим фазам глубинных ксенолитов и поступающие в основную массу кимберлитов за счет дробления последних. В составе этой группы с полной уверенностью можно выделить два типа ассоциаций: ультрабазитовую и эклогитовую, объединяющие реликты соответствующих типов глубинных ксенолитов. Первая из них, к которой относятся минералы гранатовых оливинитов, дунитов и перидотитов, многих пироксенитов и некоторых ильменитовых ультрабазитов, выделялась ранее как хромовая [80, 109]. Разности, переходные между ультрабазитовой и эклогитовой ассоциациями, редки; к ним принадлежат отдельные пироксенитовые реликты. С некоторой долей условности в составе первой группы вкрапленников из кимберлитового цемента можно выделить в качестве самостоятельного типа обломки минералов ильменитовых ультрабазитов. Эта ассоциация имеет двойственный характер. Имеющиеся данные показывают, что большинство минералов ильменитсодержащих глубинных ксенолитов по особенностям состава приближаются к аналогам из низкохромовых ультрабазитовых парагенезисов; некоторые ее представители параллелизуются с минералами магнезиально-железистых эклогитов. Однако в целом этот тип образцов наиболее близок по химизму ко второй большой группе вкрапленников из кимберлитового цемента — крупным желвакам минералов, не встреченным до сих пор ни в каких типах ксенолитов, а также многочисленным осколкам более крупных выделений. Желваки (гранат, ильменит, флогопит, ромбический и моноклинный пироксен, оливин) образуют в кимберлите устойчивую ассоциацию, известную под названием титановой [80, 109]. Представители этой ассоциации составляют обычно большую часть тяжелой фракции кимберлитов. Важно подчеркнуть разобщенность минералов-вкрапленников двух основных выделенных групп. Несмотря на то, что они часто располагаются в непосредственной близости друг от друга в кимберлитовой матрице, минералы тесно ассоциируют только тогда, когда они принадлежат к одной группе (би- и полиминеральные сростки, включения одного минерала в другом, равновесные глубинные парагенезисы в ксенолитах). В то же время минералы разных групп, даже одноименные, не встречаются совместно в качестве устойчивого парагенезиса в ксенолитах или сростках.

Изучение твердых кристаллических включений в минералах обычно приводит к получению важнейшей генетической информации, касающейся путей образования, развития и становления содержащих эти минералы пород [107]. Вероятно, наиболее ярким примером может служить детальное изучение включений в алмазах кимберлитов, не только послужившее основой для выяснения способа образования алмазов в природе и термодинамических условий среды их кристаллизации, но и приведшее к установлению многих неизвестных прежде типов парагенезисов и особенностей состава вещества верхней мантии. Вместе с тем изучение кристаллических вростков в основных первичных минералах кимберлитовых пород остается наиболее «узким» местом в минералогии последних. Исследователи, правда, упоминают о присутствии таких включений в минералах кимберлитов [81, 88, 108, 187]. Однако работ, посвященных специально изучению включений, немного и до последнего времени они сводились по существу к констатации присутствия минералов друг в друге. Между тем детальное изучение количественных закономерностей распределения, свойств и состава твердых включений в основных минералах кимберлитов может существенно помочь выяснению спорных геологических и петрологических вопросов. Это побудило автора предпринять комплексное исследование кристаллических вростков, основные результаты которого изложены в настоящей главе. Те же причины стимулировали появление работ других исследователей [113, 149].

#### РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВРОСТКОВ В АЛМАЗАХ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

Различные твердые включения в алмазах были зафиксированы уже в первые годы освоения южноафриканских месторождений [146, 196], однако их достоверная идентификация стала возможной только с развитием точных инструментальных методов. К настоящему времени проведены исчерпывающие работы по рентгеновской диагностике твердых включений в алмазах [110, 181, 194] и определению их состава [63, 97, 188, 207, 208 и др.]. Изучение закономерностей сростания включений с алмазом показало, что многие из этих вростков являются сингенетическими, отражая особенности совместного

роста [15, 111 и др.]; на основании проведенных исследований к сингенетическим включениям были отнесены оливин, хромшпинелид, гранат, ромбический и моноклинный пироксен, рутил, ильменит, циркон, кварц, коэсит, сульфиды, флогопит, биотит, санидин, дистен, магнетит, корунд. Хотя принадлежность некоторых из перечисленных минералов (слюды, кварц, сульфиды) к сингенетическим включениям сомнительна, проведенные работы привели к выяснению очень важного обстоятельства: оказалось, что включения в алмазах по химическим особенностям относятся к различным типам глубинных ультраосновных и основных парагенезисов [97, 188], которым среди вкрапленников в кимберлитовом цементе отвечают мелкие выделения хромовой и эклогитовой ассоциаций. Ни в одном случае (а проанализировано уже свыше 500 вростков в алмазах всего мира) состав включения не был аналогичен составу какого-либо из минералов — представителей титановой ассоциации.

Установлению количественных закономерностей распределения включений в алмазах уделялось меньше внимания; пионерами этих работ были советские исследователи [27, 97, 110]. Хотя по имеющимся в литературе сведениям можно составить представление об относительной распространенности тех или иных минералов в алмазах [74, 110, 207], в целях настоящего исследования важно было установить картину распределения кристаллических вростков в алмазах конкретного кимберлитового тела, т. е. выяснить характер вещества, послужившего источником протокимберлитовых расплавов. Подсчеты такого рода преследовали две основные цели: во-первых, выяснить картину распространенности включений в алмазах в целом и, во-вторых, определить соотношение включений некоторых минералов и их разновидностей, имеющих типоморфный характер, например хромшпинелид — рутил, малиновый гранат — сранжевый гранат и т. д. В данном случае таким минералом является гранат, пользующийся широким распространением в большинстве разновидностей глубинных ксенолитов, встречаемых в кимберлитовых трубках: состав этого минерала переменный и зависит в общем случае от типа парагенезиса, в котором гранат находится.

Для получения интересующих нас цифр лучше использовать алмазы отдельных месторождений, а не крупных алмазоносных районов, так как сейсмические наблюдения, различный набор глубинных ксенолитов в разных трубках даже одного района и особенности состава минералов таких ксенолитов свидетельствуют о значительной горизонтальной и вертикальной неоднородности верхней мантии [30, 97, 137, 195]. Материалом для настоящего исследования послужила коллекция алмазов, собранная В. И. Коптилем при изучении кимберлитовой трубки Удачная. Всего было просмотрено несколько тысяч кристаллов,

причем использовались только сравнительно крупные алмазы (более 1 мм в поперечнике), так как диагностика включений в мелких образцах сопряжена с известными трудностями. Определение включений производилось визуально, с помощью бинокулярного микроскопа МБС-2 и микроскопа МИН-8. Бесцветные и слабо окрашенные вростки силикатов (оливин, энстатит, диопсид) хорошо отличаются по величине двойного лучепреломления (интерференционной окраске) в скрещенных николях как между собой, так и от включений алмаза в алмазе. В тех случаях, когда возникали сомнения относительно правильной диагностики вростка, мы прибегали к помощи рентгеноструктурного анализа. Большинство вростков диагностируется достаточно просто, и полученные результаты вполне надежны для принятой крупности кристаллов.

Просмотренные алмазы с включениями представляют собой прозрачные кристаллы, имеющие гомогенное или мозаично-блоковое строение и относящиеся к I разновидности кристаллов и поликристаллических вростков [65]. Первичные включения в алмазах других разновидностей не наблюдались.

Алмазы с первичными сингенетическими включениями встречаются редко. Большинство твердых включений в алмазах представлено эпигенетическим пылевидным и хлопьевидным графитом, который, вероятно, является результатом графитизации алмазов. Первичные же включения представлены силикатами (гранат, оливин, пироксены) и окислами (хромшпинелид), а также вростками типа «алмаз в алмазе». Распределение включений по типам приведено в табл. 14. Кристалломорфология и другие особенности вростков в алмазах трубки Удачная сходны с описанными в других районах [97, 110, 207] и поэтому ниже приводится лишь краткая их характеристика.

Включения хромшпинелида относятся к числу наиболее часто встречаемых среди первичных включений в алмазах. Величина этих смоляно-черных вростков с красновато-коричневыми рефлексами по краям в изученных нами алмазах колебалась от 0,01 до 0,06 мм. Хромшпинелид наблюдался как в виде одиночных кристаллов, так и группами в несколько индивидов. Вростки представлены в большинстве случаев в той или иной степени искаженными октаэдрами, в основном вдоль оси симметрии третьего порядка, вследствие чего они имеют таблитчатый облик. Встречаются также осколки хромшпинелида с неправильными очертаниями, сростки и двойники по шпинелевому закону. Вокруг вростков иногда развиты системы трещин.

Бесцветные включения оливина в алмазах трубки Удачная наблюдаются так же часто, как и вростки хромшпинелида. Размеры включений колеблются в широких пределах: от 0,01 до 0,9 мм. Отмечаются как одиночные кристаллы, так и группы из нескольких индивидов. Габитус вростков таблитчатый, реже призматический; нередко изометричные кристаллы. Наиболее

## Распределение твердых включений в алмазах трубки Удачная

№ выборки	Обособленные включения								Парагенезисы		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	32*	45	3	—	—	—	2	3	—	—	—
2	28	33	4	—	—	1	—	—	—	—	—
3	17	17	1	—	—	—	—	—	1	1	1
Всего по западной части	77	95	8	—	—	1	2	3	1	1	1
То же, в %	40,8	50,1	4,4	—	—	0,5	1,1	1,6	0,5	0,5	0,5
4	40	36	3	—	—	1	—	4	—	—	—
5	50	40	3	1	1	—	1	2	1	—	—
6	17	12	4	—	—	—	3	4	—	—	1
Всего по восточной части	107	88	10	1	1	1	4	10	1	—	1
То же, в %	47,8	39,4	4,5	0,4	0,4	0,4	1,8	4,5	0,4	—	0,4
Среднее по трубке в целом	184	183	18	1	1	2	6	13	2	1	2
То же, в %	44,6	44,3	4,4	0,2	0,2	0,5	1,5	3,1	0,5	0,2	0,5

Примечание. 1—хромшпинелид; 2—оливин; 3—гранат; 4—диоксид; 5—хромдиоксид; 6—алмаз; 7—оливин+малиновый гранат; 8—оливин+хромшпинелид; 9—диоксид (?) +оранжевый гранат; 10—оливин+хромдиоксид; 11—оливин+хромшпинелид+малиновый гранат.

\* Количество наблюдений.

часто встречающимися кристаллографическими формами являются пинакоиды и призмы, реже дипирамиды. Очень часто включения оливина сопровождаются системами трещин, иногда же они расположены внутри розеток графита.

Гранаты (малиновые и оранжевые) в алмазах трубки Удачная встречаются значительно реже, чем хромшпинелиды или оливин. Включения этого типа представлены одиночными кристаллами или группами кристаллов. Размеры вростков колеблются от 0,01 до 0,8 мм. В большинстве случаев гранат представлен в той или иной степени искаженными кристаллами ромбододекаэдрического, реже октаэдрического габитуса. Кроме изометричных наблюдаются также удлиненные кристал-

ды с неправильными очертаниями и незакономерные сростки нескольких индивидов. Различия в морфологии обеих цветовых разновидностей граната не установлены.

Включения алмаза в алмазе являются редкостью. В подавляющем большинстве случаев вростки этого типа представляют собой в различной степени искаженные кристаллы октаэдрического габитуса. Большинство индивидов, содержащих подобные включения, является октаэдрами с тригональными слоями роста; часты также двойники по  $\{111\}$ . Размеры включений увеличены по сравнению с другими типами вростков и достигают 1 мм и более. Алмаз в алмазе часто располагается без какой-либо ориентировки, вокруг включения иногда развиваются системы трещин. На поверхности вростков обычными являются графитовые пленки.

Включения пироксенов в алмазах трубки Удачная являются еще более редкими, чем включения алмаза, и встречаются единицами на тысячи кристаллов. Изумрудно-зеленый хромдиопсид встречен в виде удлиненных зерен без определенной кристаллографической огранки, с хорошо выраженной штриховкой по удлинению вростков. Наряду с включениями хромдиопсидами отмечен и диопсид: вростки этого минерала имели призматический габитус и бледно-зеленую окраску.

Первичные сингенетические включения других минералов-узников в алмазах кимберлитовой трубки Удачная отмечены не были. Лишь в одном из кристаллов наблюдалось призматическое включение минерала желтовато-зеленого цвета, возможно, энстатита, известного среди включений в алмазах [63, 97, 110, 181, 207]. Вросток находился в ассоциации с бесцветным призматическим включением оливина.

Совершенно исключительный случай представляет включение (?) сульфида бронзово-желтого цвета с пестрой розовато-фиолетовой побежалостью. Оно встречено в виде вростка на поверхности скола алмаза-октаэдра. Из-за штриховки на поверхности алмаза включение просматривается плохо. С поверхности скола включение овальное, без видимой кристаллографической огранки. Аналогичные образования установлены и в африканских алмазах [207, 227], однако, как и в нашем случае, нет полной уверенности, что сульфиды не носят вторичного характера.

Особенно интересным является нахождение в одном кристалле алмаза нескольких фаз, которые в этом случае, вероятно, являются равновесными [97]. Такие примеры — исключительно редки. По своим особенностям включения, входящие в состав ассоциации, ничем не отличаются от одиночных. Наиболее частыми ассоциациями среди включений в алмазах являются оливин+хромшпинелид и оливин+малиновый гранат. Значительный интерес с точки зрения определения порядка кристаллизации минералов-включений в алмазах представляет находка

в одном из кристаллов включения хромшпинелида октаэдрического габитуса, которое, в свою очередь, содержит бесцветное зерно, вероятно, оливина с изометричными очертаниями; это, возможно, говорит о несколько более ранней кристаллизации оливина по сравнению с хромшпинелидом и гранатом.

Таким образом, предварительный анализ как одиночных вростков, так и парагенезисов включений в алмазах трубки Удачная позволяет подтвердить вывод о том, что основная масса алмазов данного кимберлитового тела кристаллизовалась в окисно-силикатной среде, имевшей в целом ультраосновной характер [27,97]; аналогичный результат получен недавно [177] для алмазов трубки Финч (ЮАР).

Особенно важное значение для различных петрологических построений имеет правильное определение соотношения включений граната малинового и оранжевого цвета, представляющих различные типы глубинных парагенезисов. Определение состава гранатов, встреченных в алмазах, показало, что оранжевые гранаты, ассоциирующие с алмазами, имели состав, аналогичный составу гранатов алмазоносных эклогитов, а фиолетовые отвечали по составу гранатам высокохромистых ультраосновных парагенезисов [97, 188]. Поэтому дополнительно были рассмотрены все выделенные ранее в особую коллекцию включения граната в алмазах трубки Удачная для выявления указанного соотношения (табл. 15). На основании приведенных цифр однозначно решается вопрос о продуктивных ассоциациях.

Таблица 15

Соотношение различно окрашенных гранатов, включенных в алмазы трубки Удачная

№ выборки	Количество просмотренных алмазов с включениями граната	Гранаты-включения различных типов				
		1	2	3	4	5
1	12*	8	2	1	—	1
2	16	10	4	1	1	—
3	26	23	1	—	2	—
Всего	54	41	7	2	3	1
То же, %	—	75,9	13,0	3,7	5,6	1,8

Примечание. 1 — малиновый гранат; 2 — ассоциация малиновый гранат+оливин; 3 — ассоциация малиновый гранат+оливин+хромшпинелид; 4 — оранжевый гранат; 5 — ассоциация оранжевый гранат+диопсид (?).

\* Количество наблюдений.

Для трубки Удачная основными источниками алмазов явились глубинные ультраосновные парагенезисы: 92,6% всех алмазов происходит из подобных пород (оливиниты, дуниты, перидотиты). Среди последних, как это следует из табл. 14, резко преобладают дуниты (оливиниты). На долю эклогитовых парагенезисов приходится всего 7,4% алмазов. По мнению автора, эти цифры, близкие к полученным ранее Э. С. Ефимовой [74], должны характеризовать истинное соотношение ультраосновных и основных ассоциаций в областях верхней мантии, из которых алмазы постушают на дневную поверхность. Сходные данные сообщаются и для трубки Мир, содержание «эклогитовых» алмазов в которой, по данным Н. В. Соболева [17], несколько повышено, но и в этом случае основным источником алмазов являлись глубинные гранатсодержащие дуниты.

Очень важным является тот факт, что среди вростков не были обнаружены минералы титановой ассоциации. Это однозначно свидетельствует об отсутствии их в зоне алмазообразования. Правда, среди включений отмечены крайне редкие ильменит [63, 208] и слюда [129, 188]. Однако состав первых резко отличается от обычных в кимберлитах ильменитов, а сингенетичность флогопита и биотита с алмазом-хозяином недостоверна. Различие составов минералов-вростков в алмазах и обычных вкрапленников в кимберлитах, как показано Н. В. Соболевым [97], в большей мере связано с различными условиями образования одноименных фаз в верхней мантии, чем с субсолидусной перекристаллизацией первых [207].

#### РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВРОСТКОВ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

При изучении вещественного состава кимберлитовых пород привлекло внимание обилие кристаллических включений в минералах из некоторых относительно свежих участков кимберлитов с большим количеством неизмененных глубинных ксенолитов в трубке Удачная. В дальнейшем целенаправленные поиски позволили собрать коллекцию включений в первичных минералах кимберлитовых пород трубок Удачная и Мир. Для обеспечения представительности было рассмотрено большое количество прозрачных шлифов, распиленных штуфов и дробленых проб (табл. 16). Несмотря на то, что вростки не представляют обычного явления, они обнаружены во всех породообразующих силикатах глубинных ассоциаций, а также в главных минералах-вкрапленниках из кимберлитового цемента. Подавляющее большинство включений представлено одиночными образованиями. Групповые включения (рис. 26,а) редки и обычно являются мономинеральными. Уникально редки ассоциации вростков: в нескольких случаях зафиксированы сростания орто- и клино-

Характеристика изученных образцов кимберлитов (1)  
и глубинных ксенолитов (2)

Характер изученного материала	1				2			
	Трубка	Удачная	Трубка	Мир	Трубка	Удачная	Трубка	Мир
Прозрачные шлифы		245		382		133		196
Штуфные образцы		240		200		150		400
Протопочки		25		10		15		10

пироксена, включенные в оливин (рис. 26,б). В одном из обломков последнего обнаружена ассоциация индивидуализированных хромшпинелида и ортопироксена, а в другом — сросток ильменита и клинопироксена. Все ассоциации происходят из трубки Удачная.

Основная масса включений наблюдалась в минералах кимберлитов и ксенолитов оливинсодержащих ультрабазитов. В минералах пироксенитов и эклогитов включения отмечены в единичных случаях. Цифры, характеризующие распределение кристаллических вrostков в породообразующих минералах глубинных ксенолитов и кимберлитов, приведены в табл. 17 и 18. Наиболее распространенным типом вrostков в минералах ксенолитов обеих трубок является оливин (рис. 27). В свою очередь, в оливине ксенолитов отмечены все породообразующие минералы глубинных ассоциаций, однако в небольших количествах. Включения граната, орто- и клинопироксена друг в друге (рис. 28) наблюдаются примерно в равных пропорциях и занимают подчиненное положение по отношению к включениям оливина. Во всех минералах гранатовых лерцолитов, пироксенитов и эклогитов отмечены каплевидные включения сульфидов, а в гранатах различных типов ксенолитов — разнообразные игольчатые включения.

Если в ксенолитах трубки Мир включения относительно равномерно распределены в породообразующих силикатах (исключая оливин), то в ксенолитах трубки Удачная гранат содержит более половины всех включений. Это связано со своеобразным набором глубинных ксенолитов в ней, большинство которых представлено порфиоровыми, часто измененными разновидностями. Вкратленники в них сложены преимущественно гранатом, а прочие минералы катаклазированы и обычно превращены в мелкозернистый агрегат, значительно реже сохраняясь в свежем состоянии. Остальные закономерности распреде-

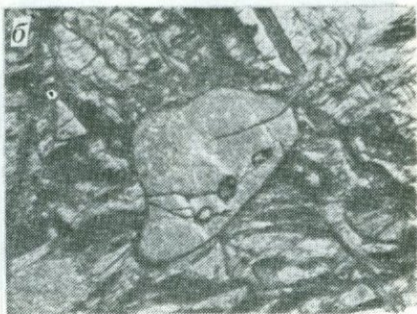
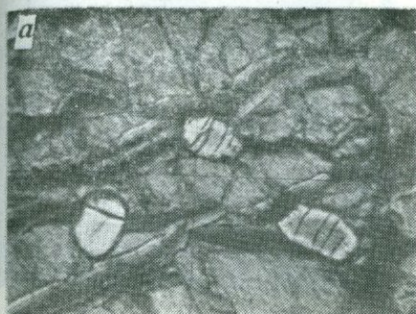


Рис. 26. Групповые включения в оливине из кимберлитового цемента.  
*а* — клинопироксен (трубка Мир,  $\times 160$ , николи скрещены); *б* — ассоциация моноклинного (крупное округлое выделение) и ромбического (мелкие зерна, включенные в клинопироксен) пироксена (трубка Удачная,  $\times 72$ , николи скрещены)

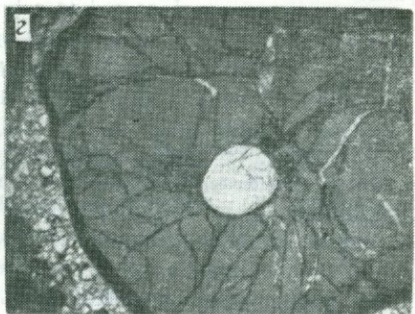
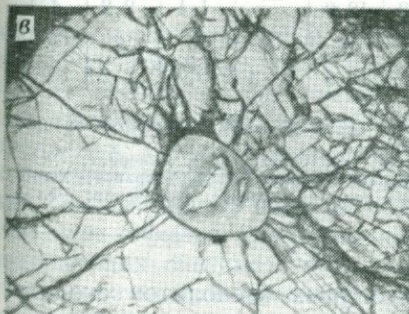
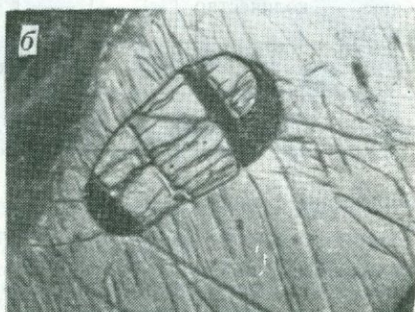
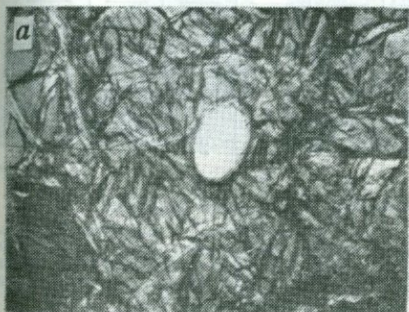


Рис. 27. Включения оливина в минералах глубинных ксенолитов.  
*а, б* — в моноклинном пироксене из лерцолитов (обр. А-143 и А-176, трубка Мир,  $\times 72$ , николи скрещены). *в* — в гранате из лерцолита (обр. А-253, трубка Мир,  $\times 28$ , в проходящем свете); *г* — в гранате из порфирового перидотита (обр. 217/56, трубка Удачная,  $\times 28$ , в проходящем свете)

## Распространенность включений в минералах глубинных ксенолитов

Минерал-хозяин	Σ	Ол	Рп	Мп	Гр	Хш	Ил	С
<b>Трубка Удачная</b>								
Оливин	13*	1	3	3	—	1	—	5
	12,1	0,9	2,8	2,8	—	0,9	—	4,7
Ромбический пироксен	9	6	—	—	—	—	—	3
	8,4	5,6	—	—	—	—	—	2,8
Моноклиный пироксен	21	7	1	—	7	2	—	4
	19,6	6,6	0,9	—	6,6	1,9	—	3,7
Гранат	61	24	6	23	—	1	3	4
	57,1	22,5	5,6	21,5	—	0,9	2,8	3,7
Хромшпинелид	3	—	—	1	2	—	—	—
	2,8	—	—	0,9	1,9	—	—	—
Общее количество вростков	107	38	10	27	9	4	3	16
	100,0	35,6	9,3	25,3	8,4	3,7	2,8	15,0

## Трубка Мир

Оливин	9	1	1	1	2	2	—	2
	10,0	1,1	1,1	1,1	2,2	2,2	—	2,2
Ромбический пироксен	26	17	—	1	5	1	—	2
	28,9	18,9	—	1,1	5,6	1,1	—	2,2
Моноклиный пироксен	25	13	—	1	5	2	—	4
	27,7	14,4	—	1,1	5,6	2,2	—	4,4
Гранат	30	12	2	9	—	1	2	4
	33,3	13,3	2,2	10,0	—	1,1	2,2	4,4
Общее количество вростков	90	43	3	12	12	6	2	12
	100,0	47,8	3,3	13,3	13,3	6,7	2,2	13,3

\* Здесь и в табл. 18 над чертой — абсолютное число образцов, под чертой — в процентах от общего числа вростков для данной трубки.

Σ — суммарное количество вростков в каждом породообразующем минерале; Ол — оливин; Рп — ромбический пироксен; Мп — моноклиный пироксен; Гр — гранат; Хш — хромшпинелид; Ил — ильменит; С — сульфидные полиминеральные включения; Фл — флогопит, Гф — графит.

ления включений в минералах глубинных ксенолитов сходны в обеих трубках.

Полученные данные позволяют рассмотреть последовательность выделения минералов в глубинных парагенезисах, отражающую, вероятно, направление кристаллизации перидотитовой верхней мантии при ее формировании. Из табл. 17 следует,

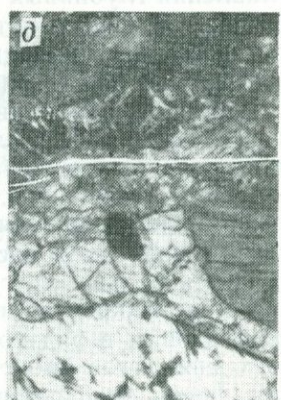
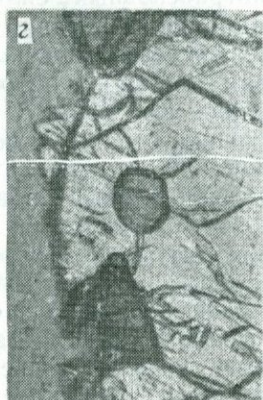
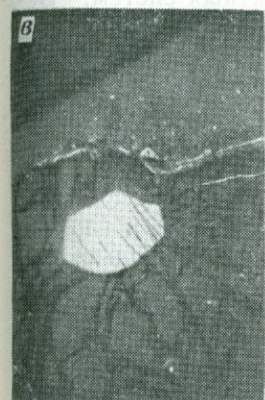


Рис. 28. Включения в минералах глубинных ксенолитов, трубка Мир.

*а* — клинопироксен в гранате из лерцолита (обр. А-43, х 28, николи частично скрещены); *б* — то же, пироксенит А-133 (х 28, николи частично скрещены); *в* — ортопироксен в гранате из лерцолита (обр. А-445, х 28, николи частично скрещены); *г* — гранат в ортопироксене (пироксенит А-133, х 72, в проходящем свете); *д* — хромшпинелид в клинопироксене из лерцолита (обр. А-439, х 72, николи скрещены)

что первым в породах ксенолитов ультрабазитов из кимберлитовых трубок кристаллизуется оливин. Основная масса его успевает затвердеть до начала кристаллизации других минералов гранатовых перидотитов — граната и пироксенов. Среди последних, с учетом относительных объемов фаз в ксенолитах, несколько раньше начинает выделяться ромбическая модификация. В последнюю очередь обособляются гранат и клинопироксен. Этот порядок может, по-видимому, меняться только в хромсодержащих системах, которым отвечают гранатовые оливиниты и дуниты, где высокохромистый гранат, судя по его идиоморфным очертаниям, мог кристаллизоваться раньше оливина (по крайней мере частично). Однако присутствие келифитовых кайм в некоторых из таких образцов может свидетельствовать и о субсолидусной перекристаллизации граната с участием флюидной фазы, содержащей воду. Образование незначитель-

ного количества оливина продолжается и во время выделения остальных минералов гранатовых ультрабазитов, т. е. характер кристаллизации системы в целом приближается к эвтектическому. Подобная схема находится в соответствии с результатами немногочисленных экспериментов в ликвидусной области соответствующих природных составов [92, 165, 192] и в общем отвечает одному из эмпирических правил Розенбуша, согласно которому выделение кристаллов в силикатной магне происходит в порядке уменьшения основности. Полученные результаты, видимо, вскрывают и более глубокие физико-химические и термодинамические закономерности кристаллизации и плавления глубинных ультраосновных силикатных систем. Величины условных потенциалов ионизации [29], рассчитанные для реальных природных составов минералов ксенолитов, возрастают в ряду: оливин (179,6) — ортопироксен (193,5) — гранат (194,1) — клинопироксен (194,2). Эта последовательность в первом приближении отражает порядок кристаллизации названных минералов или, что одно и то же, степень устойчивости к плавлению. Резкий разрыв в величинах условных потенциалов ионизации оливина и других силикатов в глубинных ксенолитах объясняет тот факт, что оливин не только выделяется раньше других минералов, но и успевает в значительной мере выкристаллизоваться до начала образования следующего за ним в ряду ортопироксена. Кристаллизация остальных трех минералов происходит, судя по приведенным коэффициентам, почти одновременно (как и выявилось при изучении пространенности включений в минералах глубинных ксенолитов), что говорит о возможном эвтектическом характере вебстеритовой ассоциации.

Каплевидные включения сульфидных полиминеральных агрегатов, встреченные во всех породообразующих минералах ксенолитов, свидетельствуют о том, что к началу кристаллизации силикатов ликвидация рудных компонентов уже имела место. Наличие в гранатах различных типов ксенолитов игольчатых включений [61, 74] и присутствие пластинчатых вростков граната и хромшпинелида в пироксенах [96] говорят о широком развитии твердофазных превращений в субсолидусе соответствующих природных систем.

Не вполне ясно положение хромшпинелида. Вростки его отмечены во всех минералах гранатовых и шпинелевых ультрабазитов в небольших количествах. Они представлены ограниченными кристаллами октаэдрического габитуса (см. рис. 28), иногда со значительными следами растворения, а также бесформенными образованиями. По-видимому, часть этих включений является протогенетической и выносятся из глубинных зон ультраосновной магмой, из которой формировались гранатовые ультрабазиты, а остальные образовались в результате явлений распада твердого раствора минерала-хозяина, перераспреде-

ния вещества в сформировавшихся выделениях силикатов и гранатизации некоторых шпинелевых перидотитов [57, 93].

Картина распределения включений в минералах-вкрапленниках кимберлитов совершенно иная (табл. 18). Подавляющее большинство всех вrostков отмечено в оливине (рис. 29), со-

Таблица 18\*

Распространенность включений в минералах кимберлитов

Минерал-хозяин	Σ	Ол	Рп	Мп	Гр	Хш	Ил	Фл	Гф	С
<b>Трубка Удачная</b>										
Оливин	227	2(?)	16	92	42	28	4	—	6	37
	89,4	0,8	6,3	36,2	16,6	11,0	1,6	—	2,4	14,6
Моноклинный пироксен	6	2	—	—	1	2	—	—	—	1
	2,4	0,8	—	—	0,4	0,8	—	—	—	0,4
Гранат	11	2	—	4	—	1	1	1	—	2
	4,3	0,8	—	1,6	—	0,4	0,4	0,4	—	0,8
Ильменит	10	2	3	5	—	—	—	—	—	—
	3,9	0,8	1,2	2,0	—	—	—	—	—	—
Общее количество вrostков	254	8	19	101	43	31	5	1	6	40
	100,0	3,1	7,5	39,8	16,9	12,2	2,0	0,4	2,4	15,7

Трубка Мир

Оливин	32	17	5	8	5	8	1	2	—	2
	44,4	1,4	6,9	11,1	6,9	11,1	1,4	2,8	—	2,8
Моноклинный пироксен	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—
	1,4	—	—	—	1,4	—	—	—	—	—
Гранат	34	9	—	7	—	12	3	1	—	2
	47,2	12,5	—	9,7	—	16,7	4,2	1,4	—	2,8
Ильменит	4	—	—	2	2	—	—	—	—	—
	5,6	—	—	2,8	2,8	—	—	—	—	—
Флогопит	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,4	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Общее количество вrostков	72	11	5	17	8	20	4	3	—	4
	100,0	15,3	6,9	23,6	11,1	27,8	5,6	4,2	—	5,6

\* Обозначения см. табл. 17.

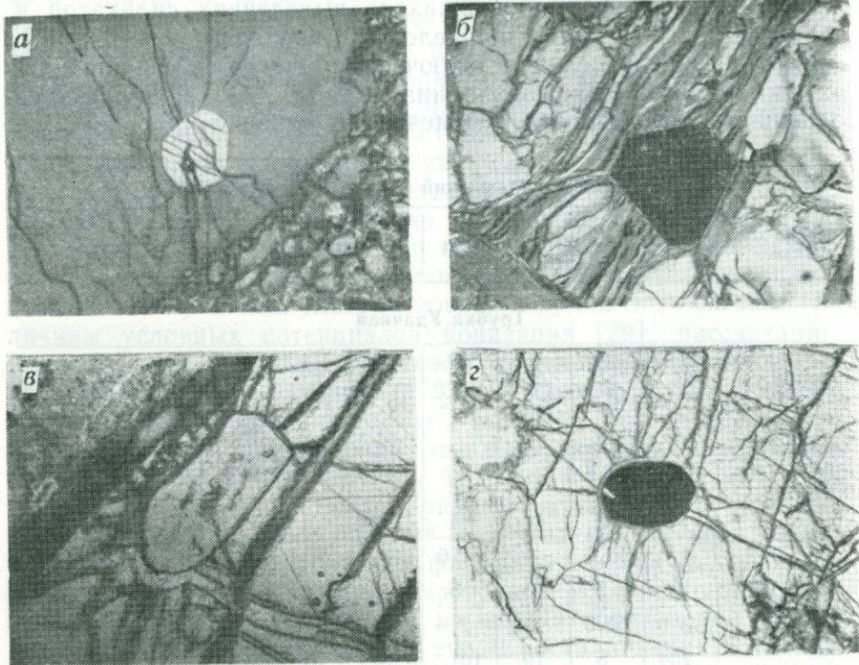


Рис. 29. Включения в минералах кимберлитов.

*а* — моноклинный пироксен в оливине (обр. 203/460к, трубка Удачная,  $\times 12$ , николи скрещены); *б* — хромшпинелид в оливине (обр. А-257, трубка Мир,  $\times 72$ , николи частично скрещены); *в* — оливин в гранате (трубка Мир,  $\times 72$ , в проходящем свете); *г* — хромшпинелид в гранате (трубка Удачная,  $\times 72$ , николи частично скрещены)

ставляющем основную массу порфировых выделений в кимберлитовом цементе. Обращает на себя внимание резкое преобладание среди этих включений минералов гранатовых ультрабазитов в следующем порядке распространенности: клинопироксен, гранат, хромшпинелид, ортопироксен при практически полном отсутствии оливина. Эта особенность наряду с тонкими геохимическими отличиями состава оливина вкрапленников от оливина ксенолитов [18], по-видимому, свидетельствует о совершенно различном происхождении оливина кимберлитов и глубинных ксенолитов.

Сильная измененность вторичными процессами кимберлитов трубки Мир сказывается в падении абсолютных и относительных количеств вростков в оливине и клинопироксене и соответствующем возрастании их в гранате. В целом же набор включений в гранате из кимберлитов обеих трубок соответствует комплексу аналогичных включений в гранатах глубинных ксенолитов с сохранением относительных пропорций, что служит еще одним подтверждением ксеногенного характера большинства гранатов-вкрапленников в кимберлите. Особняком и здесь стоят только крупные оранжевые гранаты, содержащие вклю-

Рис. 30. Гистограмма распределения показателей преломления ( $Ng'$ ) оливинов с кристаллическими вростками из кимберлита трубки Удачная ( $n$  — количество наблюдений)

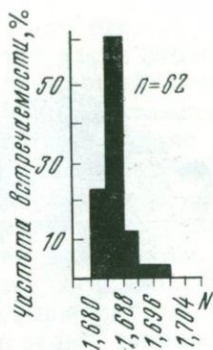
чения клиношироксена, железистого оливина, ильменита и флогопита — характерных минералов глубинных ильменитовых пород.

#### ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Оливин, содержащий вростки других минералов, обычно представлен крупными изометричными выделениями оливково-зеленого, бутылочно-зеленого и бурого цвета, не имеющими каких-либо следов кристаллографической огранки. Показатели преломления исследованных оливинов колеблются в пределах:  $Ng' = 1,681—1,698$ ;  $Np' = 1,646—1,663$ , что соответствует 5—15% фаялитового компонента. Гистограмма (рис. 30) демонстрирует распределение светопреломления изученных желваков оливина в включениях. Асимметрия гистограммы, по-видимому, связана с непрерывностью кристаллизации в течение некоторого времени; состав расплава при этом менялся в сторону повышения железистости. Характерно, что большая часть вростков находится в оливинах низкой железистости, тогда как в оливинах с высокими показателями преломления включений очень мало.

Включения хромшпинелида встречаются в виде одиночных образований и группами в отдельных зернах оливина из кимберлита и из некоторых ксенолитов гранатовых перидотитов: в последних они всегда одиночные. Представлены включения черными непрозрачными (слабо просвечивающими в тонких осколках) кристаллами главным образом октаэдрического габитуса, размером от 0,2 до 2—3 мм в поперечнике. По форме включения чрезвычайно разнообразны — изометричные, удлиненные, иногда изогнутые. На некоторых кристаллах ребра и вершины притуплены множеством мелких вициналей, что придает им близкий к шарообразному облик. Появление вициналей с низкой ретикулярной плотностью, по-видимому, вызвано падением концентрации минералообразующего вещества в среде кристаллизации [26].

На большинстве включений развиты типичные матированные поверхности (рис. 31), скорее всего являющиеся результатом растворения в магматическом очаге. В этом случае площадь граней октаэдра меняется в зависимости от степени растворения — от доминирующей роли в морфологии кристалла до почти полного исчезновения граней. В случае сильно выраженного процесса растворения матировка грубая, до занози-



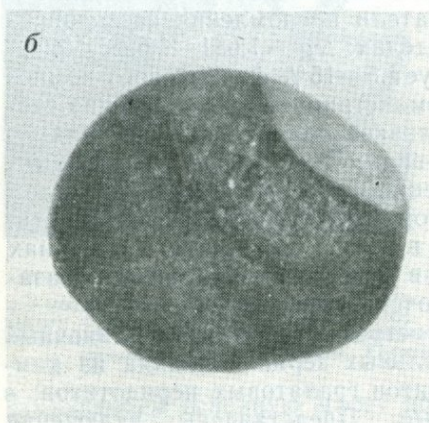
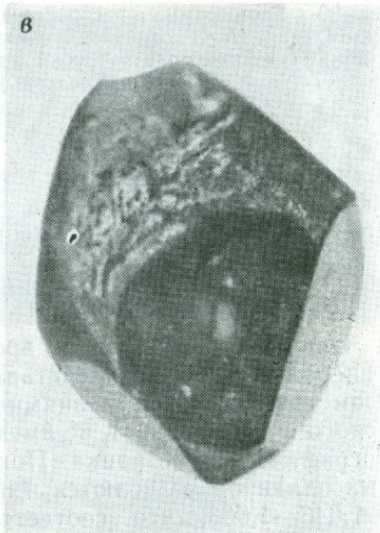
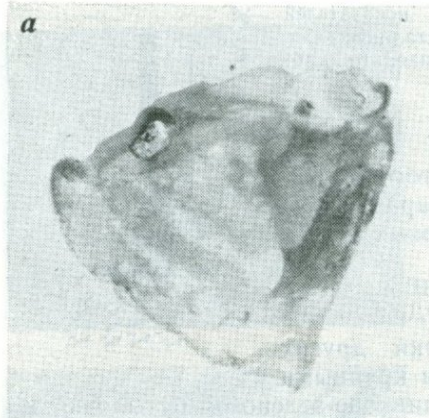


Рис. 31. Включения хромшпинелида с матированной поверхностью в оливине кимберлита трубки Удачная.

Степень растворения хромшпинелида: а — слабая (x 16); б — средняя (x 32); в — сильная (x 24)



Рис. 32. Включение хромшпинелида из оливина с «вдавленной» поверхностью. Трубка Удачная, x 32

стой, при незначительном — более тонкая. Она представляет собой микроскопические фигуры травления, так как в отраженном свете в определенном положении дает суммарный отблеск. Растворению меньше всего подвергаются грани октаэдра, а растворяются в первую очередь вицинали, сглаживающие вершины и ребра, и от них, расширяясь, этот процесс захватывает с периферии грани  $\{111\}$ ; поверхность же последних остается либо зеркально гладкой, либо покрывается мелкими разрозненными кавернами. Крайней формой растворения являются шарообразные, грубо матированные кристаллы без малейших следов огранки. На некоторых включениях присутствуют растворенные сколы. Отмечены случаи, когда зерна хромшпинелида, заключенные в оливины, соприкасаются друг с другом, в месте соприкосновения на одном из кристаллов образуется отрицательная поверхность, в точности повторяющая поверхность «вдавленного» образца в месте контакта (рис. 32). Поверхности обоих индивидов в таком случае обычно грубо матированы. На границе раздела оливина и хромшпинелида наблюдается пленка белого серпентиноподобного вещества, которое отмечается также на сколах. Отпечатки кристаллов в оливине четкие, повторяющие рельеф поверхности включения.

Для детальной морфологической характеристики включений четыре из них были изучены на гониометре ГД-1 В. П. Афанасьевым. Все кристаллы были искажены (по двойным и тройным осям); растворение проявлено в различной степени. Грани октаэдра зеркально-гладкие, как и прилегающие к ним вицинали; остальные вицинали на ребрах и вершинах превращены в тонкоматированные цилиндрические поверхности. Следы матировки несут также некоторые грани  $\{111\}$ . Юстировка производилась по граням октаэдра с точностью до  $5'$ ; с такой же точностью измерялись сферические координаты прочих граней. Данные расчетов приведены в табл. 19, причем во внимание принимались только те грани, координаты которых при расчете символов не выходили за пределы  $45'$  хотя бы для одной координаты ( $\varphi$  или  $\rho$ ). Значительное количество граней не укладывается в эти пределы, т. е. их нельзя охарактеризовать простыми символами. Попытка расчетов этих символов дала значения индексов  $h$ ,  $k$  и  $l$  в пределах до 100, т. е. эти грани имеют чрезвычайно низкую ретикулярную плотность.

Растворение развивается с ребер и вершин и фиксируется в световой картине в виде конусов растворения (световые дуги вокруг сигнала от грани октаэдра). Сигнал от грани  $\{111\}$ , как правило, точечный, четкий, иногда вокруг него развито небольшое световое поле за счет слабой матировки на поверхности  $\{111\}$ ; остальные сигналы от растворенных вицинальных граней со сложными символами — преимущественно низкого качества. Они представляют собой размытые световые пятна, причем груп-

Результаты гониометрического изучения хромшпинелидов, включенных в оливин

Символы простых форм	Сферические координаты				Среднее отклонение		Число измеренных граней	Количество кристаллов с соответствующими глиними
	вычисленные		измеренные (приведенные)					
	$\varphi$	$\rho$	$\varphi$	$\rho$	$\Delta\varphi$	$\Delta\rho$		
111	45°00'	54°44'	44°55'	54°44'	0°05'	0°00'	15	4
110	45°00'	90°00'	44°44'	89°57'	0°16'	0°03'	4	1
011	0°00'	45°00'	0°27'	44°28'	0°27'	0°32'	1	1
788	41°11'	53°02'	41°22'	52°06'	0°11'	0°56'	1	1
445	45°00'	48°33'	44°28'	48°37'	0°32'	0°04'	1	1
557	45°00'	45°18'	44°16'	45°34'	0°44'	0°16'	1	1
899	41°38'	53°14'	42°50'	52°51'	1°28'	0°23'	1	1
344	36°52'	51°20'	37°11'	49°32'	0°19'	1°48'	1	1
122	26°34'	48°12'	25°33'	48°52'	1°01'	0°40'	1	1
554	45°00'	60°30'	43°59'	60°05'	1°01'	0°25'	1	1
186	7°08'	53°20'	7°32'	53°04'	0°24'	0°16'	1	1
297	12°32'	52°48'	13°14'	51°12'	0°42'	1°36'	1	1
678	40°36'	49°03'	41°18'	47°14'	0°42'	1°49'	1	1
198	6°20'	48°39'	6°01'	49°07'	0°19'	0°28'	1	1
563	39°48'	69°00'	39°11'	68°16'	0°37'	0°44'	1	1
897	41°38'	59°00'	41°45'	58°20'	0°07'	1°30'	1	2
134	18°26'	38°20'	18°18'	39°16'	0°08'	0°56'	1	1

пируются вблизи граней октаэдра (рис. 33); их качество ухудшается с увеличением углового расстояния до грани {111}.

Для исследования взаимной ориентировки хромшпинелида и оливина были использованы известные методы рентгенографии. Съемки производились на стандартной рентгеновской установке УРС-55А в камерах КРОН-1 и РКОН. На рентгеновскую трубку БСВ-2 с медным, молибденовым или вольфрамовым анодом подавалось напряжение 40—50 кВ и ток 12—16 мА. Экспозиции составляли в зависимости от качества образцов от 2 до 3 ч. Определение ориентировки производилось на основании анализа лауэграмм, полученных по способу М. М. Уманского и С. С. Квитки, или методом развития зон. На лауэграммах одновременно фиксировались пятна включения и минерала-хозяина. По этим снимкам строилась сводная стереографическая проекция. Затем образец устанавливался таким образом, что одно из главных направлений включения совпадало с осью пучка рентгеновских лучей. На стереографической проекции, полученной со снятой в этом положении лауэграммы, определялась взаимная ориентировка хромшпинелида и оливина. Главные направления в структуре последнего устанавливались методом качания. Правильность определения ориентировки проверялась по другому главному направлению включения вышеописанным способом.

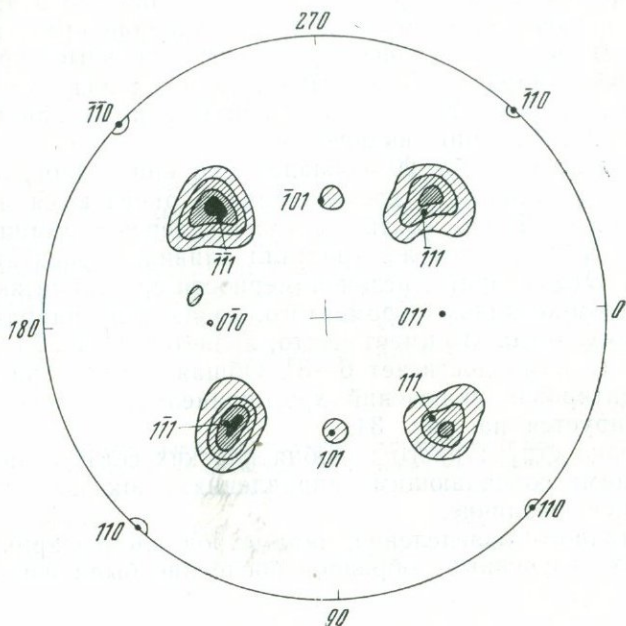


Рис. 33. Стереографическая проекция распространенности вицинальных граней вокруг основных кристаллографических форм на включениях хромшпинелида в оливине. Изолиниями и штриховкой показаны равные концентрации нормалей к вициналам

Таблица 20

Совпадающие важные направления хромшпинелида и оливина

Номера образцов	Кристаллографические направления оливина			Номера образцов	Кристаллографические направления оливина		
	100	010	001		100	010	001
ОУ-51	$\bar{2}01$	010	203	ОУ-36	$01\bar{1}$	122	$3\bar{1}0$
ОУ-87/1	$\bar{2}10$	$\bar{1}\bar{1}3$	$\bar{1}21$	ОУ-31/2	100	$0\bar{1}0$	$00\bar{1}$
ОУ-87/2	$10\bar{2}$	131	$\bar{2}11$	ОУ-31/3	311	$\bar{1}31$	$\bar{1}\bar{1}3$
ОУ-64/1	111	$\bar{1}2\bar{1}$	$10\bar{1}$	ОП-1/2	301	$\bar{1}31$	$\bar{1}\bar{1}3$
ОУ-44	301	$03\bar{1}$	$11\bar{2}$	ОУ-45	$\bar{1}\bar{1}2$	$3\bar{1}1$	021
ОУ-33	013	$30\bar{1}$	121	ОУ-46	$\bar{1}\bar{1}2$	230	$1\bar{1}1$

Примечание. Здесь и в табл. 21—29 образцы с индексом ОУ из трубки Удачная; ОХ, ОА, и ОП — из трубки Мир.

Результаты рентгенографического изучения ориентировки некоторых включений хромшпинелида в оливине представлены в табл. 20. В верхней графе приведены основные кристаллографические направления оливина-хозяина, а под номерами соответствующих образцов — совпадающие с ними кристаллографические направления включений.

Как видно из табл. 20, совпадающие кристаллографические направления оливина и хромшпинелида отмечаются в единичных случаях. Даже, когда несколько зерен хромшпинелида включены в один и тот же кристалл оливина, ориентировка их различна. Это говорит о незакономерности срастания включения с минералом-хозяином. Кроме того, совпадение направлений в тех случаях, когда это имеет место, является не вполне точным: угол между ними достигает 6—8°. Общая картина распределения ориентировок включений хромшпинелида в теле оливина демонстрируется на рис. 34.

Проверка структурного подобия плоских сеток с индексами, отвечающими совпадающим направлениям, показала их полное структурное различие.

Для точного определения параметров элементарных ячеек некоторых изученных образцов последние были извлечены из

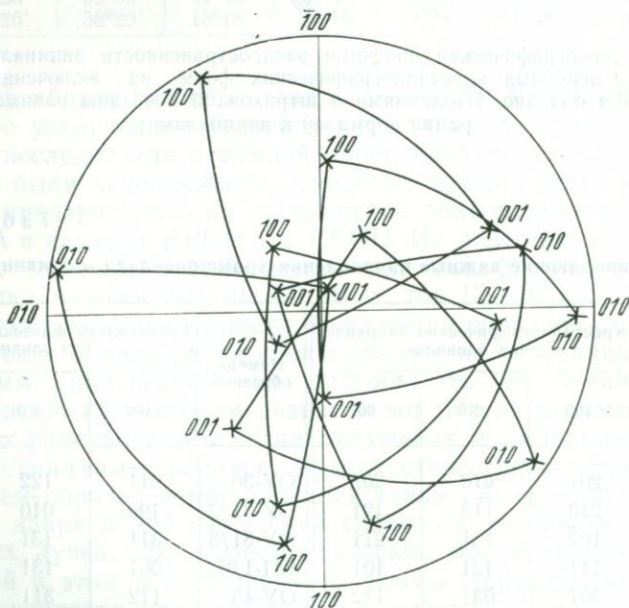


Рис. 34. Сводная стереографическая проекция взаимной ориентировки некоторых включений хромшпинелида и оливина-хозяина.

Направление  $[001]$  включений — перпендикулярно плоскости рисунка. Сферические треугольники изображают ориентировку оливина-хозяина по отношению к включению. Крестиками обозначены выходы кристаллографических осей оливина

вмещающего оливина и сняты методом порошка (диффрактометр УРС-50И и камера РКД-57, железное излучение). Размеры ребер элементарных ячеек исследованных хромшпинелидов приведены в табл. 21. Здесь же приведены оптические свойства оливина-хозяина. Точность определения параметров для образцов, снятых на приборе УРС-50И, составляет  $\pm 0,002 \text{ \AA}$  (ОУ-31/2 и 221/703), для остальных —  $\pm 0,004 \text{ \AA}$  (асимметричный метод). Диапазон значений  $a_0$  хромшпинелидов-узников колеблется довольно широко. Сопоставление полученных значений с результатами определения  $a_0$  хромшпинелидов ксенолитов и отдельных зерен из кимберлита показывает, что хромиты-включения в оливине лежат в целом в области этих составов. Однако диапазон колебаний составов у хромшпинелидов-узников значительно меньше.

Таблица 21

Размеры элементарных ячеек хромшпинелидов и оптические свойства вмещающих их оливинов

Номера образцов	Хромшпинелиды	Оливин		Номера образцов	Хромшпинелиды	Оливин	
	$a_0, \text{ \AA}$	$Ng'$	$Np'$		$a_0, \text{ \AA}$	$Ng'$	$Np'$
ОУ-31/2	8,341	1,683	1,648	ОУ-87/1	8,336	1,684	1,647
221/703	8,340	—	—	ОХ-2	8,315	1,686	1,650
ОУ-32/1	8,338	1,683	1,648	ОМ-1/1	8,299	1,686	1,651
ОУ-51	8,338	1,683	1,648	ОУ-64/1	8,286	1,686	1,650

*Включения граната* встречены только в виде одиночных кристаллов в оливине из кимберлита. В оливине гранатовых перидотитов они не наблюдались. Размер зерен колеблется от 0,1 до 0,7 мм, отдельные гранаты достигают 3 мм в длину; цвет минерала фиолетовый. Степень прозрачности этих образцов различна: от совершенно прозрачных до почти непросвечивающих. Все образцы сильно корродированы; лишь на немногих зернах обнаруживаются потенциальные реликты граней, которые, однако, не удалось измерить на гониометре. Большинство же образцов растворено настолько сильно, что реликтов огранки не сохранилось; в результате растворения образовались тонкоматированные поверхности. Форма зерен обычно изометричная, овальная; встречаются также и угловатые кристаллы. На некоторых гранатах наблюдаются матированные сколы. На контакте граната с вмещающим оливином в некоторых образцах развивается медово-желтая или буроватая корочка вторичного минерала с жирным блеском.

Методика исследования закономерностей ориентировки включений граната в оливине аналогична применявшейся при изу-

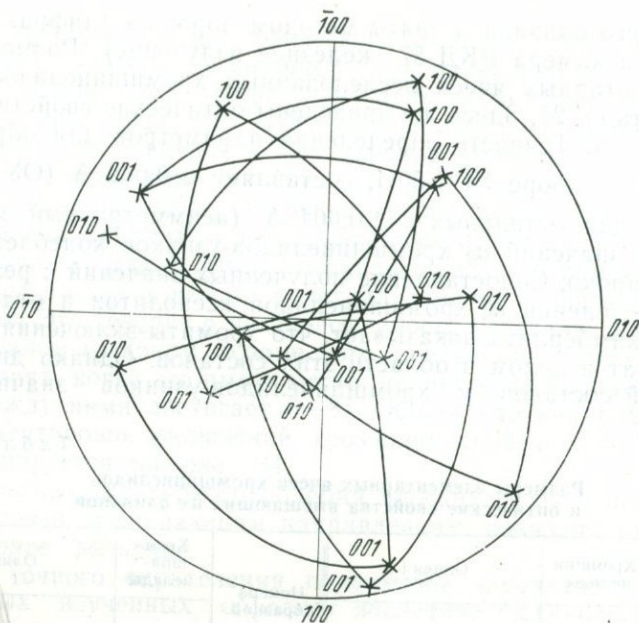


Рис. 35. Сводная стереографическая проекция ориентировки некоторых включений граната в оливине. Ориентировку включений и условные обозначения см. рис. 34

чений включений хромшпинелида. Результаты сведены в табл. 22, а также иллюстрируются рис. 35; каких-либо закономерностей в ориентировке не выявлено. Как и в случае хромшпинелида, изредка повторяющиеся совпадающие плоские сетки граната и оливина не обнаруживают структурного подобия.

Параметры элементарных ячеек и показатели преломления некоторых изученных образцов из трубки Удачная приведены в табл. 23. Размеры ребер элементарных ячеек образцов ОУ-2, ОУ-86/8 и 203/550 (ориентировка не изучена) получены методом порошка на дифрактометре УРС-50И (железное излучение); ОУ-4а, ОУ-8а, ОУ-8/1 и ОУ-12 — методом качания в камере КРОН; остальных гранатов — в камере РКД-57 при съемке асимметричным способом.

По компонентному составу среди гранатов-включений выделяются два типа: существенно пироп-альмандиновые со значительной примесью кноррингитового компонента и низкой кальциевостью (ОУ-11, ОУ-86/8, ОУ-2, 203/550 и др.) и пироп-альмандин-уваровитовые гранаты, идентичные по свойствам гранатам ксенолитов лерцолитов. Первые при высоких показателях преломления характеризуются небольшими размерами элементарных ячеек, что сближает их с гранатами дунит-гарцбургитовой ассоциации, вторые имеют наряду с высокими показателями

Совпадающие важные направления граната и оливина

Номера образцов	Кристаллографические направления оливина			Номера образцов	Кристаллографические направления оливина		
	100	010	001		100	010	001
ОУ-8	201	010	102	ОУ-71/1	310	121	113
ОУ-4	111	112	110	ОУ-71/2	113	131	310
ОУ-8/1	113	110	221	ОУ-71/3	—	—	211
ОУ-76/1	023	032	100	ОУ-36/1	311	011	111
ОУ-76/2	211	102	—	ОУ-86/2	221	012	221
ОУ-11	311	130	103	ОУ-86/8	131	310	013
ОУ-12	113	221	110	ОУ-75	012	—	—

Таблица 23

Параметры элементарных ячеек  
и показатели преломления гранатов-включений  
и оптические свойства оливина-хозяина

Номера образцов	Гранат		Оливин	
	$n_o, A$	$N$	$Ng'$	$Np'$
ОУ-11	11,555	1,784	1,686	1,651
ОУ-29	11,569	1,773	1,684	1,648
ОУ-86/2	11,570	1,768	1,686	1,651
ОУ-86/8	11,530	1,767	1,686	1,652
ОУ-4а	11,52	1,767	—	—
ОУ-8а	11,50	1,765	1,684	1,650
ОУ-8	11,573	1,765	1,684	1,648
ОУ-2	11,528	1,765	1,683	1,647
ОУ-8/1	11,53	1,764	—	—
203/550	11,518	1,762	—	—
ОУ-4	11,568	1,762	1,685	1,650
ОУ-75	11,553	1,756	1,684	1,650
ОУ-12	11,51	1,755	1,686	1,651

преломления большие ячейки, что говорит об их значительной кальциевости. Высокие значения  $N$  свидетельствуют о повышенной хромистости обеих групп гранатов.

*Включения ромбического и моноклинного пироксена.* Последние встречаются как в виде одиночных кристаллов, так и группами, до 11 включений в одном зерне оливина. Среди включений клинопироксена выделяются две цветовые разновидности: бледно-зеленая и изумрудно-зеленая. Между крайними цветовыми группами существуют непрерывные переходы. Оптические константы колеблются для первой в следующих пределах:  $Ng' =$



Рис. 36. Гистограмма распределения показателей преломления ( $Ng'$ ) моноклиных пироксенов, включенных в оливин из кимберлита трубки Удачная ( $n$  — количество измерений)

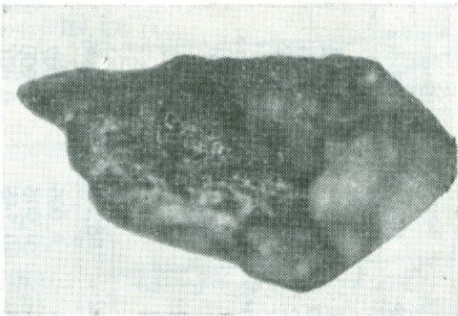
$= 1,695—1,701$ ,  $Np' = 1,670—1,678$ ,  $Ng—Np = 0,021—0,025$ ; для второй:  $Ng' = 1,699—1,709$ ,  $Np' = 1,677—1,686$ ,  $Ng—Np = 0,022—0,024$ . Гистограмма на рис. 36 показывает распределение клинопироксенов-включений по оптическим свойствам. Она имеет сложный, хотя и симметричный характер; резкий максимум отсутствует, а вместо него наблюдается относительно широкий размытый пик. Такой характер гистограммы не позволяет сделать определенное заключение о природе вростков клинопироксена в оливине. Сопоставление с гистограммой клинопироксенов из лерцолитов показывает, что в целом включения являются более хромистыми, как и в случае гранатов-включений.

Ромбический пироксен наблюдается в виде одиночных выделений желтовато-зеленого и оливкового цвета. Оптические свойства ромбического пироксена следующие:  $Ng' = 1,666—1,671$ ,  $Np' = 1,658—1,662$ ,  $Ng—Np = 0,008—0,009$ . Эти константы соответствуют 3—7% Fe-компонента. Рентгенометрический анализ ромбического и моноклиного пироксена показал их принадлежность к нормальным представителям этой группы минералов. В нескольких случаях отмечены включения, представленные сростками ромбического и моноклиного пироксена. Показатели преломления минералов одного из таких сростков следующие: ромбический пироксен  $Ng' = 1,666$ ,  $Np' = 1,658$ ; бледно-зеленый моноклиный пироксен  $Ng' = 1,699$ ,  $Np' = 1,677$ . Размер включений пироксенов колеблется в пределах 0,1—1,2 мм; если в одном зерне оливина находятся несколько кристаллов пироксена, размер их варьирует также в этих пределах. В оливине гранатовых перидотитов в редких случаях обнаруживаются только небольшие (до 0,1 мм) одиночные включения бледно-зеленого моноклиного пироксена.

Все включения пироксенов корродированы (рис. 37); габитус их изменяется в зависимости от степени растворения. Наиболее растворенные имеют, как правило, шарообразную или близкую к эллипсоидальной форму; слабо растворенные, с отчетливыми реликтами граней, имеют либо форму толстых ветрен с двумя заостренными вершинами, либо толстотаблитчатую.

Одно включение моноклиного пироксена изучено на гониометре ГД-1 В. П. Афанасьевым. Кристалл удлиненный, сильно резорбирован, особенно с концов. Наиболее развиты грани второго пинакоида и призмы  $hk0$  (точнее установить не удалось).

Рис. 37. Корродированное включение моноклинного пироксена в оливине. Обр. 217/362, трубка Удачная, х 16



*Включения сульфидов* являются обычными в оливинах из кимберлитового цемента трубки Удачная; менее распространены они в оливине разнообразных глубинных ксенолитов, для которых более характерны интерстициальные (межзерновые) сульфидные агрегаты. Главными минералами сульфидных включений являются пентландит, пирротин и халькопирит. Они образуют округлые, как бы оплавленные скопления, иногда идеальной шарообразной формы, иногда овальные и вытянутые эллипсоидные. Максимальный наблюдавшийся размер включений — до 1 мм в поперечнике, однако обычными являются выделения размером 0,1—0,3 мм. Помимо трех главных минералов в составе включений обнаружен целый ряд экзотических сульфидов: джерфишерит, виоларит, сфалерит и др. Сульфидная минерализация в таких включениях имеет глубинный характер и по времени кристаллизации следовала за силикатами, но предшествовала серпентинизации кимберлитов.

*Прочие включения.* В двух образцах оливина из кимберлита трубки Удачная встречены розетки графита с четко индивидуализированными очертаниями, подобные аналогичным образованиям в алмазе. Размер их составляет 2—3 мм в поперечнике. В оливине того же кимберлитового тела И. П. Илупиным обнаружен алмаз; некоторые из подобных образований в действительности, вероятно, могут являться глубинными породами или их обломками [220].

Весьма редки в оливинах кимберлитовых пород включения ильменита. Рентгенометрический анализ одного из таких образцов, мелкого (0,3 мм) изометричного включения без реликтов огранки, позволил определить межплоскостные расстояния для основных отражений минерала: 2,74 (интенсивность отражения 10); 1,865 (4); 1,720 (7); 1,465 (6). По данным Н. П. Похиленко, в образце ОУ-98 включение черного непрозрачного минерала в сростании с клинопироксеном, первоначально диагностированное как хромит, оказалось ильменитом.

*Химический состав кристаллических вростков в оливине.* Состав некоторых вростков был определен на рентгеновском микроанализаторе. В табл. 24 приведены результаты десяти полных

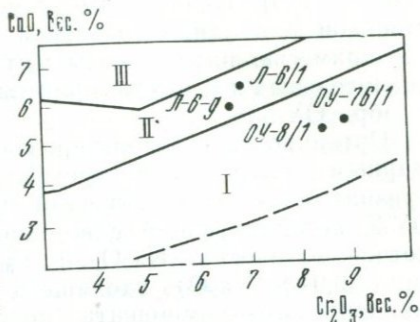
Химический состав минералов-включений в оливинах из кимберлита трубки Удачная

Компоненты	Гранаты				Клинопироксены		Энстатиты		Хромит	Оливин
	Л-6-д	Л-6/1	ОУ-8/1	ОУ-76/1	ОУ-9	ОУ-85	ОУ-5	ОУ-9	ОУ-31х	ОУ-31х
SiO <sub>2</sub>	42,0	41,3	42,1	42,1	56,4	54,9	57,4	59,0	0,14	41,8
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,00	0,08	0,15	0,21	0,00	0,00	0,30	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,9	17,4	17,3	17,0	3,77	1,92	0,47	0,50	3,56	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,74	6,89	8,51	8,72	2,63	4,02	0,24	0,42	64,1	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	—
FeO	7,98*	7,94*	7,23*	7,27*	2,91*	2,86*	4,12*	4,99*	15,7	7,21*
MnO	0,45	0,45	0,43	0,35	0,04	0,06	0,00	0,07	0,22	0,00
MgO	19,6	19,2	19,8	19,9	14,2	14,5	36,0	34,9	11,2	51,3
CaO	5,82	6,35	5,18	5,50	15,6	16,8	0,32	0,32	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	3,91	3,27	0,00	0,22	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—
Сумма	100,53	99,56	100,55	100,92	99,61	98,57	98,55	100,42	98,72	100,36
Si	3,031	3,020	3,024	3,031	2,028	2,014	1,986	2,008	0,005	1,007
Ti	0,002	0,002	0,000	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000
Al	1,530	1,503	1,467	1,444	0,160	0,083	0,019	0,020	0,145	0,001
Cr	0,385	0,397	0,518	0,495	0,074	0,116	0,007	0,012	1,751	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,073	0,098	0,015	0,057	—	—	—	—	0,091	—
Fe <sup>2+</sup>	0,409	0,390	0,419	0,381	0,087	0,088	0,119	0,143	0,454	0,145
Mn	0,027	0,028	0,026	0,022	0,001	0,002	0,000	0,002	0,006	0,000
Mg	2,112	2,093	2,118	2,136	0,760	0,793	1,857	1,772	0,578	1,840
Ca	0,452	0,497	0,399	0,424	0,600	0,661	0,012	0,012	0,000	0,000
Na	—	—	—	—	0,272	0,233	—	0,014	—	—
K	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—
Сумма	8,021	8,028	7,986	7,994	3,984	3,997	4,000	3,983	3,038	2,993
f, %	18,6	18,9	17,0	17,0	10,3	10,0	6,0	7,5	43,6	7,3
Ca-компонент	15,7	16,6	13,3	14,1	44,1	45,5	—	—	—	—
Cr-компонент	20,1	20,9	26,1	26,5	31,6	58,3	26,9	37,5	92,4	—
K <sub>0</sub> , %	—	—	—	—	—	—	—	—	16,7	—

\* Все железо в форме FeO.

Рис. 38. Особенности распределения кальция и хрома в гранатах-включениях из оливина кимберлита трубки Удачная. Условные обозначения см. рис. 3

анализов включений в оливинах. Состав оливина, из которого был извлечен хромшпинелид с включением оливина, приведен в табл. 13 (анализ 8).



Гранаты, включенные в оливин, являются пиропами с повышенными содержаниями хрома. Образцы Л-6-д и Л-6/1, имеющие весьма близкие составы, по особенностям вхождения в них хромового и кальциевого компонентов относятся, по всей вероятности, к лерцолитовому парагенезису. Два других проанализированных востка отличаются более высокими содержаниями хромового компонента и меньшей кальциевостью. Эти особенности состава позволяют предположить для указанных гранатов дунит-гарцбургитовый парагенезис. Нанесение точек составов исследованных гранатов на диаграмму составов магнезиально-железистых гранатов в координатах СаО—Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 38) показало, что точки составов образцов Л-6-д и Л-6/1 попадают в поле составов гранатов из лерцолитового парагенезиса, а точки составов гранатов ОУ-8 и ОУ-76/1 лежат несколько ниже поля лерцолитовых гранатов, располагаясь, таким образом, в поле составов гранатов дунит-гарцбургитовой ассоциации. Высокое содержание хромового компонента и дефицит кальция обуславливают появление в этих гранатах заметного количества кноррингитового компонента (до 13 мол. %), однако величина кальциевости этих гранатов не позволяет однозначно отнести их к дунит-гарцбургитовому парагенезису. Из других особенностей состава этих минералов следует отметить весьма низкое содержание титана и пониженную железистость.

Клинопироксены, обнаруженные в виде включений в оливинах, относятся к хромдиопсидам с заметной примесью энстатитового компонента. Клинопироксен непосредственно ассоциирует с ортопироксеном в двуминеральном включении ОУ-9, а состав образца ОУ-85 (низкая железистость при высокой хромистости) позволяет предполагать, что он также происходит из дупироксенового парагенезиса [97]. Указанные особенности делают возможным определение Р—Т-параметров кристаллизации пород, реликты которых были захвачены кристаллизовавшимся оливином кимберлитов. Отношение Са/Са+Мg составляет в образцах ОУ-9 и ОУ-85 соответственно 44,1 и 45,5%, что соответствует температурам равновесия 1070 и

1030°C [150]. Повышенные содержания хрома наряду с существенной для клинопироксенов из ультраосновных парагенезисов примесью натрия вызывают появление в данных образцах значительных количеств юритового компонента (до 11,7 мол. % в обр. ОУ-85).

Ортопироксены характеризуются довольно низким суммарным содержанием трехвалентных катионов, что является признаком высоких давлений при их образовании. Энстатит ОУ-9, ассоциирующий с клинопироксеном ОУ-9, содержит заметное количество  $\text{Na}_2\text{O}$ —0,22% (чувствительность обнаружения — 0,04%  $\text{Na}_2\text{O}$ ), входящего в структуру энстатита в виде «жадеитового» компонента по схеме  $2\text{Mg} \rightarrow \text{Na} + \text{R}^{3+}$ , повышая тем самым в минерале долю  $\text{Al}^{\text{VI}}$  [97]. Оба состава характеризуются низкой железистостью и незначительной примесью СаО. Принадлежность энстатита ОУ-9 к лерцолитовому парагенезису однозначно доказывается его ассоциацией с клинопироксеном. Энстатит же ОУ-5 относится, по всей вероятности, к гарцбургитовому парагенезису. В пользу такого заключения свидетельствует близость состава этого минерала к составам энстатитов, включенных в алмазы [63, 207]. Главными особенностями образцов из такого парагенезиса являются весьма низкое суммарное содержание трехвалентных катионов, практически полное отсутствие примеси натрия и низкая железистость.

Хромит ОУ-31/2, извлеченный из крупного монокристалла оливина, содержит 87,6% хромового компонента, относясь, таким образом, к группе хромитов, обладающих максимальными для земных образцов содержаниями хромового компонента. Поскольку хромиты подобного состава встречены лишь в парагенезисе гранатовых дунитов, имеются все основания отнести изученный образец именно к этой ассоциации, тем более, что некоторые дополнительные особенности его состава (незначительная примесь ульвешпинелевого компонента, низкий коэффициент окисления) подтверждают такой вывод.

Оливин, обнаруженный в виде включения в зерне хромита ОУ-31/2, относится к наиболее магнезиальным разновидностям оливинов из ультраосновных парагенезисов. Низкая железистость и наличие примеси хрома 0,02% (чувствительность обнаружения 0,008%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), свидетельствующие об особо восстановительных условиях среды, из которой этот оливин кристаллизовался, дают основания приравнять его к аналогичным по составу оливинам, обнаруженным в виде включений в алмазах.

В петрологическом отношении интересно сравнение состава оливина-включения ОУ-31/2 и оливина 203/526, крупного вкрапленника в кимберлите, вмещающего матированный хромит с этим включением. Оказалось, что железистость вроска в хромите значительно ниже железистости оливина-вкрапленника, что свидетельствует о резкой неравновесности этих фаз. Поскольку железистость является петрологическим индикатором

эволюции глубинных ультрабазитовых расплавов [212, 226], более высокая магнезиальность вроска в хромите может быть интерпретирована как результат кристаллизации из ранней порции того же расплава, из которого затем сформировался и оливин-вкрапленник, или же как особенность субстрата, за счет которого образовался протокимберлитовый расплав. Вторая возможность, отвечающая общей схеме зарождения магм при частичном плавлении ультраосновного вещества верхней мантии [22, 38], более предпочтительна, так как выше было показано, что хромит в кимберлитовых породах имеет ксеногенный характер и является поэтому «минералогическим барьером» между двумя разностями оливина из образцов ОУ-31/2.

*О генезисе включений в оливине кимберлитов.* Изучение состава и свойств вростков в оливине из кимберлита трубки Удачная доказывает присутствие в виде включений минералов по крайней мере двух ультраосновных гранатсодержащих парагенезисов: дунит-гарцбургитового и лерцолитового; еще один парагенезис, отвечающий ильменитсодержащей гипербазитовой ассоциации, установлен рентгенометрическими исследованиями. Возможность формирования всей совокупности минералов-вростков и минералов-вкрапленников в кимберлитах из одной порции последовательно кристаллизующейся магмы [74, 90, 112] выглядит маловероятной в свете данных, приведенных в предыдущем разделе (резкая неравновесность сосуществующих парагенезисов минералов в данных P—T-условиях и волнообразно варьирующий при такой схеме состав вкрапленников оливина в кимберлитовом цементе), и поэтому возможно существование иного механизма образования вростков в оливине.

Как оказалось при подсчетах (см. табл. 18), распространенность включений силикатов в оливине кимберлитового цемента как раз обратна картине, наблюдаемой в оливине глубинных ксенолитов: резко преобладает моноклинный пироксен, затем гранат, в значительно меньшем количестве встречается ортопироксен, а оливин практически отсутствует. Казалось бы, такая картина должна свидетельствовать в пользу солидусного характера кристаллизации оливина. Однако в указанном ряду в той же последовательности уменьшаются условные потенциалы ионизации соединений [29], в первом приближении отражающие порядок плавления минералов, т. е. основным минералом солидуса должен быть клинопироксен. Это противоречие, по мнению автора, может служить доказательством ксеногенного, протогенетического характера вростков в оливине кимберлитового цемента, которые при этом рассматриваются как недоплавленные реликты глубинных ксенолитов. Как известно, в случае попадания в расплав чуждых пород и минералов последние будут с ним взаимодействовать, стремясь к восстановлению равновесных условий. Характер взаимодействия определяется температурой плавления ксеногенных фаз. Если температура

плавления последних выше температуры расплава, они будут реагировать с расплавом, с приспособлением состава этих чуждых минералов к составу фаз, выделяющихся из расплава (реакционное взаимодействие, по Н. Л. Боуэну), в противном случае ксеногенные минералы будут просто ассимилироваться горячей магмой. Протокимберлитовая магма, по-видимому, представляет очень горячий, существенно оливиновый расплав, температура которого выше точек плавления трех наиболее распространенных среди включений силикатов [92, 131, 165]. При попадании такой магмы в области, сложенные четырехфазовой гранат-лерцолитовой ассоциацией, должен начаться процесс ассимиляции в первую очередь клинопироксена и граната и в меньшей степени ортопироксена. Поскольку плавление прежде всего развивается на межзерновых границах, процесс ассимиляции в конце концов приводит к дезинтеграции ксенолитов и появлению в расплаве большого количества обломков минералов, взаимодействующих с ним всей своей поверхностью; понятно, что прежде всего дезинтеграции должны подвергнуться ксенолиты с высоким объемным содержанием граната и пироксенов. Для осуществления ассимиляции в системе должен осуществляться параллельный процесс кристаллизации оливина, захватывающего вростки, так как в магме не должно быть избытка тепла, а при выделении из расплава оливина освобождается значительное количество скрытой теплоты плавления. Вместе с тем, поскольку кристаллизационные способности магмы не безграничны, описанный процесс не может развиваться беспредельно, возможно, именно поэтому среди вростков отсутствуют минералы низкохромистых лерцолитов, хотя ксенолиты последних в трубках резко преобладают. Характер изученных вростков — округлые формы включений, матированная поверхность, отсутствие индукционных граней — лучше всего увязывается именно с их плавлением. Получают объяснение в предложенной схеме и противоречивые, на первый взгляд, соотношения минералов-вростков с оливином-хозяином.

Таким образом, результаты комплексного оптического, кристалломорфологического, рентгенографического и рентгеноспектрального изучения включений позволяют сделать вывод об их протогенетическом характере: минералы-вростки образовались в глубинных зонах Земли, представляют собой реликты глубинных ассоциаций и впоследствии были захвачены кристаллизовавшимся оливином, являясь ксеногенными по отношению к последнему.

#### ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТЕ

Кристаллические включения в гранатах кимберлитовых пород развиты довольно широко в обеих — оранжевой и фиолетовой — разновидностях граната. Распространены как одиноч-

ные, так и групповые включения, причем наблюдается приуроченность определенных типов включений к гранатам одной окраски.

*Включения хромшпинелида* встречаются исключительно в гранате фиолетового и малинового цвета. Распространены как одиночные, так и групповые вростки, состоящие из единичных (до нескольких десятков) зерен. Групповые включения хромшпинелида иногда тесно ассоциируют с хромдиопсидом. Размер включений обычно колеблется от 0,01 до 1 мм; в случае групповых вростков размеры их несколько уменьшены. Цвет включений темно-коричневый, причем даже в довольно толстых зернах наблюдаются красноватые рефлексy.

И в гранатах из кимберлита, и в гранатах ксенолитов встречаются два типа включений хромшпинелида. Включения первого типа идиоморфные, октаэдрического габитуса (рис. 39,а), однако, как правило, искаженные — либо уплощенные до таблитчатых и дискообразных пластинок, либо вытянутые вдоль оси симметрии второго порядка, так что габитус становится призматическим; предельно деформированными являются игольчатые включения хромшпинелида. Вершины и грани октаэдра октаэдрических и призматических вростков первого типа сглажены множеством вициналей, последние у этих включений весьма высокого качества, без малейших следов растворения. Очень редко наблюдаются настоящие плоскогранные октаэдры.

Включения второго типа — растворенные, обычно бывают изометричными, с реликтами граней  $\{111\}$  и матированными закругленными вершинами и ребрами (рис. 39,б); часто имеют октаэдрический габитус, но иногда совершенно бесформенны; отпечатки включений на гранате полностью повторяют рельеф поверхности включений. Иногда на матовой поверхности имеются примазки белого серпентиноподобного материала.

Рентгенографический анализ включений хромшпинелида в гранате приводился по методике, аналогичной применявшейся при изучении включений в оливине. Результаты исследования взаимной ориентировки хромшпинелида и граната приведены в табл. 25 и на рис. 40.

Закономерности для случая включений хромшпинелида в гранате менее ясны, чем для включений в оливине. Хотя повторяющихся, полностью совпадающих важных кристаллографических направлений хромшпинелида и граната не наблюдается, на рис. 40, видно, что ориентация в большинстве случаев носит сходный характер. Возможно, что вследствие одинаковой симметрии минерал-хозяин оказал определенное ориентирующее воздействие на включение. Однако по имеющимся данным наличие эпитаксии установить не удалось, так как плоские сетки в структурах минералов, отвечающие совпадающим важным направлениям, не обнаруживают структурного сходства. Ин-

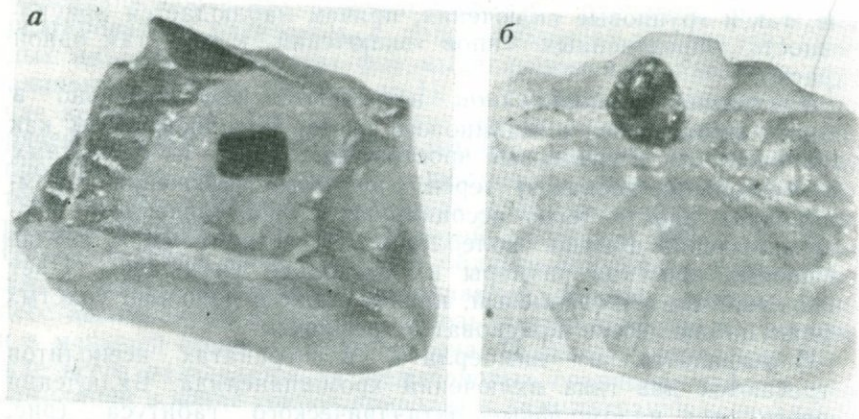


Рис 39. Включения хромшпинелида в гранате (трубка Удачная, х 22).  
 а — искаженный октаэдр; б — сильно растворенный октаэдр с закругленными ребрами и вершинами

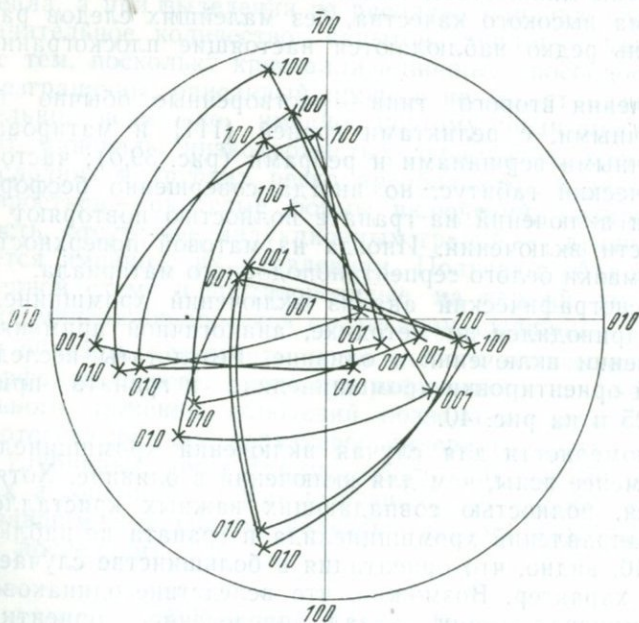


Рис. 40. Сводная стереографическая проекция взаимной ориентировки граната-хозяина и некоторых включений хромшпинелида. Ориентировка включений и условные обозначения те же, что и на рис. 34

Совпадающие важные направления хромшпинелида и граната

Минерал- хозяйин	ОУ-1	ОХ-21	ОА-6	ОА-2	ОА-2/1	ОА-2/2	ОА-2/3
100	301	011	311	310	122	013	311
010	113	—	131	120	221	131	122
001	—	—	133	001	212	—	011
110	—	—	121	122	101	—	122
101	121	001	—	212	113	101	212
011	—	111	112	—	011	—	103
111	—	102	—	—	—	112	—

Таблица 26

Некоторые физические свойства хромшпинелидов  
и включающих их гранатов

Номера образцов	Хромшпи- нелид	Гранат		Номера образцов	Хромшпи- нелид	Гранат	
	$a_0, \text{Å}$	$a_0, \text{Å}$	$N$		$a_0, \text{Å}$	$a_0, \text{Å}$	$N$
ОП-28	8,337	11,533	1,745	ОХ-22	8,208	11,526	1,735
ОА-2/2	8,327	11,550	1,753	ОП-23	8,176	11,517	1,735
ОА-6	8,318	11,540	1,744	ОА-6а	8,26	—	—
ОХ-1	8,318	11,570	1,760	ОХ-21	8,27	—	—
ОА-9/1	8,301	11,551	1,752				

дукционные грани также отсутствуют, поэтому включения хромшпинелида в гранате, по всей видимости, не росли одновременно [116].

Параметры элементарных ячеек некоторых изученных образцов приведены в табл. 26. Съёмки производились на дифрактометре ДРОН-1 (медное излучение; Ni — фильтр;  $U=50$  кВ;  $I=20$  мА; скорость счетчика 1 град/мин) с использованием германия или кварца в качестве внутреннего стандарта. При тех же условиях сняты и гранаты, включавшие хромшпинелид.

Точность этих определений  $\pm 0,002 \text{ Å}$ . Образцы ОА-6 и ОА-2/2 сняты в камере РКД-57 (Fe — антикатод,  $U=35$  кВ;  $I=12$  мА;  $t=3-4$  ч) асимметричным методом. Точность определения в этом случае равна  $\pm 0,004 \text{ Å}$ . Размеры ячеек хромшпинелидов ОХ-21 и ОА-6а установлены методом качания в камере

КРОН-1; для них принятая точность измерений  $\pm 0,1 \text{ Å}$ . Размеры элементарных ячеек хромшпинелидов-узников колеблются в широких пределах, и по этому параметру включения относятся к хромпикотитам.

Включения ильменита наблюдаются, как правило, в гранатах оранжевого цвета, очень редко — в красных, обычно в виде групповых образований. Чаще всего включения встречаются в гранатах из основной массы кимберлита, но есть отдельные находки неправильной формы зерен ильменита в оранжевых гранатах из ильменитовых перидотитов. В последнем случае включения особенно многочисленны, составляют до  $\frac{1}{5}$  всей массы вкрапленника. Размер минерала-узника колеблется от 0,1 до 3 мм в поперечнике для одиночных включений; 0,05 — 1 мм — в случае групповых.

Форма включений шарообразная, эллипсоидальная, веретенообразная, таблитчатая. В случае групповых включений преобладают образования неправильной формы с неровными краями. Все включения как бы оплавлены, зеркальные грани полностью отсутствуют, ребра и вершины кристаллов сглажены. Все зерна покрыты матировкой, представляющей собой микроскопические круглые бугорки на поверхности включения. Отпечаток полностью повторяет морфологию кристалла; индукционных граней, являющихся основным признаком совместного роста [116], не наблюдается.

Таблица 27

Результаты рентгенометрического анализа  
изометричных включений ильменита в гранате

hkl	Ильменит (XRDC)		OA-5		OA-10	
	hkl	$d, \text{Å}$	$I^*$	$d, \text{Å}$	$I^*$	$d, \text{Å}$
102	50	3,73	4	3,71	5	3,72
104	100	2,74	10	2,74	10	2,74
110	85	2,54	7	2,55	6	2,55
113	70	2,23	6	2,23	6	2,23
204	85	1,86	6	1,858	7	1,857
116	100	1,72	10	1,715	10	1,713
108	50	1,63	—	—	3	1,626
214	85	1,50	6	1,502	5	1,501
300	85	1,47	7	1,466	5	1,464
1.0.10	70	1,34	3	1,330	3	1,329
220	60	1,27	2	1,268	2	1,268
312	30	1,20	3	1,202	3	1,201
2.0.10	60	1,18	4	1,170	3	1,175
314	70	1,15	4	1,149	3	1,149
226	70	1,12	5	1,113	3	1,112
2.1.10	70	1,07	7	1,067	6	1,068
Гранат- хозяин	N $\alpha_0, \text{Å}$		—		1,747 11,597	

\* Интенсивность линий оценена по десятибалльной шкале.

Рентгенометрический анализ (камера РКД-57, Fe — антикато́д, время экспозиции 2—4 ч) двух включений в оранжевых гранатах из кимберлита подтвердил их принадлежность к ильмениту (табл. 27), причем межплоскостные расстояния включений несколько меньше стандартных. В этом сказывается влияние изоморфной примеси магния, превращающей ильменит кимберлитовых пород в пикроильменит.

Включения ильменита чрезвычайно широко развиты также в оранжево-красных гранатах из ксенолитов кристаллических и эклогитоподобных пород. Эта разновидность включений идентична вышеописанным.

*Игольчатые включения* широко распространены в гранатах всех цветовых разновидностей и образуют сагенитоподобную решетку [61, 74]. Визуально они располагаются в кристалле по четырем направлениям, приблизительно соответствующим тройным осям симметрии куба. Ранее для подобных включений был отмечен закономерный характер ориентировки в гранате параллельно ребрам октаэдра в плоскости  $\{110\}$ , с углом между отдельными направлениями, близкими  $60^\circ$  [1, 97]. С целью уточнения ориентировки включений ряд образцов был снят в рентгеновских камерах РКОП и РКСО, причем одно из направлений ориентировки системы включений все время располагалось параллельно пучку рентгеновских лучей. В большинстве случаев полученные лауэграммы проявляли тройную симметрию, т. е. предположение об ориентации игольчатых включений по нормальям к плоскости  $\{111\}$  было верным. Однако при расшифровке некоторых лауэграмм установлена симметрия второго порядка с отклонениями в  $5\text{--}10^\circ$  от оси симметрии, а отдельные включения (особенно крупные) не обнаружили закономерной ориентировки по отношению к вмещающему гранату, что может быть объяснено совместной их кристаллизацией или захватом игольчатых включений гранатом при росте.

Среди игольчатых включений в гранатах выделяются две резко различающиеся морфологически разновидности. Первая представлена уплощенными иглами и резко удлиненными, очень тонкими ( $<0,01$  мм) табличками черного цвета. При раскальвании они дают тонкие пластинки, иногда просвечивающие в красно-бурых тонах, а чаще непрозрачные. В гранатах из всех типов пород в одном образце, как правило, наблюдаются игольчатые включения разной величины и формы: от мельчайших иголочек до сравнительно крупных пластин и образований, напоминающих эллипсоид вращения. В последнем случае включения продолговатые, по форме напоминают обсосанные леденцы, на боковых поверхностях несут параллельную штриховку. Ребра и вершины включений покрыты матировкой. При извлечении такого включения из вмещающего граната в последнем остается желобок, полностью повторяющий форму

Результаты рентгенометрического анализа  
черных непрозрачных игольчатых включений в гранатах  
и пластинчатых вростков в пироксенах

Ильменит (XRDC)			ОУ-84		В-2		ОП-3/1		ОА-1		А-446		ОУ-100	
<i>hkl</i>	<i>I</i> / <i>I</i> <sub>1</sub>	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å
102	50	3,73	—	—	6	3,72	5	3,69	5	3,71	5	3,73	4	3,71
104	100	2,74	10	2,73	10	2,74	10	2,72	10	2,74	10	2,73	10	2,73
110	85	2,54	5	2,53	6	2,53	8	2,53	7	2,53	6	2,54	6	2,54
113	70	2,23	4	2,23	6	2,23	7	2,22	7	2,23	4	2,23	4	2,23
204	85	1,86	5	1,858	6	1,865	7	1,855	7	1,861	4	1,860	—	—
116	100	1,72	7	1,71	7	1,71	8	1,711	9	1,717	9	1,716	6	1,718
108	50	1,63	3	1,61	2	1,625	4	1,616	3	1,612	2	1,620	2	1,625
214	85	1,50	5	1,498	5	1,500	6	1,499	6	1,499	6	1,501	3	1,503
300	85	1,47	5	1,464	6	1,464	8	1,463	6	1,464	6	1,462	5	1,466
1.0.10	70	1,34	4	1,329	3	1,331	5	1,330	4	1,334	3	1,331	3	1,334
220	60	1,27	—	—	1	1,266	3	1,267	4	1,268	3	1,268	—	—
312	30	1,20	—	—	2	1,205	3	1,203	2	1,204	2	1,203	—	—
2.0.10	60	1,18	2	1,178	3	1,182	4	1,180	4	1,181	4	1,180	2	1,181
314	70	1,15	3	1,149	3	1,154	6	1,151	5	1,151	4	1,152	3	1,153
226	70	1,12	3	1,112	3	1,116	7	1,114	6	1,115	3	1,115	—	—
2.1.10	70	1,07	4	1,069	6	1,071	8	1,069	8	1,071	6	1,069	4	1,070
Гранат- хозяин	N <i>a</i> <sub>0</sub> , Å			1,740 11,521		1,736 11,516		1,743 11,524		— —		— —		— —

\* Интенсивность оценена по десятибалльной шкале.

ОУ-84 — красный гранат из гранатового перидотита, трубка Удачная; В-2 — оранжевый из магнезиального эклогита той же трубки; ОП-3/1 — оранжевый гранат из ильменитового перидотита, трубка Мир; ОА-1 — оранжевый гранат из кимберлита; А-446 — моноклинный пироксен из пироксенита, трубка Мир; ОУ-100 — моноклинный пироксен из эклогита, труба Удачная.

удаленного востка. Стенки желобков ровные, зеркальные, лишены следов растворения, штриховки и матировки.

Вторая разновидность представлена очень тонкими прозрачными иглами ( $< 0,01$  мм) медово-желтого цвета с заметным коричневым оттенком. Именно этот минерал в шлифах прозрачен, обладает высоким двупреломлением и косым погасанием.

Игольчатые включения в гранатах кимберлитов недавно были исследованы с помощью микроанализатора [97]; установлено два минеральных вида — сфен и ильменит. Некоторые результаты изучения игольчатых включений с помощью рентгенометрии приведены в табл. 28 и 29. Съёмки производились на железном излучении в камере РКД-57. Основной трудностью было выделение включений из вмещающего граната. Отобранные для анализа объемы вещества были чрезвычайно малы, в связи с чем экспозиции достигали в отдельных случаях 6—8 ч (трубка БСВ-2,  $U=40$  кВ;  $I=15$  мА). Полученный материал закатывался в шарик из резинового клея. Снятые рентгенограммы были высокого качества, хотя в отдельных случаях содержали наиболее интенсивные линии гранатовой фазы. Последнее связано с тем, что при дроблении зерна граната с включениями разрушение происходит обычно поперек удлинения включения и полностью избавиться от граната-хозяина в

Таблица 29

Результаты рентгенометрического анализа игольчатых и пластинчатых включений хромшпинелида в гранате (ОУ-89) и пироксенах

Хромпикотит (Михеев, 1957)			ОУ-89		ОП-30/1		ОП-30/2	
<i>hkl</i>	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å	<i>I</i> *	<i>d</i> , Å
111	5	4,80	5	4,81	4	4,74	2	4,73
220	6	2,93	5	2,94	5	2,88	4	2,87
311	10	2,499	10	2,505	10	2,467	10	2,462
400	7	2,070	6	2,099	6	2,046	6	2,046
422	4	1,690	2	1,697	3	1,667	2	1,670
511	9	1,592	5	1,602	17	1,569	7	1,572
333								
440	9	1,461	8	1,468	9	1,443	9	1,444
533	5	1,261	3	1,268	5	1,246	3	1,246
642	3	1,107	2	1,112	3	1,091	1	1,091
553	6	1,079	5	1,083	8	1,063	7	1,063
731								
800	3	1,035	3	1,040	6	1,021	5	1,021
<i>a</i> <sub>0</sub> , Å		8,279		8,318		8,167		8,168

\* Интенсивность отражений оценена по десятибалльной шкале.

некоторых случаях не удается. Линии граната имели интенсивность в 5—10 раз меньше обычной и в табл. 28 и 29 не включены.

Большинство исследованных игольчатых включений пришлось на гранат оранжевого и красного цвета из разных типов пород (см. табл. 28). Все они оказались ильменитом. Межплоскостные расстояния, как и в случае изометричных включений, несколько меньше классических, в чем сказывается влияние изоморфной примеси магния (пикроильменит).

Игольчатые включения черного цвета наблюдаются и в фиолетовых гранатах. Так же, как и в оранжевом гранате, в одном зерне может присутствовать весь морфологический спектр включений — от чрезвычайно тонких игл до изометричных образований. Отличие заключается лишь в том, что в целом толщина включений в фиолетовом гранате меньше, чем в оранжевом. Это создает дополнительные трудности при отборе. Кроме того, наиболее массивные иглы в фиолетовых гранатах в отличие от оранжевых просвечивают в красновато-коричневых тонах. Одно такое включение в густо-фиолетовом гранате из концентрата трубки Удачная было изучено рентгенометрически (см. табл. 29, обр. ОУ-89) и оказалось хромшпинелидом. Расчет параметров, произведенный методом наименьших квадратов, дал значение  $8,318 \pm 0,004 \text{ \AA}$ , что соответствует содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  50—55% [81]. Изученное включение по форме представляло плоскую длинную (соотношение осей 15:1) табличку, дающую очень слабые красноватые рефлексy. Поверхность его очень гладкая, блестящая, без штриховки и следов растворения. После удаления включения в гранате остался хорошо выраженный прямоугольный желобок, глубину которого удалось измерить на интерферометре Линника. Данные промеров показали, что предполагаемая толщина включения не была одинакова во всех участках и колебалась от 80 до 150 мкм. Кроме извлеченной крупной иглы хромшпинелида в изученном гранате наблюдались чрезвычайно тонкие аналогичные иглы, ориентированные подобно включениям ильменита в четырех направлениях.

Представляют интерес результаты изучения просвечивающих игольчатых включений (вторая разновидность). Они характерны для гранатов некоторых ксенолитов глубинных пород из обеих трубок, а также для отдельных зерен гранатов из концентратов. Один такой образец удалось извлечь из красного граната перидотита ОУ-84, в котором были изучены также игольчатые включения ильменита. Ориентировка этих включений была той же, что и для последнего. Таким образом, желто-коричневые прозрачные включения с высоким двупреломлением и косым погасанием представляли собой вторую фазу игольчатого габитуса в этом гранате. В результате рентгенометрического изучения выяснилось, что включения сложены рутилом

Результаты рентгенометрического анализа  
игольчатых включений рутила

Рутил (XRDC)			OУ-84		221/437	
hkl	$l/l_1$	$d, \text{Å}$	$I^*$	$d, \text{Å}$	$I^*$	$d, \text{Å}$
110	100	3,245	10	3,243	10	3,241
101	41	2,489	8	2,483	7	2,484
200	7	2,297	1	2,302	—	—
111	22	2,183	5	2,182	5	2,183
210	9	2,054	2	2,051	1	2,051
211	50	1,687	9	1,687	9	1,687
220	16	1,624	4	1,625	4	1,625
002	8	1,480	2	1,479	—	—
310	6	1,453	2	1,451	—	—
301	16	1,400	5	1,398	—	—
112	7	1,347	3	1,342	4	1,357
222	4	1,0933	3	1,094	3	1,093
330	4	1,0827	2	1,082	2	1,082
411	5	1,0424	2	1,043	3	1,042
312	4	1,0361	2	1,035	2	1,037

\* Интенсивность отражений рентгенограммы оценена по десятибалльной шкале.  
OУ-84 — красный гранат гранатового перидотита; 221/437 — ромбический пироксен гранатового пирсенита; образцы из трубки Удачная.

(табл. 30). В. А. Милашев [61] считает, что косое погасание минерала исключает отнесение подобных включений к рутилу. Однако включения рутила в гранатах из эклогитов и эклогитизированных анортзитов могут обладать косым погасанием, достигающим  $30^\circ$  благодаря специфическим особенностям строения включений [176]. Новые рентгеновские данные однозначно доказывают, что игольчатые включения с косым погасанием являются рутилом.

Включения моноклинного пироксена наблюдаются главным образом в гранатах фиолетового цвета из различных типов ксенолитов и реже в гранатах из кимберлита. Иногда в гранатах перидотитов наблюдается ассоциация включений хромшпинелид — моноклинный пироксен как в виде индивидуализированных кристаллов, так и сростков.

Моноклинный пироксен является обычным включением в фиолетовых гранатах порфировых перидотитов из трубки Удачная. Цвет клинопироксена изменяется от бледно- до темно-зеленого. Показатели преломления колеблются в таких пределах:  $Ng' = 1,693 - 1,708$ ,  $Np' = 1,670 - 1,686$ ; двупреломление составляет  $0,022 - 0,024$ . По своим оптическим свойствам моноклинные пироксены из гранатов ультрабазитов и кимберлитов не различаются, что может служить подтверждением происхо-

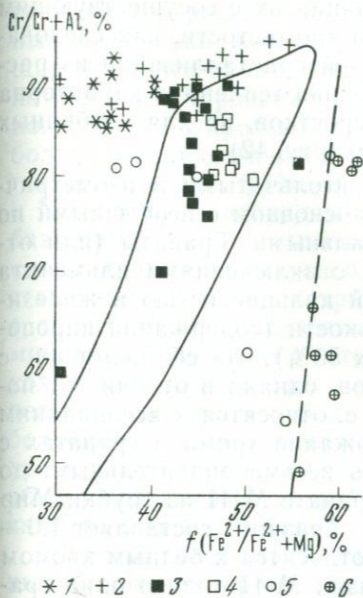
ждения малиновых гранатов кимберлитов из ксенолитов ультраосновных пород.

Размер включений моноклинного пироксена составляет от 0,1 до 3 мм; все включения в той или иной степени растворены. Форма большинства включений — округлая, близкая к овальной и шарообразная. У сильно растворенных образцов поверхность покрыта глубокими шрамами. В случае менее выраженного процесса растворения сохраняются реликты граней и форма кристалла становится веретенообразной. На контакте с гранатом иногда развиваются примазки серпентиноподобного вещества. В редких случаях наблюдаются включения моноклинного пироксена в оранжевых гранатах биминеральных эклогитов. Цвет этих включений темно-зеленый, по форме они не отличаются от вышеописанных.

*Включения прочих минералов.* В оранжевых гранатах кимберлитов и некоторых ксенолитов в редких случаях наблюдаются включения рудных минералов, аналогичные таким же включениям в оливине. Обычным включением в зернах фиолетового граната из кимберлита и ксенолитов является оливин, часто серпентинизированный. Показатели преломления его колеблются в пределах:  $Ng' = 1,681—1,693$ ;  $Np' = 1,647—1,658$ , что соответствует 6—12% Fe-компонента. В гранатах порфировых перидотитов из трубки Удачная нередко наблюдаются пластинки ромбического пироксена желтого цвета, также серпентинизированные. Оптические свойства ортопироксена:  $Ng' = 1,669—1,671$ ;  $Np' = 1,661—1,662$  (10—12% Fe-компонента). В желваке граната фиолетового цвета из кимберлита трубки Удачная в ассоциации с бледно-зеленым свежим оливином наблюдался идиоморфный кристалл слюды, скорее всего флогопита ( $Nm = 1,597$ ). Кристалл размером 2,0 мм имел форму правильного шестигранника зеленовато-бурого цвета. Эта находка чрезвычайно интересна в свете дискуссии о наличии калия и летучих в верхней мантии [97, 153, 238].

*Химический состав включений в гранатах* удалось определить в последнее время с помощью рентгеноспектрального микроанализа [31, 79, 114], причем детально изучены не наиболее распространенные в гранатах глубинных ксенолитов и кимберлитов вроски силикатов, а экзотические окислы, извлеченные преимущественно из зональных гранатов. Анализировались включения хромшпинелида и ильменита изометричного и игольчатого габитуса.

Хромшпинелиды ассоциируют в подавляющем большинстве случаев с кальциевыми хромсодержащими гранатами верлитового парагенезиса; лишь некоторые гранаты (или отдельные зоны зональных образцов) с включениями хромшпинелида относятся к лерцолитовой ассоциации. Включения характеризуются переменным содержанием хрома и алюминия, ни один из изученных составов не относится по содержанию Cr-компонента



\* 1 + 2 ■ 3 □ 4 ○ 5 ⊙ 6

Рис. 41. Соотношение хромистости и железистости включений хромшпиннелида в гранате и некоторых высокохромистых шпиннелидов кимберлитовых пород по литературным данным [31, 67, 79, 97, 114].

1 — включения в алмазах; 2 — сростки с алмазами; 3 — ксенолиты ультрабазитов; 4 — хромит-пироксен-гранатовые сростки; 5 — включения в гранатах; 6 — включения в зональных гранатах. Пунктиром показана нижняя граница железистости хромшпиннелидов варьирующей хромистости, включенных в зональные гранаты, а сплошной линией — область составов хромшпиннелидов из кимберлитового концентрата

к алмазосодержащим парагенезисам. Еще более ярко несовместимость подобных хромшпиннелидов с «алмазными» хромитами выявляется при рассмотрении железистости включений. По этой характеристике выделяются две группы вростков. Первая объединяет игольчатые включения резко повышенной железистости в зональных гранатах; ко второй относятся искаженные и изометричные выделения хромшпиннелида с широко варьирующей железистостью (рис. 41). Включения хромшпиннелида в зональных гранатах вообще являются уникальными для кимберлитовых пород, резко отличаясь по железистости от хромшпиннелидов как глубинных ксенолитов, так и вкрапленников в кимберлите и приближаясь только к некоторым образцам из гранат-пироксен-хромитовых сростков [97]. Резко повышено в них и соотношение трех- и двухвалентного железа в сравнении с другими разновидностями минерала в кимберлитовых породах, устанавливаемое при пересчете анализов. Изометричные вростки по особенностям состава в целом близки к игольчатым включениям, хотя в ряде случаев не отличаются от хромшпиннелидов обычных в кимберлитах ксенолитов перидотитов. Весьма любопытной особенностью состава включений хромшпиннелидов в гра-

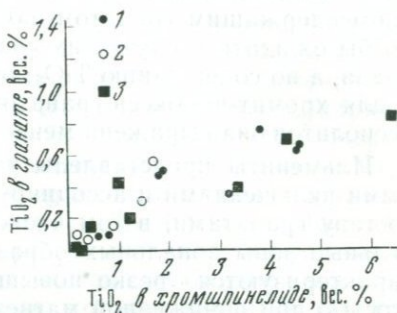


Рис. 42. Содержание  $TiO_2$  в гранатах и включенных в них хромшпиннелидах (1), сосуществующих гранатах и хромитах хромит-пироксен-гранатовых сростков (2) и ксенолитов ультрабазитов (3)

нате является четкая прямая корреляция их с сосуществующим хромсодержащим гранатом, но не по хромистости, как следовало бы ожидать в случае их совместной кристаллизации из расплава, а по содержанию  $TiO_2$ ; отмеченная тенденция характерна и для хромит-пироксен-гранатовых сростков, но для глубинных ксенолитов она выражена менее четко (рис. 42).

Ильмениты представлены также игольчатыми и изометричными включениями и ассоциируют в основном с необычными по составу гранатами, в том числе зональными. Гранаты (или отдельные зоны зональных образцов) с включениями ильменита характеризуются резко повышенной кальциевостью и железистостью при пониженной магниальности (содержания пироповой молекулы едва достигают в них 50%), что сближает их с гранатами эклогитовых парагенезисов, однако в отличие от последних являются хромистыми, т. е. относятся к ассоциациям ультраосновного характера. Содержание хрома в гранатах с включениями ильменита может быть весьма значительным: до 5,7—6,0 вес. %  $Cr_2O_3$  в зональном гранате М-41 из трубки Мир [97], но в большинстве изученных образцов составляет 1,0—2,5 вес. %, т. е. гранаты в основном относятся к бедным хромом разностям. Помимо зонального образца М-41 только один гранат с включением ильменита содержал повышенную примесь хрома [113]. Напротив, ассоциирующие ильмениты резко обогащены хромом и не имеют в этом отношении аналогов не только среди прочих ильменитов кимберлитовых пород, но и среди других природных объектов. Так, в вышеуказанной зоне образца М-41 изучен ильменит с содержанием  $Cr_2O_3$  10,7 вес. %; здесь он ассоциировал с титанистым хромшпинелидом. Повышенные (до 5 вес. %) количества хрома содержат и многие другие включения ильменита, даже в низкохромистых гранатах. Другой характерной особенностью ильменитов-включений является высокое содержание окисного железа, характерное для всех изученных образцов, лишь с одним исключением: практически не содержит трехвалентного железа вrostок высокотитанистого ильменита в уже упоминавшемся хромистом гранате из трубки Айхал [113]. Отметим, что этот гранат по составу отличается от других образцов не только повышенной хромистостью, но и нормальной «лерцолитовой» кальциевостью и железистостью. Аномальным по составу является и включенный в него ильменит.

Клинопироксены, включенные в гранат, изучены в единичных образцах [31, 79, 193]. Вростки, ассоциирующие с высокохромистыми гранатами верлитового парагенезиса, содержат повышенную примесь хрома, количество которой превышает содержания  $Cr_2O_3$ , характерные для клинопироксена большинства двупироксеновых ассоциаций в глубинных ксенолитах [97, 138, 193]. Железистость клинопироксенов-включений параллелизуется с железистостью ассоциирующих гранатов. Низкохромовые

гранаты содержат низкохромовые же пироксены. Круг изученных включений клинопироксенов в гранатах может быть расширен за счет хромит-пироксен-гранатовых сростков, многие из которых могут рассматриваться как групповые включения клинопироксена и хромита в гранате. Эти клинопироксены наряду с большим количеством  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , достигающим 6,44 вес. %, содержат также до 5,5 вес. %,  $\text{Na}_2\text{O}$  [97]; максимальное содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в хромдиопсидах из кимберлитов и ксенолитов ультрабазитов обычно значительно ниже (в 3—4 раза). Поэтому в «нормальных» хромдиопсидах при расчете их анализов на составные минералы весь натрий соединяется с алюминием в жадеит, а то небольшое количество хрома, которое входит в формулу минерала, обычно относится к молекуле Чермака [40]'. В высокохромовых пироксенах при расчете на компоненты после выделения жадеита и небольшого количества эгирина остается большой избыток натрия и весь хром. Объединенные вместе, эти два элемента образуют минерал юрита —  $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ , впервые обнаруженный в метеоритах [174]; количество его в пироксенах кимберлитов достигает 18% [97]'.

Помимо трех охарактеризованных минералов изучены отдельные включения других фаз в гранатах. Оливины, включенные в гранат [193]', стандартны по составу; железистость их варьирует в зависимости от железистости ассоциирующего граната. Амфибол и флогопит обладают необычными особенностями состава [114]', выражающимися в высокой хромистости образцов (соответственно 3,51 и 2,06 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Стандартные амфиболы и флогопиты мантийного происхождения содержат в 2—5 раз меньше  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [122, 157]. Повышение хромистости этих минералов рассматривается как критерий их вторичности [145, 156]'.

*Генезис включений в гранате.* Высокая хромистость включений окислов и силикатов в гранатах кимберлитовых пород, казалось бы, должна указывать на особо глубинные условия их кристаллизации из специфических расплавов. Однако определение состава ильменитов, ассоциирующих с алмазом [63, 208]', выявило их отличие от широко распространенных в кимберлитовом цементе ильменитов не по хромистости, а по содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Этот факт, а также почти полное отсутствие в кимберлитах ксенолитов с минералами, аналогичными по составу включенным в гранат, и морфологические особенности включений, на наш взгляд, свидетельствуют о том, что значительная часть последних является результатом распада выделившихся из расплава первичных гранатовых твердых растворов. В первую очередь это относится к игольчатым включениям, которые и ранее считались продуктами распада [32]'; однако многие из изометричных включений также можно рассматривать как результат субсолидусной перекристаллизации игольчатых включений, о чем свидетельствуют особенности их состава. Сказанное касается некоторых хромистых ильменитов и титанистых хромшпинелидов, чей со-

став прямо коррелируется с составом вмещающего граната, а также, возможно, некоторых включений (сростков) хромитов и пироксенов в гранате.

Результаты изучения игольчатых включений в гранатах свидетельствуют о существовании двух различных тенденций при накоплении некоторых петрогенных элементов глубинными минералами. Первая из них является обычной для глубинных пород и заключается в обогащении остаточных фаз хромом при частичном плавлении ультраосновного вещества верхней мантии. На особенности распределения хрома между сосуществующими минералами первым, по-видимому, обратил внимание А. Г. Бетехтин, который указал на совершенно различное поведение элемента при магматических и постмагматических процессах: высокотемпературные условия стимулируют образование самостоятельных хромосодержащих соединений (хромшпинелидов), а низкотемпературные — изоморфное вхождение хрома в силикаты. В кимберлитовых породах в условиях высоких давлений картина меняется коренным образом, причем считается, что повышение давления оказывает на устойчивость хромосодержащих парагенезисов влияние, равносильное понижению температуры [94]. При этом область стабильности хромосодержащих силикатов может резко расшириться за счет соответствующего сокращения поля хромшпинелидов. При особенно высоких давлениях хром способен входить в решетку граната в больших количествах, и существует много примеров, когда это не приводит к распаду граната [94, 97, 193, 216]. Скорее всего сохранение высокохромовых магнезиальных гранатов связано с быстрым падением температуры при снятии давления. Такое заключение основывается на результатах недавних экспериментальных работ [58, 202]. В условиях сохранения высоких температур насыщенные хромом пироповые гранаты начнут «сбрасывать» излишний хром, приспособившись к новым условиям равновесия. Таким образом, существование в гранатах игольчатых включений хромшпинелида, являющихся продуктами распада, ведет к весьма важному выводу: возникновение этих включений должно быть связано не с интрузией протокимберлитовой расплава, а с медленным перемещением хромосодержащих гранатов на более высокие уровни в пределах относительно глубоких горизонтов верхней мантии, без значительного изменения температуры. Такой механизм может осуществиться только двумя путями: или при всплывании крупных масс мантийного вещества (астенолитов), имеющем диапировый характер [4, 6, 238], или при внутримантийной дифференциации первичного вещества Земли. В последнем случае отдельные порции респитов могут быть захвачены образовавшимся расплавом и перемещены на более высокий гипсометрический уровень; в процессе такого перемещения и после его окончания должны иметь место явления распада гранатовой фазы этих респитов.

Вторая тенденция заключается в накоплении некоторыми гранатами кимберлитов титана — «некогерентного» элемента [22, 56], в общем не характерного для особо глубоких пород. При частичном плавлении вещества верхней мантии геохимическое поведение титана резко отличается от поведения хрома: элемент входит преимущественно в расплав, а остаточные фазы резко им обедняются [143]. Поэтому наиболее глубокие алмаз-содержащие ультраосновные парагенезисы, имеющие реститовый (ксеногенный) характер, очень редко содержат ильменит, а гранаты последних являются малотитанистыми. При далеко зашедшей дифференциации вещества верхней мантии последние порции выплавов первичного субстрата должны сильно обогатиться титаном и некоторыми другими элементами [22]. Если раскристаллизация таких расплавов осуществляется на небольшой глубине, титан будет не только образовывать самостоятельные соединения (ильменит, рутил), но и входить в значительном количестве в виде изоморфной примеси в решетку сосуществующих минералов, в том числе в гранат. Последний при низких P—T-параметрах не может содержать большого количества  $TiO_2$  [32] и при выносе таких образцов протокимберлитовым расплавом из верхней мантии распадается с образованием игольчатых включений титановых минералов. Распад происходит по ослабленным зонам в кристалле, соответствующим направлениям осей симметрии, преимущественно {111}.

Присутствие двух разновидностей игольчатых включений титановых минералов в гранатах (рутила и ильменита) может быть связано с различным характером ассоциирующей флюидной фазы. Последняя в верхней мантии представлена главным образом  $H_2$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$  и углеводородами [56, 106]. Ильменит в присутствии  $CO_2$  неустойчив и переходит в рутил [100], но область его стабильности резко расширяется в присутствии  $CO$ , что подчеркивается непосредственной ассоциацией ильменита с алмазами [63, 97, 208]. Поэтому ильменит должен быть стабилен при условии восстановительного характера сосуществующей существенно углеродистой флюидной фазы и сменяться рутилом — при ее окислении. Совместное нахождение включений рутила и ильменита в гранате перидотита ОУ-84 делает вероятным очень важный вывод о постепенном окислении ассоциирующего флюида при внутримантийной дифференциации, связанной с перемещением расплавов и реститов в более высокие стратиграфические горизонты в пределах верхней мантии.

Наряду с продуктами распада в гранатах присутствуют включения, имеющие нормальный «магматический» облик и, по всей видимости, захваченные гранатом из расплава при росте. Так же, как и в оливине кимберлитов, подавляющее большинство этих вростков не несет признаков совместной кристаллизации и поэтому может быть отнесено к протогенетическим образованиям.

Наиболее богаты различными включениями среди других минералов кимберлитовых пород пироксены, как ромбические, так и моноклинные. Самыми обычными, резко преобладающими в пироксенах являются различные вростки игольчатого и пластинчатого габитуса, относящиеся на основании своих морфологических особенностей к продуктам распада, иногда преобразованным в результате субсолидусной перекристаллизации [93]'. К последним принадлежат первоначально установленные в южноафриканских трубках [236] игольчатые вростки граната в моноклинных и ромбических пироксенах некоторых типов глубинных ксенолитов. Игольчатый гранат в таких пироксенах не является прямым результатом распада преобладающей фазы, а замещает первоначальный ромбический или моноклинный пироксен [96]', широко распространенный в качестве продуктов распада в пироксенах многих магматических пород. Наряду с вростками, имеющими реакционный характер, в пироксенах некоторых ксенолитов отмечаются продукты распада, не подвергшиеся субсолидусной рекристаллизации (рис. 43). Они содержатся в обеих структурных модификациях пироксенов глубинных ксенолитов и могут быть представлены ильменитом, хромшпинелидом или рутилом (см. табл. 28—30). Габитус этих минералов различен: хромшпинелид обычно представлен пластинчатыми вростками прямоугольной или ромбовидной формы, просвечивающими в шлифах в розовато-коричневых тонах; ильменит образует более вытянутые пластинки с неровными краями, а рутил — нормальные игольчатые включения.

Обращает на себя внимание пониженная хромистость шпинелидов, выделяющихся из клинопироксенов, о чем говорят их относительно малые  $a_0$  (см. табл. 29). В пироксенах глубинных ксенолитов отмечаются также вростки силикатов, имеющие обычный для изверженных пород характер и являющиеся результатом кристаллизации из расплава (см. табл. 17).

Из других минералов кимберлитов, содержащих включения, необходимо отметить ильменит. Наиболее обычными вростками в последнем являются диопсид, оливин, оранжевый гранат и флогопит. Состав отдельных образцов этих включений близок к составу аналогичных минералов глубинных ильменитовых пород [193]'.  
\* \* \*

Результаты комплексного изучения кристаллических вростков в минералах кимберлитовых пород убедительно свидетельствуют о сложности и разнообразии процессов, приводящих к образова-

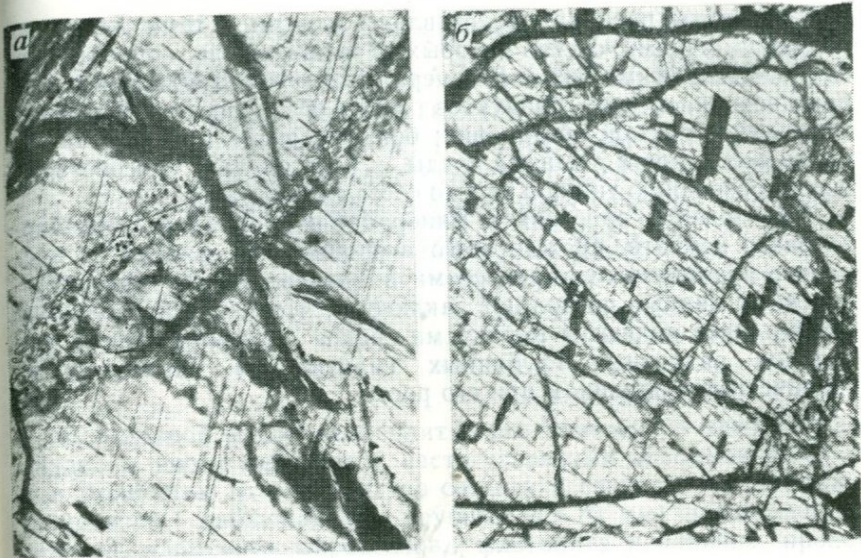


Рис. 43. Игольчатые и пластинчатые включения в моноклинном пироксене пироксенитов, трубка Удачная  
 а — рутил (обр. 203/310, х 60, в проходящем свете); б — хромшпинелид (обр. 201/298, х 120, в проходящем свете)

нию таких вrostков, и большой пестроте условий, сопровождающих их кристаллизацию. Захват включений минералами глубинных ксенолитов происходит уже на первых этапах их становления, на максимальных глубинах, затрагиваемых «кимберлитовым опробованием» (кристаллические вrostки в алмазах). Эти данные говорят о возможности образования значительных количеств расплава даже в таких наиболее глубоких горизонтах верхней мантии, вещество которых еще доступно для непосредственного изучения. В эти первые этапы глубинной дифференциации образуются преимущественно прото- и сингенетические включения, ныне наблюдаемые в виде вrostков в алмазах и минералах глубинных ксенолитов. Растущие из расплава, они отражают специфические химические особенности последнего, в первую очередь высокие его хромистость и магнизиальность. После раскристаллизации этих глубинных вылавков, также происходящей в мантийных областях, но на меньшей глубине, на первый план выступает образование вrostков в результате субсолидусной перекристаллизации изоморфно емких фаз глубинных пород — граната и пироксенов. Включения этого типа фиксируют различные тенденции дифференциации вещества верхней мантии, которые можно условно назвать хромовой и титановой. Веским подтверждением предложенной схемы служит тот факт, что в ассоциирующих гранатах и клинопироксе-

нах продукты распада представлены одними и теми же минеральными видами, состав которых, в свою очередь, коррелируется с особенностями состава минерала-хозяина. Движущей силой при возникновении продуктов распада являются вариации термодинамической обстановки; большое значение могут также иметь особенности химизма среды, в ряде случаев способствующие образованию уникальных по составу минералов.

Образование вростков в минералах-вкрапленниках кимберлитового цемента, прежде всего в оливине, не связано во времени с аналогичными процессами в минералах ксенолитов. Полученные данные позволяют заключить, что вростки в оливине кимберлитов являются реликтами ранее сформированных минералов различных глубинных (мантийных) парагенезисов, захваченными оливином при его росте.

# ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ КАК ИНДИКАТОР ПРОЦЕССОВ ГЛУБИННОЙ ЭВОЛЮЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ И ПРОБЛЕМА АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

В основной массе кимберлита, как отмечено в предыдущих разделах, кроме небольших, часто угловатых обломков минералов, полностью отвечающих по составу и свойствам минералам ксенолитов, наблюдаются крупные ( $>10$  мм) вкрапленники граната, ильменита, пироксенов, флогопита и оливина, происхождение которых представляется спорным. Сюда же относятся осколки подобных вкрапленников, образующиеся при дроблении более крупных индивидов, т. е. значительная часть оранжевого граната, почти весь ильменит и большое количество оливина, флогопита и пироксенов.

Поскольку глубинное образование этих минералов не вызывает сомнения, о генезисе подобных желваков могут быть высказаны следующие предположения:

- 1) желваки представляют собой обломки крупнозернистых глубинных ксенолитов;
- 2) желваки являются остатками гипотетических мономинеральных пород, например гранатитов [108];
- 3) вкрапленники непосредственно кристаллизовались из ультраосновного расплава.

Данные, противоречащие первому предположению, частично приведены выше. Кроме того, отметим, что в ксенолитах перидотитов и эклогитов минералы главным образом наблюдаются в виде угловатых зерен, размер которых не превышает 10 мм. В редких случаях размер вкрапленников граната и оливина в перидотитах и граната в эклогитах доходит до 15—20 мм. В то же время размер желваков граната и ильменита в кимберлите достигает 15—18 см в поперечнике, оливина — 7 см [37, 220, 235, 236]. Автором в трубках Удачная, Дальняя, Сытыканская и Мир обнаружены желваки граната размером до 10 см, а ильменита — до 6 см. Так как ксенолитов со столь крупными выделениями минералов в кимберлитовых трубках не найдено, первое предположение представляется не отвечающим фактическим данным и поэтому должно быть отвергнуто.

Для проверки второй гипотезы помимо оптического (в проходящем и отраженном свете) проведено рентгенографическое (метод Лауэ) изучение крупных желваков граната, ильменита и оливина, так как оптические методы не всегда пригодны для исследования их строения. Пироксены и флогопит рентгенографически не изучались. Ожидалось, что в случае правильности второго предположения некоторые из желваков проявят поликристаллическое строение.

Для исследования из крупных гранатов, ильменитов и оливинов, извлеченных из основной массы кимберлита, были вырезаны пластинки произвольной ориентировки толщиной 0,5—1,0 мм, с которых получены лауэграммы в различных точках поверхности. Предполагалось, что поликристаллическое строение желваков проявится в виде различий дифракционных картин в разных точках пластинок из-за произвольной ориентировки слагающих желвак индивидов (монокристалльных зерен). Съемки производились на железном, медном и молибденовом излучениях в камерах РКСО, РКВ. Условия съемки:  $U=35-50$  кВ;  $I=16-20$  мА; время экспозиции 0,5—3 ч. Диаметр выходного отверстия коллиматора составлял 0,5—1,0 мм. Изучаемые пластинки устанавливались на кристаллодержателе так, чтобы их поверхность располагалась перпендикулярно направлению первичного пучка рентгеновских лучей. Незначительные изменения в дифракционных картинах от разных участков одной пластинки, наблюдающиеся на приведенных фотографиях, вызваны небольшой разориентировкой образцов из-за того, что перемещение их в камерах в ряде случаев производилось вручную ввиду крупных размеров отдельных пластин.

**Оливин.** Для исследования этого минерала в принципе вполне достаточно классических оптических методов изучения веществ в шлифах, однако на рентгенограммах хорошо выявляются некоторые особенности строения оливиновых желваков, недоступные для исследования оптическими методами. Поэтому автором изучено два крупных ( $35 \times 30$  и  $20 \times 10$  мм) округлых желвака оливина оливково-зеленого цвета из кимберлита трубки Удачная. Оба они, подобно другим вкрапленникам оливина, оказались монокристаллами. Однако волнистое погасание в шлифе, мозаичное строение пятен лауэграммы и астеризм рефлексов, вызванные незначительной разориентировкой блоков, свидетельствуют о несовершенстве их структуры.

**Гранат.** Оптические методы непригодны для исследования однородности желваков граната из-за его изотропности. Поэтому с помощью рентгенографии изучено 19 желваков граната из трубок Мир, Удачная, Сытыканская и Загадочная. Все они являлись типичными гранатами второй генерации оранжево-красного цвета [74]. Размер изученных желваков преимущественно составлял 2—4 см, отдельные гранаты достигали 6—8 см в поперечнике. Кроме того, изучен один гранат фиолетового

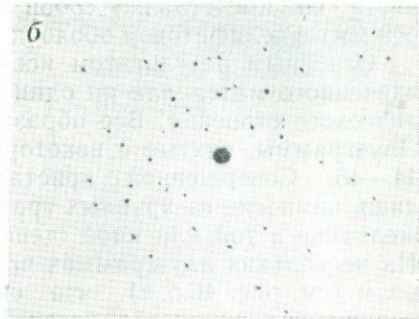
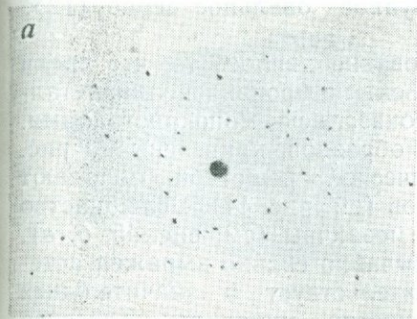


Рис. 44. Лауэграммы желвака граната с совершенной структурой, снятые в противоположных концах (а, б) пластинки (обр. 217/360, трубка Удачная)

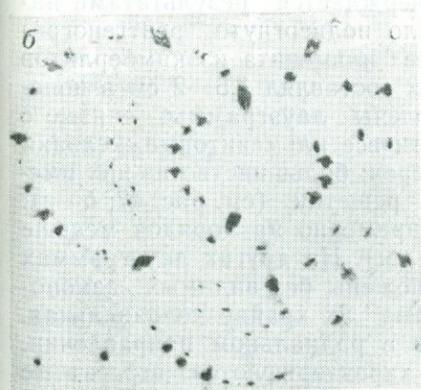
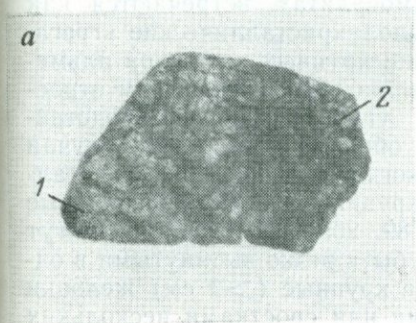


Рис. 45. Желвак граната с мозачной структурой (обр. Л-1, трубка Мир). а — внешний вид пластинки (нат. вел.), б, в — лауэграммы, снятые в точках 1 и 2 соответственно

цвета. Он представлял собой крупное овальное зерно ( $12 \times 9$  мм) в келифитовой оболочке.

Основным результатом исследования явилось то, что среди изученного материала ни один объект не проявил поликристаллического строения. Все образцы оказались монокристаллами. Лауэграммы, снятые с некоторых образцов, приведены на рис. 44—46. Совершенной кристаллической решеткой обладают лишь немногие из крупных гранатов (см. рис. 44). Большинство желваков в той или иной степени мозаичны (см. рис. 45, б, в). На нескольких лауэграммах чрезвычайно сильно выражен астеризм (см. рис. 46, б, в), что свидетельствует о значительных нарушениях в кристаллической решетке минерала. Качество структуры, как видно из приведенных лауэграмм, может изменяться в разных участках одного и того же желвака. Необходимо добавить, что по внешним признакам желваки граната с совершенной структурой неотличимы от монокристаллов со значительными дефектами решетки.

**Ильменит.** Строение ильменитовых желваков достаточно сложно. Установлено, что в кимберлитах встречаются как монокристаллические зерна, так и поликристаллические агрегаты. Однако при оптическом изучении крупных желваков ильменита в отраженном свете хорошо видно, что однородным строением обладают только небольшие угловатые зерна, представляющие собой обломки крупных образцов. Нередки случаи (особенно в крупных желваках), когда на фоне мелкокристаллического агрегата наблюдаются крупные, как бы порфиоровые выделения индивидов ильменита [89, 209]. Последние могут иметь изометричные очертания или быть резко вытянутыми в одном из измерений. Практически все крупные ( $>1$  см) желваки ильменита представлены агрегатами или сростками нескольких индивидов [37]. Этот вывод подтверждается результатами настоящего исследования. Всего было подвергнуто рентгенографическому изучению 14 желваков ильменита из кимберлитов трубок Мир и Удачная. Размер их составлял 1,5—2 см в поперечнике. На рис. 47 и 48 представлены лауэграммы, снятые с некоторых из этих образцов. Почти все ильменитовые желваки представлены агрегатом мелких зерен; большинство из них имеет совершенную кристаллическую решетку (см. рис. 47, б—г). Размер отдельных кристаллитов примерно на порядок меньше диаметра первичного пучка (0,75 мм). На других лауэграммах (см. рис. 48, б, в) рефлексы расположены без видимых закономерностей и сильно размыты, форма их крайне неправильная. Большинство рефлексов вытянуто в радиальном направлении. Такими особенностями рефлексов характеризуются агрегатные сростки, состоящие из крупных индивидов, незакономерно ориентированных друг относительно друга, со значительной степенью разориентировки блоков структуры. В отдельных случаях обнаружены лауэграммы, отвечающие явно монокристалличе-

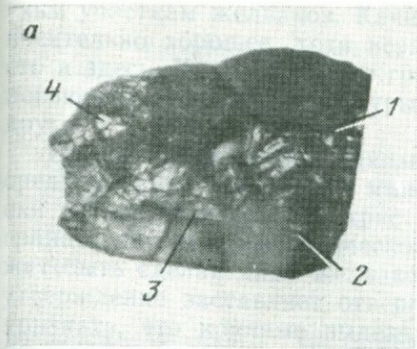
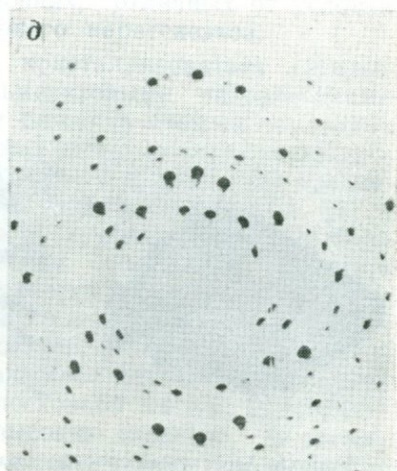
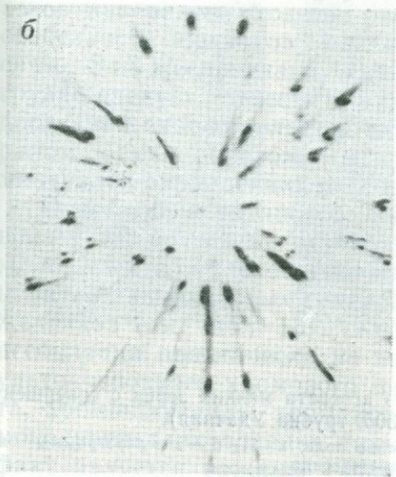


Рис. 46. Небольшой гранат с участками несовершенной структуры (Л-4, трубка Мир).

*a* — внешний вид пластинки,  $\times 1,5$ ; *б* — *д* — лауэграммы, снятые в точках 1—4 соответственно



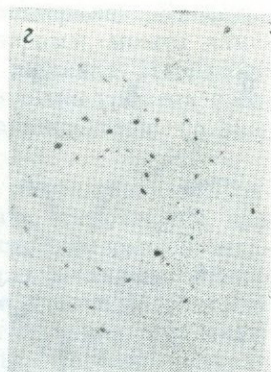
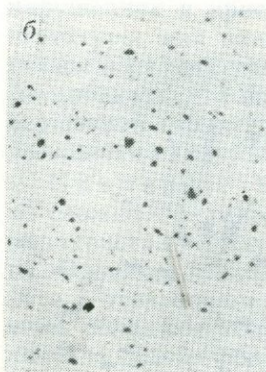
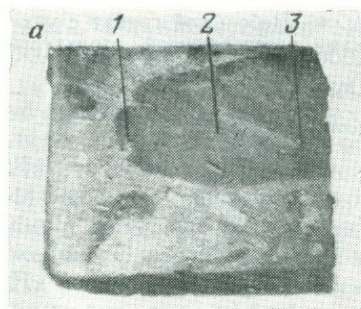


Рис. 47. Желвак ильменита, состоящий из агрегата мелких зерен с совершенной структурой (обр. 217/305, трубка Удачная).

*a* — внешний вид пластинки с ильменитом (темное поле,  $\times 1,5$ ); *б-г* — лауэграммы в точках 1—3 — соответственно

Ильменит  
 Желвак ильменита  
 Лауэграмма ильменита  
 Лауэграмма ильменита

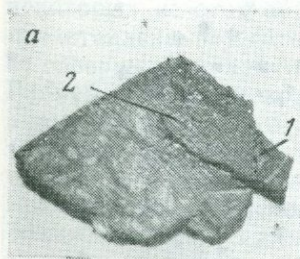


Рис. 48. Агрегатный сросток ильменита (обр. 203/458, трубка Удачная).

*a* — внешний вид желвака (нат. вел.); *б, в* — лауэграммы в точках 1 и 2 соответственно

ским участкам желваков. Качество пятен на таких снимках относительно хорошее, хотя незначительный астеризм имеет место и здесь. Как и в случае граната желваки с различной степенью сохранности структуры внешне не отличимы друг от друга.

Приведенные данные однозначно свидетельствуют о том, что среди крупных выделений минералов в кимберлите практически не наблюдается поликристаллических агрегатов оливина и граната. По данным оптического изучения такой же вывод может быть сделан для желваков пироксенов и флогопита. Это утверждение заставляет отвергнуть второе предположение и признать, что крупные выделения минералов являются производными первичного ультраосновного расплава. Наличие сростков минералов, сходство размеров последних, геохимические особенности желваков подтверждают их тесную генетическую связь. Эти же признаки свидетельствуют о том, что к данной группе следует отнести и пикроильменит, несмотря на то, что последний скорее является самостоятельной породой, чем минералом. Таким образом, мы приходим к титановой ассоциации минералов-вкрапленников [80, 109].

Отнесение к титановой ассоциации крупных желваков оливина [74], во всяком случае тех, которые имеют очень низкую железистость, мало обосновано. Железистость оливинов из ксенолитов ильменитовых гипербазитов выше, чем у большей части желваков (см. табл. 13). Кроме того, в минералах титановой ассоциации практически не наблюдается включений минералов ультраосновного хромового парагенезиса (фиолетового граната, хромшпинелида, хромдиоксида, алмаза), в то время как в монокристаллах оливина такие включения не редкость. Этот факт является важным свидетельством образования желваков оливина в существенно иных условиях, отличных от условий кристаллизации минералов титанового парагенезиса.

Из какого же расплава могли кристаллизоваться крупные вкрапленники? Одинаковый с ильменитовыми гипербазитами [13] набор минералов-желваков и близость свойств последних к свойствам минералов ильменитовых пород позволяют предположить их генетическое родство. Кроме того, сравнение среднего состава минералов ильменитовых гипербазитов (табл. 31) и аналогичных минералов-желваков из трубок Удачная и Мир (табл. 32) по данным опубликованным химических анализов показало их практически полную идентичность; отличаются несколько повышенной железистостью только минералы графических ильменит-пироксеновых сростков. Ильменитовые гипербазиты можно рассматривать в качестве конечного продукта дифференциации первичной ультраосновной магмы, кристаллизовавшейся все еще в условиях высоких давлений. В пользу первой части сделанного предположения говорят графические структуры ряда описанных в литературе ильменитовых периоди-

Средние содержания окислов ( $\bar{x}$ ) и их дисперсии ( $S$ )  
в минералах ксенолитов ильменитовых гипербазитов  
и пироксен-ильменитовых сростков

Окислы	1 (10)		2(4)		3(4)		4(7)		5(14)		6(3)	7(11)	8(5)		9(4)		10(4)	
	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$	$\bar{x}$	$S$
SiO <sub>2</sub>	41,53	0,59	40,18	0,76	56,66	1,14	54,57	0,67	0,41	0,55	54,24	54,63	0,96	0,57	56,20	1,11	0,06	—
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,68	0,05	0,02	0,21	0,10	0,45	0,17	50,84	3,21	0,36	0,41	49,16	1,05	0,26	0,07	52,29	2,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,73	1,79	0,01	0,03	1,20	0,71	2,81	1,09	0,41	0,30	2,08	2,70	0,72	0,30	1,14	0,85	0,66	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	1,75	0,06	0,03	0,20	0,15	0,76	0,66	1,22	1,44	0,20	0,07	0,38	0,25	0,04	0,05	0,34	0,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,55	—	—	—	0,10	—	0,86	—	13,85	2,62	2,28	—	13,21	3,57	—	—	—	—
	(2)				(1)		(1)		(6)		(2)							
FeO**	9,2	—	—	—	10,80	—	5,24	—	24,75	1,69	3,38	—	25,04	0,74	—	—	—	—
	(2)				(1)		(1)		(6)		(2)							
FeO***	10,81	1,84	12,28	3,01	6,75	—	4,58	1,23	33,78	7,19	5,48	5,75	—	—	8,89	0,92	35,88	4,14
	(8)				(3)		(6)		(8)		(1)							
MnO	0,30	0,11	0,14	0,05	0,14	0,04	0,12	0,07	0,25	0,08	0,17	0,12	0,26	0,07	0,16	0,01	0,23	0,03
MgO	19,17	1,70	47,66	2,25	32,90	1,92	16,98	2,08	11,04	2,77	17,33	17,71	9,82	1,37	32,40	0,38	10,85	1,56
CaO	4,84	1,55	0,04	0,02	0,80	0,25	16,46	2,23	—	—	17,69	16,89	—	—	0,85	0,26	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,30	0,10	2,40	0,73	—	—	1,55	1,70	—	—	0,13	—	—	—
															(2)			

\* и \*\* Только по анализам с раздельным определением Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO.

\*\*\* Все железо в виде FeO.

Примечание. В скобках — количество анализов. 1—5 — минералы ильменитовых гипербазитов (1 — гранат; 2 — оливин; 3 — ортопироксен; 4 — клинопироксен; 5 — ильменит), 6—10 — минералы ильменит-пироксеновых графических сростков (6 — клинопироксен, Якутия; 7 — то же, Южная Африка; 8 — ильменит из сростков с диопсидом, Якутия; 9 — ортопироксен, Южная Африка; 10 — ильменит из сростков с ортопироксеном, Южная Африка. Для составления таблицы использованы анализы из работ [13, 34, 45, 76, 77, 134, 171, 172, 193].

Средние содержания окислов ( $\bar{x}$ ) и их дисперсии (S)  
в крупных вкрапленниках минералов из кимберлитового цемента

Окислы	Оранжевый гранат (12)		Ильменит (17)		Моноклинный пироксен (8)		Ромбический пироксен (8)	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO <sub>2</sub>	41,64	0,85	0,47	0,23	53,78	0,73	56,33	0,83
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,27	48,13	2,45	0,28	0,13	0,20	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,86	0,97	0,26	0,26	3,02	0,66	1,16	0,43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	0,66	0,51	0,36	0,13	0,10	0,15	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,09	0,87	15,18	2,47	2,12	1,30	0,51	0,55
FeO	8,10	1,12	25,07	1,37	3,33	1,01	5,94	0,66
MnO	0,25	0,12	0,20	0,09	0,14	0,03	0,12	0,04
MgO	19,32	1,12	9,90	2,02	17,52	1,64	33,83	0,74
CaO	5,27	0,68	—	—	17,70	2,16	0,96	0,33
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	1,60	0,56	0,21	0,66
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,08	0,07	—	—

Примечание. В скобках — количество анализов. Для составления таблицы использованы анализы из работ [1, 13, 36, 88, 95, 108] и собственные данные.

титов [77, 108, 134, 171]', вероятно возникающие в результате раскристаллизации эвтектики [34, 166, 193]', а также повышенная железистость минералов последних, служащая, как известно, показателем степени дифференциации ультраосновных расплавов [212, 226]'. Определенные объемные соотношения клинопироксена и ильменита в графических сростках свидетельствуют о повышенных давлениях их образования [119, 197]'. Возрастающие железистости и накопление титана, алюминия, кальция и, по всей видимости, щелочей являются основной тенденцией эволюции глубинных ультраосновных расплавов, подтверждаемой изучением включений в гранатах кимберлитов и зональных гранатов последних. Резко повышенное количество указанных компонентов в ильменитовых гипербазитах, вероятно, свидетельствует о далеко зашедшем процессе дифференциации магм, из которых образовались эти породы, происходившем на мантийных глубинах. В то же время, поскольку ксенолиты ильменитовых пород не могут являться источником желваков, несмотря на близость составов, единственными реальными механизмами образования крупных выделений являются кристаллизация из той же магмы, которая дает ильменитовые гипербазиты, или суперсолидусное преобразование последних в условиях существования небольшого количества насыщенного летучими компонентами расплава, приводящее к формированию гигантских по размерам выделений минералов. Подробнее этот вопрос рассмотрен далее.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что крупные выделения минералов, образующих устойчивую ассоциацию в кимберли-

тах, являются монокристаллами, часто обладающими довольно совершенным внутренним строением\*. Эти особенности желваков, говорящие о длительности и стабильных условиях их роста, происходящего, судя по составу минералов и отсутствию алмазов в сростках с ними, в области термодинамической неустойчивости алмаза, находятся в резком несоответствии с алмазоносностью кимберлитовых пород: если бы совместная кристаллизация алмазов и минералов титановой ассоциации была возможна, представители последней должны были бы быть наиболее распространенным типом включений в алмазах. Этот факт наряду с отмеченными выше особенностями монокристаллов оливина заставляет поставить под сомнение классическую схему кимберлитообразования, суть которой состоит в последовательной раскристаллизации одной и той же порции магмы на разных уровнях [74, 90, 112]¹.

---

\* Подобная внутренняя структура желваков является реликтовой, так как последующие субсолидусные трансформации в условиях динамических нагрузок ведут к существенной разориентировке блоков структуры, фиксирующейся в виде волнистого погасания зерен, астеризма пятен рентнограмм и др.

**Современные данные по окислению алмазов.** Эксперименты по растворению алмазов в различных типах травителей проводились многими исследователями. Начиная с известных опытов Г. Розе, выполненных в 70-х годах прошлого столетия, подавляющее большинство таких работ, однако, не ставило целью выяснить условия устойчивости алмазов, а было направлено на воспроизведение искусственным путем всего разнообразия внешних форм природных алмазов и скульптур, покрывающих их грани, для решения вопроса о влиянии процессов растворения на морфологию алмазов, а также на исследование фигур травления, скорости травления отдельных граней и т. д. Эксперименты выполнялись чаще всего в расплавах щелочей или кислородных солей [20, 39, 84, 219] при различных температурах и атмосферном давлении. Основным их итогом явилось установление быстрой потери веса алмазом в таких расплавах при достижении определенной температуры. Попутно было выяснено, что алмазы травятся при нагревании в воздухе [10], а другие газообразные среды — кислород,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  — также воздействуют на алмаз при достаточно высоких ( $>900^\circ\text{C}$ ) температурах [164, 168, 218, 228].

Для целей настоящего анализа значительно более важны эксперименты по устойчивости алмаза в расплавах природных сред, в частности кимберлитов, и других близких по химизму к природным алмазосодержащим парагенезисом пород. Таких опытов ставилось значительно меньше. Вероятно, первой подобной попыткой является работа В. Люзи, выполненная в 1892 г. [65], в процессе которой произведено травление алмаза в расплаве кимберлита, причем кристалл корродировался. А. А. Кухаренко и В. М. Титова [48] исследовали поведение алмаза в расплаве уральского дунита. При температуре  $1100^\circ\text{C}$  в полуторачасовом опыте прозрачный додекаэдронд потерял 22,6% первоначального веса; это послужило основанием для весьма важного заключения о медленном окислении (горении), а не растворении алмаза, вероятно впервые сделанного именно в указанной работе. Взаимодействие алмаза с расплавленным кимберлитом при атмосферном давлении и температуре  $950^\circ\text{C}$  также вызвало потерю веса кристаллов [101] и их почернение [168].

Одним из последних экспериментов подобного рода было исследование равновесия системы оливин—алмаз [73]. Устойчивость природных и синтетических алмазов в присутствии оли-

вина исследовалась в трех сериях опытов: синтетический алмаз и фаялит; природный алмаз и оливин; природный оливин и синтетический алмаз. Основным итогом опытов явилось заключение о невозможности кристаллизации алмаза в природных силикатных системах в условиях верхней мантии, в частности неравновесность в природных условиях алмаза и оливина (?!), несмотря на то, что последний является одним из самых распространенных типов включений в алмазе, причем очень часто без всяких следов графитизации вокруг вростков. Не останавливаясь на детальном анализе работы, отметим, что последняя является ярким примером некорректного подхода к анализу условий неравновесности алмазов, в частности, из-за недоучета возможности окисления алмаза в ходе опыта, чем грешат и многие более ранние эксперименты.

Наиболее корректной с точки зрения постановки эксперимента выглядит недавняя работа Дж. Хэрриса и Э. Вэнса [182], в которой был исследован характер взаимодействия алмаза с кимберлитом при высоких температурах и варьирующем давлении. Указанные авторы провели две основные серии опытов: в условиях вакуума ( $10^{-4}$  мм рт. ст.) для удаления выделяющихся из кимберлита при нагревании газов, воздействующих, как отмечено выше, на алмаз при этих температурах, и при давлении 1 кбар в закрытой системе. В вакууме при нагревании до  $1600^{\circ}\text{C}$  свободная от кимберлита поверхность алмаза потемнела (графитизировалась); на контакте с кимберлитом образовалась черная пленка, состоявшая из графита и металлического железа, а грани кристалла покрылись кавернами. При 24-часовой обработке в вакууме самая низкая температура реакции кимберлит — алмаз составила около  $1000^{\circ}\text{C}$  для слюдяного кимберлита и  $1100^{\circ}\text{C}$  — для базальтоидного, что может быть приписано, на наш взгляд, только влиянию летучих ( $\text{H}_2\text{O}$ ); авторы делают очень важный вывод о том, что реакция идет только в присутствии расплава. Основным итогом экспериментов при давлении 1 кбар явилось то, что при температурах несколько ниже  $900^{\circ}\text{C}$  20-часовое нагревание алмазов в присутствии как сухих, так и влажных кимберлитов не оставило никаких следов воздействия на кристаллах, хотя раздувание капсул свидетельствовало об отделении летучей фракции кимберлита. При повышении температуры до  $1050^{\circ}\text{C}$  все алмазы протравились в присутствии кимберлита. Дальнейшее нагревание до  $1300^{\circ}\text{C}$  привело к частичному расплавлению кимберлита, более сильному отделению летучих и сравнительно быстрому и существенному повреждению поверхности кристаллов. Проведенные опыты, таким образом, доказывают, что алмаз может растворяться на глубине в условиях умеренного давления существенно водно-углекислой газовой фазы.

Серия работ, во многом способствовавших прогрессу во взглядах на устойчивость алмаза по отношению к различным

активным средам при варьирующих условиях и на механизм каталитического окисления алмаза, проведена в последнее десятилетие группой исследователей МГУ [46, 82, 83, 117]. В специально сконструированной установке они исследовали устойчивость алмаза в расплавах гидроокисей и карбонатов щелочных металлов при пропускании через установку различных газовых фаз: сухой  $\text{CO}_2$ , перегретого пара и др. Наиболее сильным реагентом, воздействующим на алмаз, оказался кислород воздуха. Скорость горения алмаза в воздухе при  $867^\circ\text{C}$  в 30 раз больше скорости разрушения алмаза в токе  $\text{CO}_2$  при  $884^\circ\text{C}$  и в 150 раз выше скорости окисления в перегретом водяном паре при  $871^\circ\text{C}$  [82]. Согласно полученным данным алмаз растворяется не в расплавах гидроокисей и карбонатов натрия и калия, или природных пород и минералов. Его травление может быть полностью объяснено окислительным действием кислорода воздуха, диффундирующего через расплав. В то же время весьма важно, что при пропускании через эти расплавы  $\text{CO}_2$  и паров воды также обнаружилась хорошая растворимость алмазов. В расплавах скорость растворения алмазов под влиянием  $\text{CO}_2$  оказалась меньше, чем при непосредственном воздействии газовой фазы. Наоборот, пары воды гораздо лучше растворяют алмаз в присутствии расплава, чем при прямом взаимодействии алмаза с  $\text{H}_2\text{O}$ . Ионы щелочных металлов положительно влияют на процесс окисления алмаза водяным паром и отрицательно — двуокисью углерода, причем резко преобладающей каталитической активностью характеризуется калий — ведущий щелочной элемент кимберлитов. Выяснилось также, что природа аниона не влияет на степень устойчивости алмаза и скорость его растворения [83]. Еще одним важным моментом явилось чрезвычайно медленное окисление алмаза всеми окислителями ниже  $600^\circ$ , скорость которого резко возрастала (почти на два порядка) с повышением температуры до  $770^\circ\text{C}$ . Скорость окисления зависит также от скорости диффузии  $\text{H}_2\text{O}$  через пленку жидкой КОН [46].

**Главные природные окислители алмаза и возможный характер их взаимодействия с алмазом.** Поле устойчивости алмаза на диаграмме состояния углерода располагается в области высоких давлений, измеряемых десятками кбар. Однако многочисленными экспериментами доказано, что в области неустойчивости алмаз устойчив к действию окислителей бесконечно долго вплоть до температур  $750\text{--}800^\circ\text{C}$  [10, 46, 182]. Этой особенностью, вызванной высоким значением энергии активации реакции графитизации алмаза, мы и обязаны сохранностью даже весьма древних алмазов на дневной поверхности. Более того, в инертных средах алмаз способен без ущерба выдерживать и гораздо более высокие температуры. Таким образом, для существования алмаза в природе губительны не столько вариации  $T$  и  $P$ , почти весь интервал которых алмаз успешно выдерживает, судя по

экспериментам, сколько действие различных окислителей, главными из которых являются кислород, вода и уголекислота [82]. Во всех трех окислителях уже при температуре около  $900^{\circ}\text{C}$  алмазы довольно быстро сгорают. Поскольку механизмы такого горения практически не учитываются в существующих петрологических моделях или же им придается второстепенное значение, необходимо рассмотреть возможное влияние этих окислителей на сохранность алмазов в случае их присутствия в потенциально алмазоносных расплавах.

Из основных природных окислителей алмаза наиболее сильным — кислородом, по всей видимости, можно пренебречь. Это заключение основывается на результатах экспериментальных данных и теоретических расчетов газовой-минеральной равновесий в природных и искусственных системах. Окисление алмаза в природных условиях является функцией температуры, давления и химического потенциала кислорода, точнее, его летучести ( $f_{\text{O}_2}$ ) в алмазодержащих системах и может осуществляться как под действием расплава, так и ассоциирующей газовой фазы. Так как эффект давления на изменение молярных объемов твердых фаз незначителен, вариации давления не оказывают существенного влияния на летучесть кислорода в рассматриваемых объектах. Так, изменение давления в интервале 0—10 кбар ведет к изменению летучести кислорода в замкнутой системе всего лишь в пределах единицы отрицательного логарифма этой величины [210], т. е. эффект давления в данном случае исчезающе мал и им можно пренебречь. Таким образом, температура является главной характеристикой, влияющей на потенциал кислорода в природных флюидах и расплавах, и данные по летучести кислорода природных систем, равновесных при высоких температурах и умеренных давлениях, пригодны для настоящего анализа. Для большинства природных расплавов, характеризующихся основным (базальтовым) составом, летучесть кислорода определяется в широком интервале температур кварц-фаялит-магнетитовым (QFM) буфером [169]. Достоверные находки алмазов в таких породах неизвестны, несмотря на значительные глубины заложения магматических очагов, производящих некоторые из подобных расплавов [22, 92]. Это совершенно естественно, так как элементарный углерод окисляется при летучести кислорода, определяемой буфером QFM при температурах, свойственных природным основным (и тем более ультрабазитовым) магмам ( $1000\text{--}1200^{\circ}\text{C}$ ). Алмаз, будучи более редокс-чувствительной фазой в сравнении с графитом, при значениях  $f_{\text{O}_2}$  выше определяемых буфером  $\text{C—CO—CO}_2\text{—O}_2$  [170], нестабилен уже при температурах  $900\text{--}950^{\circ}\text{C}$ , как показывают расчеты [123] и экспериментальные данные [46, 101, 182]. Метастабильность алмаза в этих условиях вряд ли возможна из-за ничтожной буферной емкости самого алмаза в сравнении со всей массой алмазоносного расплава. Таким образом, присутст-

ние в ряде ультраосновных ксеногенных парагенезисов многочисленных кристаллов алмаза, поскольку постулируется, что последние росли из расплава [65, 97], совершенно определенным образом характеризует глубинные ультрабазитовые магмы в отношении летучести кислорода:  $f_{O_2}$  в них должна быть исчезающе малой, значительно ниже аналогичной величины для широко распространенных базальтовых магм, и соответствовать интервалу значений, определяемых буферами магнетит-вюстит и вюстит-железо [169], тяготея к последнему. В таких условиях алмаз может сохраняться сколь угодно долго при любых температурах, возможных в верхней мантии вдоль кривой оцениваемого геотермического градиента. Сопутствующая алмазу флюидная фаза должна в этих условиях характеризоваться резко восстановленным составом газов, как это и принимается большинством исследователей [56, 106].

Таким образом, в качестве реальных окислителей алмаза можно рассматривать только воду и уголекислоту. Задача сводится к тому, чтобы установить, достаточна ли концентрация этих потенциальных окислителей в алмазодержащих системах и попадает ли алмаз в ходе глубинной эволюции последних в резко неравновесные условия. Как известно, растворимость воды в силикатных расплавах значительно выше растворимости уголекислоты [159, 213]. Поэтому в первом приближении можно считать, что при взаимодействии расплава и флюида, состоящего из  $H_2O$  и  $CO_2$ , характер распределения компонентов флюида между расплавом и паром описывается следующим образом: вода преимущественно входит в расплав, а уголекислота концентрируется в газовой фазе. Свободная уголекислота может быть мощным окислителем алмаза [82]. Однако данные по составу газовой фазы в глубинных породах [106] показывают, что уголекислота в глубинных флюидах в количественном отношении является резко подчиненным компонентом в сравнении с окисью углерода и углеводородами, что прямо связано с понижением летучести кислорода в верхней мантии. Поскольку реакция окисления алмаза в присутствии  $CO_2$  может осуществляться только так:  $C + CO_2 \rightarrow 2CO$ , высокое парциальное давление  $CO$  в присутствии незначительного количества  $CO_2$  должно прекратить взаимодействие, что следует из константы равновесия этой реакции. Однако не только это заключение, но и результаты недавних экспериментальных работ по устойчивости карбонатов в условиях, соответствующих предполагаемым в верхней мантии [141, 214, 239], не позволяют рассматривать уголекислоту в качестве важного потенциального окислителя алмаза. Оказалось, что в присутствии свободной  $CO_2$  на больших глубинах ассоциация магнетит + ортопироксен должна быть устойчива относительно ассоциации оливин +  $CO_2$  вдоль линии существующего геотермического градиента. Этот результат означает невозможность существования свободной уголекислоты в верхней мантии,

как предполагалось в ряде моделей (Дж. Бош, Х. Грин, Э. Роддер). Углекислота в последней должна присутствовать в области термодинамической устойчивости алмаза и при более низких давлениях (вплоть до 20—25 кбар) в виде карбонатов в субсолидусе и переходить в расплав при его появлении. Так как находок достоверно равновесных с другими минералами карбонатов в глубинных ксенолитах неизвестно, а в составе газовых включений в алмазах присутствуют лишь ничтожные количества  $\text{CO}_2$  [206], можно считать, что количество углекислоты в глубинных потенциально алмазонасных ультраосновных (но не базальтовых!) расплавах при их эволюции было весьма незначительно. Этот вывод подтверждают прямые количественные определения компонентов газовой смеси во многих глубинных парагенезисах из кимберлитов [56], продемонстрировавшие низкие суммарные содержания в них окисленных форм углерода. Таким образом, окисление алмаза углекислотой флюидной фазы, ассоциирующей с глубинными расплавами, невозможно, а то небольшое количество  $\text{CO}_2$ , которое может быть растворено в магме, тоже не должно взаимодействовать с алмазом из-за неосуществимости диффузии  $\text{CO}_2$  в недосыщенном расплаве. Сказанное делает весьма проблематичной возможность окисления алмаза углекислотой в относительно глубоких (свыше 80—100 км) частях верхней мантии.

Сходные проблемы возникают и при рассмотрении роли воды при окислении алмаза в глубинных условиях. Присутствие воды, как доказано в последние годы, является основным фактором, определяющим возникновение разнообразных магматических расплавов в верхней мантии. Роль воды в генерации глубинных магм исключительно велика из-за ее уникальной среди других природных соединений способности резко понижать температуру плавления водосодержащих систем; понижение может достигать нескольких сотен градусов. Ввиду высокой растворимости воды в силикатных расплавах последние в насыщенном состоянии при высоких давлениях могут содержать десятки весовых процентов  $\text{H}_2\text{O}$  [213]; однако природные расплавы в отличие от полученных экспериментально содержат, по-видимому, гораздо меньшие количества  $\text{H}_2\text{O}$ . Это прежде всего следует из теоретических соображений: присутствие больших количеств  $\text{H}_2\text{O}$  ведет к резкому изменению геометрии водонасыщенного солидуса, что делает невозможным перемещение богатых водой магм в область низких давлений [92]. Косвенно оценить количество воды в природных ультраосновных расплавах можно, приняв во внимание температуры гомогенизации расплавных включений в оливине меймечитов [92]. Полученные значения весьма высоки (1450°C). Близкие величины выявлены при гомогенизации расплавных предположительно первичных включений в оливине кимберлитов (данные И. В. Попивняка и автора). Привлекая данные о температуре ликвидуса сухих и водонасы-

щенных систем [16, 131, 165] и допуская аддитивность последней от количества  $H_2O$  в расплаве, можно примерно оценить количество воды в нем. Интерполяция дает значения в пределах 2—3 вес. %  $H_2O$ . Сходные величины содержания воды свойственны и меймечитовым расплавам [92], т. е. количество  $H_2O$  в них не могло быть велико (мольная доля  $\sim 0,1—0,15$ ). Несмотря на весьма приближенный характер этих подсчетов, они также позволяют заключить, что природные ультрабазитовые магмы резко недосыщены водой. При этом возникает вопрос о форме нахождения  $H_2O$  в расплаве. По-видимому, растворение ее в последнем частично сводится к реакции воды с мостиковыми ионами кислорода, причем возникают ионы  $OH^-$  [7], а частично — к термической диссоциации воды, в результате которой образующийся гидроксил связывается расплавом. Отражением этого процесса, видимо, является восстановленный характер газов в ряде глубинных пород, формирование которых происходило при повышенных количествах летучих [56, 106]. Резко недосыщенный в отношении  $H_2O$  характер природных ультраосновных расплавов делает маловероятной возможность взаимодействия водной составляющей этих расплавов с алмазами из-за невозможности существенной фильтрации сквозь них водосодержащего флюида, так как в выплавляющихся в стандартных условиях магмах трудно ожидать возникновение градиента концентраций  $H_2O$ , способствующего фильтрации воды даже через недосыщенные расплавы [106]. Окисление алмаза ассоциирующей флюидной фазой таких расплавов еще менее вероятно из-за осушенного характера последней ввиду невозможности одновременного существования в зоне магмообразования силикатного расплава и существенно водной газовой фазы.

Вместе с тем остается вполне реальной возможность окисления алмаза в поднимающихся магмах при постепенном насыщении их водой. Солидус насыщенного водой перидотита при достаточно высоких давлениях (30—35 кбар, что соответствует глубинам 100—110 км, или верхам волновода), по оценкам большинства исследователей [16, 131], превышает  $900^\circ C$ ; наличие во флюиде иных составляющих значительно повышает его температуру. Именно в таких условиях происходит быстрое разрушение алмаза [82]. Возрастание содержания воды в магме при перемещении ее в области пониженных давлений может быть обусловлено частичной кристаллизацией расплава, понижением его температуры и окислением ассоциирующего существенно водородно-метанового флюида [56, 71] при возрастании потенциала кислорода [106]. Последняя возможность, согласно имеющимся данным, широко осуществляется в верхах зоны низких скоростей (астеносферы) верхней мантии.

Таким образом, вода в первом приближении является единственным реальным потенциальным окислителем алмаза в природных условиях.

### Устойчивость алмаза в различных природных парагенезисах.

Из приведенного анализа возможностей окисления и сохранения алмазов со всей очевидностью вытекает, что в глубинных породах верхней мантии и «сухих» расплавах, формирующихся в зонах алмазообразования, алмаз должен быть равновесной формой углерода. Это касается большинства ультраосновных и основных парагенезисов, наблюдаемых в глубинных ксенолитах, что подтверждается многочисленными находками алмазов в различных типах последних. Вместе с тем из сказанного ясно также, что в области формирования минералов-вкрапленников титановой ассоциации и ильменит-флогопитовых пород алмаз неустойчив и должен быстро разрушаться. Об этом свидетельствует в первую очередь присутствие среди вкрапленников и минералов указанных ксенолитов ильменита и флогопита. Последний может кристаллизоваться из расплава только в условиях его насыщения водой причем температура образования флогопита заведомо выше температуры окисления алмаза в этих условиях [131], а тесная ассоциация флогопита с оливином, магнезиальным гранатом, ортопироксеном и субкальциевым клинопироксеном свидетельствует о том, что формирование минералов происходит из ультраосновных расплавов. Резко возрастающая при этом активность кислорода, также крайне неблагоприятная для сохранности алмаза в столь высокотемпературных условиях, фиксируется высоким содержанием трехвалентного железа в ильмените. По всей видимости, именно неустойчивость алмаза в условиях кристаллизации минералов титановой ассоциации объясняет отсутствие вростков указанного парагенезиса в алмазах, потому же представляется сомнительной первичная природа включений слюд. Поскольку минералы титановой ассоциации в ряде петрологических схем рассматриваются как производные глубинной кристаллизации кимберлитовой магмы, их присутствие в трубках автоматически накладывает запрет на алмазность кимберлитов. Последнее не отвечает действительности, поэтому становится понятной необходимость привлечения иного механизма генезиса кимберлитовых пород, объясняющего существование столь резко неравновесных образований.

Весьма сомнительна также возможность выплавления и дальнейшей миграции кимберлитовой магмы, как  $H_2O$  и  $CO_2$  — насыщенной системы [71, 128, 147]'. Летучих, заключенных в связанном состоянии в кимберлитовом цементе и выделяющихся при нагревании, вполне достаточно для насыщения аналогичного расплава даже при высоких давлениях и соответственно разрушения алмаза [182]'; кроме того, подвижность столь богатых флюидом магм, как указывалось, ограничена. Также очевидна невозможность присутствия больших количеств  $CO_2$  в мантии. Таким образом, сохранность алмазов требует совершенно иного первоначального состава кимберлитового цемента, в виде расплава зарождающегося в областях алмазообразования.

# УСЛОВИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБОК УДАЧНАЯ И МИР

## СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Современные геофизические модели строения верхней мантии, основывающиеся преимущественно на сейсмологических данных, описывают последнюю как гетерогенную систему. Специфической чертой верхней мантии во многих районах является существование астеносферы — зоны понижения скоростей прохождения сейсмических колебаний [24]. Эта особенность связывается многими петрологами и геофизиками (А. Рингвуд, П. Уайли, В. В. Белоусов и др.) с пластичностью вещества в астеносфере обусловленной существованием незначительного (1—10%) количества межзернового расплава. В континентальных областях кровля астеносферы приурочена в большинстве случаев к глубинам около 100 км; мощность зоны низких скоростей, подстилающей жесткую литосферу, составляет 100—150 км [3, 25]. Вещество верхней мантии и прежде всего астеносферы, находящееся в состоянии начального плавления, является, согласно широко распространенным взглядам, источником разнообразных магм главным образом основного состава, причем повышение степени плавления в общем случае ведет к образованию более недосыщенных SiO жидкостей [124, 192]. По-видимому, образование силикатных выплавов нельзя связывать исключительно с астеносферой, о чем косвенно свидетельствуют существование глубокофокусных землетрясений, очаги которых иногда залегают под подошвой зоны низких скоростей [3, 6], и многочисленные признаки плавления пород земной коры и верхов мантии; однако, несомненно, подавляющее большинство базальтовых магм в континентальных областях сформировалось и формируется именно в этой области верхней мантии. Возможность выплавления ультраосновных магм в современной астеносфере проблематична, так как для этого требуются весьма высокие (40—70%) степени плавления первичного вещества [124, 215]. В то же время в геологическом прошлом подобные условия имели место, что однозначно доказывается относительно широкой распространенностью ультраосновных коматитовых лав в раннедокембрийских зеленокаменных поясах. По всей вероятности, возможность генерации ультраосновных расплавов в древней астеносфере связана с высокими значениями «ископаемого» геотермическо-

го градиента, составом ассоциировавшей тогда с выплавками флюидной фазы и общими особенностями архейского магматизма и тектоники [55, 106]. Принцип необратимости развития земной коры и мантии [55] позволяет заключить, что астеносфера не может быть неисчерпаемым источником магм. К настоящему времени относительно легкоплавкая фракция удалена из верхней мантии под щитами, о чем свидетельствует отсутствие зоны низких скоростей в областях развития кимберлитов [99], т. е. в этих районах верхняя мантия «мертва» в отношении активного магмообразования. Естественно, так было не всегда, и присутствие огромных масс основных и ультраосновных пород в чехле древних платформ говорит о существовании процессов интенсивного магматизма в этих регионах в прошедшие геологические эпохи.

Другим признаком мощных процессов магмообразования в древней верхней мантии является современная ее вертикальная и горизонтальная дифференцированность. Об этом свидетельствуют результаты изучения глубинных ксенолитов в кимберлитах и базальтах. Основным типом реликтов вещества верхней мантии в кимберлитовых трубках являются ксенолиты дунитов и перидотитов, в большинстве случаев содержащих гранат. Среди перидотитов, в количественном отношении резко преобладают лерцолиты [53, 97, 193]. Особую разновидность представляют шпинелевые перидотиты, близкие по составу гранатсодержащим аналогам и являющиеся фацией меньших давлений по сравнению с последними [9, 93, 198]. Гораздо меньшим распространением пользуются ксенолиты разнообразных эклогитов и пироксенитов, а также ильменитовых гипербазитов. Уникально редкими являются ксенолиты алмазсодержащих гранатовых ультрабазитов, алмазоносных эклогитов и гранатовых верлитов. Наряду с различными типами широко представлены также мономинеральные выделения — мегакристаллы.

Перечисленные образования являлись основными компонентами верхней мантии Земли в момент формирования кимберлитов, и на их присутствии в трубках должны основываться наши представления о вертикальном строении ископаемой мантии в кимберлитовых провинциях. Наиболее глубинными из указанных пород, судя по распространенности включений в алмазах, являются гранатовые дуниты и гарцбургиты. Их барофильность подчеркивается находками алмазов в некоторых из таких ксенолитов. Эксперименты по синтезу высокохромовых гранатов, аналогичных по составу изученным в ряде ксенолитов дунит-гарцбургитового парагенезиса, дают возможность примерно оценить область устойчивости последних в верхней мантии. В природных условиях гранаты дунит-гарцбургитовой ассоциации содержат от 10 до 35% кноррингитового минала; во включениях гранатов в алмазах зафиксированы даже большие его количества, превышающие 50 мол. % [97, 208]. Предельное содержание кноррингита в синтезированных при 1200°C гранатах изменялось

с ростом давления от 3—4 мол. % при 25 кбар до 23—25 мол. % при 50 кбар. Наибольшие количества кноррингитовой молекулы входят в гранаты, искусственно полученные при 1300—1400°C и давлении 100 кбар: в этих условиях структура минерала растворяет 70—72 мол. % кноррингита [202]. Повышение температуры увеличивает растворимость хромового компонента в среднем на 1—2 мол. % на каждые 100°C [58]; отсюда ясно, что влияние температуры на растворимость кноррингита в гранате при допустимых значениях геотермического градиента в температурном интервале кристаллизации алмаза незначительно в сравнении с влиянием давления. Интерполяция экспериментальных данных на природные составы показывает, что хромсодержащие гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса устойчивы в диапазоне давлений от 40 до по крайней мере 75—80 кбар, что соответствует глубинам от 125 до 250 км. Первая цифра, видимо, и лимитирует минимальный предел устойчивости кноррингитсодержащих гранатов и соответственно верхнюю границу дунит-гарцбургитовой зоны в мантии. Для достоверного определения нижней границы зоны в настоящее время нет реперных данных, хотя с полным основанием можно утверждать, что дунит-гарцбургиты простираются по крайней мере до глубины 240—250 км. Указанная область почти полностью располагается в поле термодинамической стабильности алмаза, за исключением, может быть наиболее верхней части, так как включения хромовых малокальциевых гранатов в алмазах содержат обычно больше 15 мол. % кноррингита, что соответствует давлению свыше 40 кбар (более 125 км).

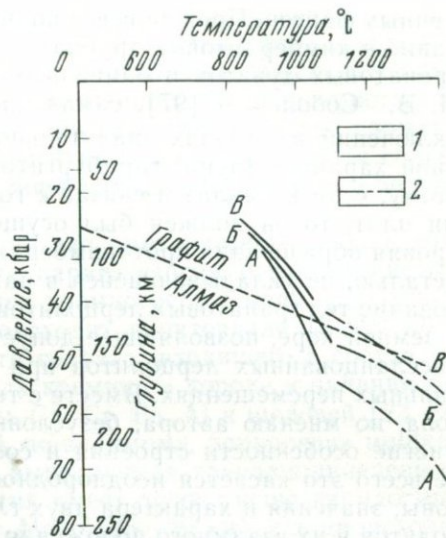
Согласно проведенным расчетам P—T-условий в верхней мантии и результатам изучения природных парагенезисов в кимберлитах, вышележащая область должна быть сложена гранатовыми лерцолитами. Наиболее достоверные оценки условий их равновесия получены с помощью дупироксенового термометра и анализа растворимости  $Al_2O_3$  в ортопироксене, сосуществующем с гранатом и клинопироксеном [150, 185]. По имеющимся данным, гранатовые лерцолиты устойчивы в широком диапазоне давлений и температур: для большинства изученных образцов указанные параметры колеблются в пределах 20—40 кбар и 900—1200°C [97, 133, 135]. Возрастание T в общем параллелизуется с ростом глубинности. Однако ряд ксенолитов лерцолитов характеризуется резко повышенными значениями T—1300—1400°C [140, 193], которые уже существенно превышают оцениваемую величину геотермического градиента для соответствующих глубин; поэтому далеко не во всех случаях высокие температуры равновесия лерцолитов можно рассматривать как результат особо глубинного их происхождения [97, 148]. На оценках глубинности гранатовых лерцолитов, полученных с помощью ортопироксенового барометра, сильно сказывается влияние дополнительных компонентов ( $CaO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $Na_2O$ ), не учитывавших-

ся при изучении искусственных систем [118, 237]. Влияние неопределенности, возникающей в этом случае, особенно чувствительно при выяснении равновесного давления глубинных ортопироксенов, содержащих минимальную примесь  $Al_2O_3$ . По-видимому, с этим связаны некоторые явно завышенные оценки условий P—T-равновесия гранатовых лерцолитов [193]. В свете имеющихся данных наиболее реально указанные выше давления равновесия для большинства гранатовых лерцолитов, соответствующие глубинам 60—125 км. Выделенная область почти целиком лежит вне поля устойчивости алмаза, и поэтому гранатовые лерцолиты практически не представляют интереса с этой точки зрения. Однако самые низы лерцолитовой зоны в верхней мантии могут располагаться ниже линии превращения графит — алмаз, что объясняет редкие находки включений лерцолитового парагенезиса в алмазах [97, 188] и даже отдельных алмазоносных ксенолитов [156, 204]. Температуры равновесия лерцолитов, ассоциирующих с алмазами, достаточно высоки (1150—1200°C), но относятся к самым низким, известным в области кристаллизации последних [97]. Таким образом, граница между дунит-гарцбургитовой и вышележащей лерцолитовой зонами носит характер постепенного перехода, видимо, с незначительным возрастанием в породах количества моноклинного пироксена при уменьшении глубинности и соответствующим изменением состава ассоциирующего граната.

В то же время зона гранатовых лерцолитов в момент ее прорыва поднимавшимися протокимберлитовыми расплавами имела неоднородное строение. Значительная часть ксенолитов лерцолитового парагенезиса в некоторых кимберлитовых трубках, в том числе в трубке Удачная, представлена рассланцованными, а не массивными разностями, описанными выше соответственно под названием порфириновых и полнокристаллических перидотитов. Установлено, что первые являются значительно более глубинными и высокотемпературными; наиболее четко это проявляется в повышении хромистости гранатов (до 50 мол. % Cr-компонента) и уменьшении кальциевости сосуществующих клинопироксенов [17, 97, 135]. В то же время рассланцованные лерцолиты обогащены рядом элементов, свойственных базальтовым выплавкам из ультраосновных модельных смесей (Fe, Ti, Ca, Al, щелочи, некоторые рассеянные и редкие элементы), т. е. легкоплавкой составляющей, в сравнении с более низкотемпературными массивными разностями [12, 137, 195]. Указанные особенности привели Ф. Бойда и П. Никсона к построению специфической модели верхней мантии в меловое время под Южной Африкой, согласно которой массивные полнокристаллические гранатовые лерцолиты вынесены из жесткой литосферы, лишенной легкоплавкой составляющей в период, предшествовавший извержению кимберлита, а рассланцованные — из подстилающей литосферу астеносферы, обогащенной базальтовыми компонентами. Поро-

Рис. 49. Условия равновесия ксенолитов полнокристаллических (1) и рассланцованных (2) гранатовых лерцолитов на  $P$ — $T$ -диаграмме.

А — по данным Ф. Бойда и П. Никсона [193]; Б — полные геотермы, исправленные по методу Б. Вуда и Ш. Банно [237]; В — положение геотермы, наиболее согласующееся с минералогическими наблюдениями, с учетом данных Дж. Акеллы [118]



ды, слагавшие соответствующие зоны в верхней мантии, находились в равновесии в интервалах давлений 40—50 и 55—70 кбар. Рассланцевание более глубинных перидотитов является результатом перемещения литосферной плиты по верхней кромке зоны низких скоростей (при распаде Гондваны); лерцолиты в процессе этого движения были разогреты более чем на 300°C. Отражением этого перегрева, по мнению Ф. Бойда [135], является излом ископаемой геотермы (кривой геотермического градиента на  $P$ — $T$ -диаграмме) и более крутой наклон ее глубинного сегмента (рис. 49). С плавлением лерцолитов связываются возникновение магматических очагов и формирование протокимберлитовой магмы [193, 200]. Таким образом, в первоначальной модели Ф. Бойда и П. Никсона область существования гранатовых лерцолитов является двухслойной, зональной и распространяется практически на всю астеносферу, до глубин 200—250 км. Столь высокие цифры основывались, однако, на определении давления кристаллизации рассланцованных лерцолитов по ортопироксеновому геобарометру [199], подвергнутому затем основательной коррекции [237]. Сказанное подчеркивается тем, что один из изученных перидотитов с графитом оказался внутри области стабильности алмаза, причем довольно далеко от фазовой границы [193]. Исправленные данные позволили существенно понизить рассчитанные величины—соответственно до 35—45 и 50—60 кбар [140]. Отметим, что и эти величины представляются завышенными на основании чисто минералогических соображений (как указано ранее, лерцолиты почти полностью должны располагаться вне области стабильности алмаза); поэтому в данные рис. 49 внесена еще одна возможная позиция ископаемой геотермы, более соответствующая наблюдаемым фактам и основывающаяся на ряде последних поправок к ортопироксеновому геобарометру [118]. Так же трудно согласиться с некоторыми сторонами модели Ф. Бойда и П. Никсона, резко противоречащими ряду установ-

ленных фактов. Прежде всего полностью игнорируется существование в кимберлитовых трубках наиболее глубинных ксенолитов гранатовых дунитов и оливинитов. Как справедливо отмечено Н. В. Соболевым [97], самая распространенная ассоциация включений в алмазах значительно более барофильна и имеет иной характер (дунит-гарцбургитовый, а не лерцолитовый); поэтому, если катаклиз связан с горизонтальными перемещениями плит, то он должен был осуществляться значительно выше уровня образования протокимберлитовых очагов. Другой важной деталью, не укладываемой в рамки модели, является существование тел гранатовых лерцолитов с аналогичными структурами в земной коре, позволяющее допустить вероятность образования рассланцованных лерцолитов при вертикальных, а не горизонтальных перемещениях. Вместе с тем модель Ф. Бойда и Л. Никсона, по мнению автора, безусловно, правильно интерпретирует многие особенности строения и состава верхней мантии. Прежде всего это касается неоднородности ископаемой лерцолитовой зоны, значения и характера двух главных типов гранатовых лерцолитов и их взаимного положения в вертикальном разрезе. Порфиновые перидотиты действительно имеют «недоплавленный» характер, будучи обогащенными рядом базальтовых компонентов. Их парциальное плавление, по-видимому, могло служить источником основных расплавов для базальтового вулканизма, сменяющего во времени кимберлиты в ряде областей классического кимберлитобразования, тогда как при плавлении полнокристаллических гранатовых лерцолитов образуются только пикритовые жидкости [193]. В связи с этим не выглядит далеким от действительности предположение о том, что порфиновые перидотиты могут быть недоплавленными продуктами преобразования первичного вещества мантии (пиролита), еще не успевшими полностью утратить базальтовую составляющую. В то же время состав минералов некоторых из таких ксенолитов свидетельствует о значительной глубинности подобных пород, хотя с их плавлением и нельзя связывать образование протокимберлитовых магматических очагов. Существующая информация, таким образом, позволяет заключить, что порфиновые перидотиты представляли важный компонент верхней части ископаемой астеносферы, подстилавшей жесткую литосферную плиту, сложенную остаточными полнокристаллическими породами [140, 193]. Вместе с тем из факта присутствия в трубках ксенолитов дунит-гарцбургитового парагенезиса вытекает, что к моменту кимберлитобразования древняя мантия уже была дифференцирована настолько, что невозможно постулировать существование однородного слоя до подошвы астеносферы. Порфиновые перидотиты не являются наиболее глубинными образованиями в кимберлитах и не могут быть существенно алмазоносными. Их локальное распространение в якутских кимберлитах (преимущественно в трубках Далдынского района) говорит об отсутствии сплошной

зоны такого состава в верхней мантии по крайней мере во время кимберлитобразования, т. е. ископаемая астеносфера в этот момент в верхней своей части состояла из «примитивных» порфировых гранатовых лерцолитов, перемежавшихся с полнокристаллическими «остаточными», а ее нижняя часть была сложена преимущественно дунит-гарцбургитами; последние могли содержать блоки недоплавленных порфировых лерцолитов в верхах зоны их устойчивости.

При дальнейшем повышении гипсометрического уровня гранатовые лерцолиты сменяются парагенезисом с глиноземистым хромшпинелидом варьирующей хромистости. Смена гранатовых лерцолитов шпинелевыми происходит в интервале 18—22 кбар в зависимости от железистости граната, входящего в состав лерцолитов, величины потенциала кремния в породе и наличия ряда примесей, в первую очередь Ca, Cr, Fe, Al и щелочей [23, 38, 198]; к области этих давлений, по-видимому, приурочена мощная зона переходного характера, выполненная гранат-шпинелевыми породами [17]. Верхняя мантия имеет существенно перидотитовый состав вплоть до раздела Мохо (35—40 км), где происходит резкая смена шпинелевых лерцолитов базитовыми образованиями коры, в первую очередь коровыми эклогитами, эклогитоподобными породами и гранулитами.

Приоксеновая термометрия и барометрия аналогичным образом позволяет установить условия равновесия для ксенолитов гранатовых, гранат-шпинелевых и шпинелевых пироксенитов. Распределение компонентов в минералах многих пироксенитов сходно с теми же характеристиками минералов перидотитов; это свидетельствует об одинаковых P—T-условиях равновесия, т. е. о выносе пироксенитов с тех же глубин, что и разнообразных лерцолитов. Ввиду редкости подобных ксенолитов в кимберлитовых трубках очень мало вероятно существование не только сплошной пироксенитовой зоны в верхней мантии, но даже относительно больших объемов этих пород. Более правдоподобным выглядит нахождение гранатовых, гранат-шпинелевых и шпинелевых пироксенитов в виде небольших линз в зонах лерцолитов соответствующей фациальной принадлежности.

Весьма немногочисленны данные для оценки области устойчивости гранатовых верлитов. Присутствие верлитового типа парагенезиса среди включений в алмазах однозначно свидетельствует, что эта ассоциация устойчива выше 40—45 кбар при температурах 1100—1300°C. Однако характер хромитов в ряде ксенолитов верлитов [97] показателен для меньших давлений. Данных для достоверного определения минимальных давлений, стабильности гранатовых верлитов в настоящее время недостаточно; характер парагенезисов и эксперименты [17] свидетельствуют, что равновесное P постепенно снижается по мере уменьшения кальциевости гранитов. Чрезвычайная редкость ксенолитов гранатовых верлитов, как и в случае пироксенитов свидетель-

ствует об отсутствии самостоятельной зоны такого состава в верхней мантии; гранатые верлиты могут быть разбросаны в виде маломощных тел в области сочленения дунит-гарцбургитовой и лерцолитовой зон, а также в пределах нижней части последней.

Еще более сложно оценить  $P - T$ -условия формирования эклогитовых ассоциаций. Это объясняется почти полным отсутствием достоверных геобарометров для основных составов, устойчивых в пределах эклогитовой фации. Если типичные эклогиты хорошо отделяются от эклогитоподобных пород, стабильных в земной коре, на основании минерального состава, то выделение обособленных субфаций по давлению в пределах обширной группы эклогитовых составов (кроме наиболее высокобарических) не представляется возможным. В собственно эклогитах химизм граната и пироксена, так же как и состав самих пород, изменяется чрезвычайно широко, свидетельствуя о сильных вариациях равновесных условий их образования. В то время как для оценки температуры кристаллизации (или перекристаллизации) конкретных эклогитовых парагенезисов существуют более или менее достоверные методы, основанные на характере распределения компонентов между сосуществующими гранатом и пироксеном, определение давления указанным способом плохо обосновано экспериментально. Достоверными индикаторами давления в эклогитах являются только алмаз и коэсит. Присутствие их в ксенолитах эклогитов однозначно свидетельствует о том, что последние при температурах  $1150 - 1300^\circ\text{C}$  находились в равновесии при давлениях свыше  $45 - 50$  кбар в первом случае и  $35 - 38$  кбар — во втором. Однако алмазоносные эклогиты принадлежат к числу наиболее редких ассоциаций в кимберлитах, а коэситовые вообще найдены в единичных образцах [229]; поэтому выделение эклогитов значительной глубинности иногда производится на основании дополнительных минералогических признаков высокого давления — примеси  $\text{K}_2\text{O}$  в клинопироксенах и  $\text{Na}_2\text{O}$  — в гранатах [97]. Нижняя граница устойчивости эклогитовых парагенезисов в любых условиях отвечает давлениям не свыше  $15 - 20$  кбар, при которых в базальтовых ассоциациях в зависимости от состава исчезает плагиоклаз, более того, ввиду сильного влияния парциального давления воды в поровом флюиде на стабильность эклогитов они сохраняются в сухих условиях и при значительно более низких давлениях уже в пределах земной коры [23]. Таким образом, эклогиты могут быть устойчивы в колоссальном диапазоне давлений, охватывающем весь интервал существования затронутых «кимберлитовым опробованием» пород. В верхней мантии они присутствуют, по всей вероятности, в виде небольших линз и блоков. К этому выводу приводят не только редкость эклогитовых ксенолитов в кимберлитовых трубках, но и соображения о необходимости гравитационной устойчивости верхней мантии [23, 92].

Наконец, практически отсутствуют однозначные экспериментальные свидетельства, позволяющие судить о глубине и температуре равновесия ильменитовых парагенезисов. Прежде всего следует отметить факт существования алмазоносных ильменитовых пород [45, 76], доказывающий их устойчивость при давлениях, превышающих 40—45 кбар. Вместе с тем наиболее распространены в кимберлитах такие ксенолиты ильменитовых перидотитов, особенности минералов которых (повышенная железистость и низкая хромистость граната, высокое содержание  $Al_2O_3$  в ортопироксене, присутствие флогопита в качестве равновесной фазы, высокий коэффициент окисления железа в ильмените и др.) свидетельствуют о гораздо более низких давлениях равновесия, свойственных области верхней мантии, целиком располагающейся слева от кривой полиморфного перехода графит — алмаз на диаграмме состояния углерода. Некоторые существующие оценки, говорящие о чрезвычайной глубинности (более 100 кбар, или 300 км) ильменитовых перидотитов [77, 154, 225], на наш взгляд, весьма далеки от действительности. Так, гранаты, состав которых предполагался в качестве исходного для обычных в кимберлитах ильменит-пироксеновых сростков [225], не имеют ничего общего с гранатами, распространенными в виде включений в алмазах всего мира. Кроме того, направленность кристаллизации глубинных ультрабазитовых магм, выявленная при изучении зональных гранатов [97], свидетельствует о постепенном накоплении  $TiO_2$  в расплаве по мере развития процесса, начиная с очень небольших количеств окисла. Наконец, структуры, характерные для упомянутых сростков, распространены в многофазных ксенолитах ильменитовых перидотитов, происхождение которых из расплава не вызывает сомнений. С другой стороны, вряд ли отвечают действительности предположения о небольших давлениях ( $< 15$  кбар) при кристаллизации ильменитовых гипербазитов [34], так как в этом случае последние были бы в числе наиболее обычных глубинных пород не только в кимберлитах, но и в щелочных базальтоидах, в которых ильменитовые перидотиты практически не встречаются [17].

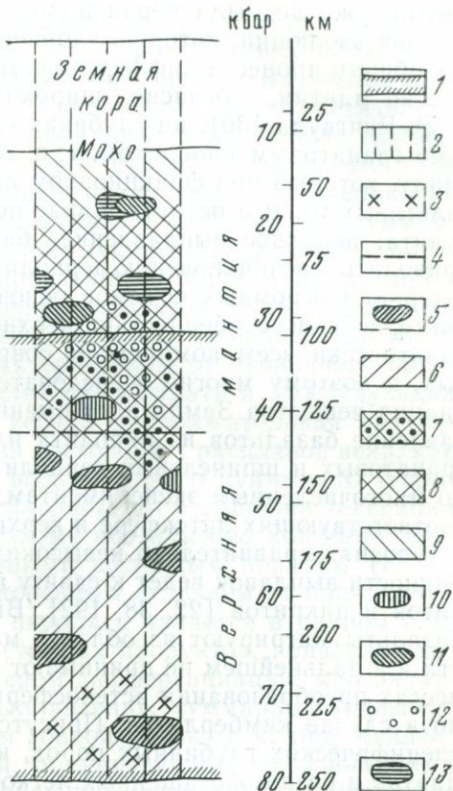
На основании ряда особенностей состава минералов (высокая магнезиальность граната, иногда содержащего до 2,5 вес. %  $Cr_2O_3$ , значительные температуры равновесия субкальциевых пироксенов, распространенных в парагенезисе с другими фазами, и глиноземистость ортопироксена, свидетельствующая о промежуточных давлениях) и соображений, изложенных в предыдущих разделах, можно думать, что ильменитовые перидотиты должны были быть наиболее распространены в самых верхних частях ископаемой астеносферы, т. е. быть равновесными при 35—40 кбар. В сходных условиях (38 кбар) были получены эвтектические сростки ильменита и клинопироксена, структурно аналогичные природным [166]. Остроумный анализ параметров образования ильменитовых парагенезисов проведен Ф. Бойдом и

П. Никсоном [193]. Для рассмотрения хода их рассуждений вернемся к диаграмме Р—Т-условий происхождения лерцолитов (см. рис. 49). Первоначально построенный тренд изменения Р—Т-условий кристаллизации последних не был непрерывным: в области перегиба геотермы наблюдался разрыв кривой (как по температуре, так и по давлению), вызванный отсутствием среди изученного материала соответствующих составов. Этот интервал, соответствующий области верхней мантии мощностью 15—20 км, характеризуется следующими параметрами: 1050—1175°C и 50—55 кбар, определяя глубинность заданной области в 160—180 км. Чрезмерные давления и в этом случае связаны с некорректностью использованного ортопироксенового геобарометра; новые данные [118, 237] позволяют с гораздо большей достоверностью, обсуждавшейся выше, приписать указанному интервалу значение  $40 \pm 3$  кбар (115—135 км) при сохранении температур, приведенных Ф. Бойдом и П. Никсоном. Естественно, что все сделанные оценки не вполне точны. Дальнейшие экспериментальные исследования, безусловно, приведут к коррекции абсолютных величин, однако вряд ли есть основания полагать, что существенно изменится относительное расположение сегментов геотермы. Поэтому очень важно, что двупироксеновые парагенезисы с ильменитом, изученные указанными исследователями, расположились в области перегиба последней, свидетельствуя тем самым о месте собственной кристаллизации.

Именно к этой области приурочено и образование многочисленных вкрапленников титановой ассоциации. Это мнение, базирующееся на идентичности составов большинства вкрапленников и аналогичных минералов ильменитовых перидотитов, дает основания для выделения в верхах астеносферы зоны существенно ильменитовых пород и ассоциации мегакристов, объединяющей практически в полном объеме титановую ассоциацию вкрапленников. Последующее детальное изучение ксенолитов и мегакристов из кимберлитов Сибири и Южной Африки позволило уточнить химический и минеральный состав указанной зоны. Так был заполнен разрыв на перегибе геотермы, что дает основания утверждать, что в области существования ильменитовых парагенезисов присутствовали и рассланцованные гранатовые лерцолиты. Оказалось также, что температурный интервал кристаллизации мегакристов изменяется в более широких пределах по сравнению с ильменитовыми перидотитами: 1100—1400°C, что может быть связано только с кристаллизацией из глубинных расплавов. Кроме того, выявилась определенная вертикальная зональность верхней части астеносферы, предполагавшаяся ранее рядом исследователей для некоторых редких и рассеянных элементов [5, 21], уже в отношении распределения петрогенных окислов [193], и связанная с ней минералогическая зональность [140], согласно которой наиболее глубинными мегакристами являются субкальциевые высокомагнезиальные диопсиды, менее глубинными —

Рис. 50. Схема строения мантии Земли в районах развития кимберлитового вулканизма.

1 — верхняя и нижняя границы древней астеносферы (интерполяция по сейсмологическим данным); 2 — зона повышенной проницаемости в земной коре и верхней мантии; 3 — предполагаемая область зарождения первичных магматических очагов; 4 — линия равновесия графит — алмаз; 5 — линзы алмазоносных эклогитов; 6 — гранатовые дуниты; 7 — гранатовые лерцолиты, порфириновые; 8 — гранатовые лерцолиты, полнокристаллические; 9 — шпинелевые лерцолиты; 10 — гранатовые верлиты; 11 — различные эклогиты без алмазов; 12 — предполагаемая область кристаллизации ильменитовых перидотитов и минералов титановой ассоциации, 13 — различные пироксениты



ильменитсодержащие мегакристы и нодулы и наименее барофильными — парагенезисы с участием флогопита. Казалось бы, редкость ксенолитов ильменитовых перидотитов по аналогии с пироксенитами и эклогитами говорит о том, что эти породы не должны быть распространены широко в мантии, однако обилие минералов титановой ассоциации, являющихся наиболее обычными вкрапленниками в кимберлитовом цементе, по нашему мнению, предполагает другое объяснение.

Вышеприведенные данные положены в основу рис. 50, графически отображающего вероятное строение верхней мантии кимберлитовых провинций в момент кимберлитообразования. Представленная модель в целом соответствует уже имеющимся в литературе схемам [17, 152, 193, 200]; расхождения касаются главным образом положения ильменитовых и флогопитовых парагенезисов, иногда помещаемых в разрезе мантии на неоправданно высокие гипсометрические уровни [34, 97]. Кроме того, наша модель служит основой для рассмотрения проблемы генезиса кимберлитов.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО МАГМО- И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Чрезвычайное разнообразие глубинных ксенолитов в кимберлитовых трубках с несомненностью говорит о том, что к моменту образования кимберлитовых тел состав и строение верхней

мантии уже не были первичными, а явились результатом длительной эволюции, которую удобнее всего рассматривать в рамках общего процесса дифференциации вещества Земли. Прото вещество мантии, согласно широко распространенной модели А. Э. Рингвуда [30], на глубинах свыше 100 км было представлено гранатовым пиrolитом, т. е. соответствовало такому материалу, который при фракционном плавлении давал 20—40% базальтовых магм и остаток в виде перидотита (гарцбургита) или дунита; неполное выплавление базальтовой фракции должно приводить к возникновению лерцолитовых реститов. Возможность генерации огромных объемов основных расплавов является характернейшей особенностью верхней мантии, подтверждаемой практически всем комплексом современных геологических данных, и поэтому многие исследователи признают, что дифференциация вещества Земли идет именно таким путем. Однако выплавление базальтов из пиrolита или сходных с ним по составу гранатовых и шпинелевых лерцолитов в сухих условиях согласно многочисленным экспериментам возможно лишь на глубинах, соответствующих литосфере и верхним частям астеносферы, т. е. в условиях сравнительно невысоких давлений. Возрастание глубинности выплавки ведет к сдвигу их составов в сторону нефелинитов и пикритов [22, 38, 192]. Выплавившиеся недосыщенные базальты мигрируют из области магмообразования к поверхности и в дальнейшем не принимают существенного участия в процессах преобразования астеносферного слоя. Не так обстоит дело в случае кимберлитов. Присутствие в последних ксенолитов специфических глубинных пород, имеющих характер дифференциатов и резко обогащенных легкоплавкими и отчасти летучими компонентами, прежде всего ильменитовых перидотитов, является, на наш взгляд, доказательством процесса внутримантийного (внутриастеносферного) преобразования первичного вещества верхней мантии. Этот тип дифференциации по существу начал рассматриваться в петрологических моделях лишь в самое последнее время [21, 52, 130, 193]. Важнейшим свидетельством двух независимых путей дифференциации вещества Земли является существование двух самостоятельных типов реститовых пород: полнокристаллических гранатовых лерцолитов, резко обедненных базальтовыми компонентами [137, 195] и образующихся при генерации из исходных пиrolитовых составов основных магм, и высокохромистых дунит-гарцбургитов, служащих признаком значительно более глубинных процессов дифференциации, осуществляющейся по совершенно иной схеме. Повышение давления в последнем варианте в известной мере аналогично повышению степени плавления и в безводных системах способствует дальнейшему прогрессивному уменьшению основности образующихся из пиrolита выплавки. Наличие воды в зонах выплавления действует в противоположном направлении, способствуя появлению магм, обогащенных кремнеземом (ввиду сохранения

инконгруэнтного характера плавления энстатита), кальцием, алюминием и некоторыми другими элементами [16, 131, 191]. Однако можно считать весьма вероятным резко восстановительный, «сухой» режим глубинных флюидов на первых этапах развития земной мантии\* [106]. Присутствие протогенетических кристаллических вростков в минералах даже наиболее глубоких из изученных ксенолитов позволяет предполагать, что доля расплава при глубинном плавлении была достаточно велика по отношению к твердому остатку. Из сказанного ясно, что суммарный эффект чрезвычайно большой глубины заложения магматических очагов, сухости формировавшихся магм и повышенных степеней парциального плавления исходного вещества должен был приводить к образованию жидкостей, незначительно отличающихся по химическим характеристикам от первичного пиролита. Отделение таких жидкостей от субстрата и последующая постепенная и, по-видимому, весьма продолжительная внутри-астеносферная дифференциация восходящих расплавов вела, как и по схеме А. Э. Рингвуда, к возникновению дунитового (гарцбургитового) рестита, уже бесплодного в отношении генерации легкоплавких жидкостей, и резкому обогащению конечных продуктов элементами, свойственными щелочным породам (K, Ti, P, Al, Ca, TR и др.). Однако коренным отличием от популярной модели частичного плавления пиролита является в данном случае присутствие ряда промежуточных продуктов, появление которых обуславливается характером дифференциации: многократным повторением процесса выплавления, суммарно сходным с широко известным механизмом зонной плавки и крайне медленным перемещением жидкостей, обменивающихся компонентами с породами, незначительно отличающимися по составу. Эволюция состава пород и образование соответствующих зон в верхней мантии происходят в следующем порядке: дунит-гарцбургит-лерцолит-верлит-ильменитовый перидотит, причем верлиты могут выпадать как из последовательности процесса, так и из генеральной зональности; глубинная дифференциация, таким образом, способствует появлению ильменит-флогопитовых пород в верхах астеносферы, т. е. возникновению ее вертикальной зональности. Предложенная схема отчасти уже обсуждалась в литературе [21, 140, 183] и находит прямое подтверждение в результатах исследования зональных гранатов из трубки Мир [31]. Параллельно с глубинной дифференциацией на более высоких уровнях могло происходить частичное плавление пиролита с образованием обычных базальтовых жидкостей, что должно было в

\* Косвенным показателем сухости выплавлявшихся магм может служить длительность развития глубинных ультраосновных расплавов [31, 97]: насыщенные водой магмы не могут свободно передвигаться из области магомобразования и при незначительном понижении давления должны немедленно кристаллизоваться [92].

конце концов привести к формированию литосферы, сложенной «остаточными» перидотитами. Причины такого обширного переплавления неясны, но могут быть связаны с повышенным теплотоклом на начальных стадиях эволюции Земли [6, 55].

Лерцолиты, генерирующиеся по схеме глубинной дифференциации, по-видимому, по своим химическим характеристикам должны быть аналогичны порфиловым перидотитам и содержать повышенное количество базальтовых компонентов (Si, Al, Ca) при пониженной магнезиальности [137, 195]. Они должны быть способны давать при частичном плавлении некоторое количество базальтовой магмы, чем отличаются от «истощенных» полнокристаллических гранатовых лерцолитов, слагающих литосферу и плавящихся с образованием пикритов [193]. Дальнейшая эволюция, осуществляющаяся уже по обычной схеме А. Рингвуда [30], ведет к превращению «недоплавленных» порфиловых лерцолитов в остаточные полнокристаллические.

Результаты изучения зональных гранатов и редкость ксенолитов верлитов в кимберлитах, а мелких обломков их минералов — в концентратах обогащения свидетельствуют, что преобразование глубинного вещества далеко не всегда шло с образованием верлитов. Проблема сводится к тому, что ортопироксен перестает быть субликвидусной фазой в соответствующих системах. Причины этого в целом пока не ясны, хотя отсутствие верлитов в одних случаях и присутствие в других может быть связано с окислением ассоциирующего флюида. Эксперименты Д. Эгглера [159] показали, что при кристаллизации в системе  $Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O-CO_2$  в сосуществующем чисто водном флюиде повышается растворимость  $SiO_2$ , что способствует возрастанию основности кристаллизующегося расплава, т. е. повышению доли выделяющегося оливина относительно ортопироксена. По мере уменьшения содержания воды в паре содержание растворенных компонентов в нем приближается к стехиометрии расплава, что связано, по-видимому, с конгруэнтным характером растворения энстатита в безводном флюиде. Поскольку эволюция глубинных магм, бесспорно, развивается сопряженно с эволюцией сопутствующей флюидной фазы, относительно позднее положение верлитов в магматической «колонке» может быть связано с постепенным окислением «сухого» глубинного флюида [56, 106], при котором восстановленные формы газов переходят в  $H_2O$  и  $CO_2$ . При этом надо допустить, что доля воды относительно  $CO_2$  во флюиде достаточно высока, что приведет к исчезновению энстатита на ликвидусе природных перидотитов, содержащих небольшое объемное количество ортопироксена [131, 141]; там, где роль последнего повышена, верлиты образовываться не будут.

Внешние зоны зональных гранатов по составу соответствуют гранатам ильменитовых перидотитов, что служит веским подтверждением предлагаемой схемы. Так как модель образо-

вания верлитов из расплавов лерцолитового состава требует наличия ассоциирующей флюидной водосодержащей фазы, становится неизбежен вывод о том, что расплав к этому моменту насыщается  $H_2O$ . Ввиду геометрии водонасыщенного солидуса магма теряет способность к существенному дальнейшему перемещению [92], и образование верлитов поэтому должно быть тесно связано во времени и пространстве с кристаллизацией ильменитовых перидотитов. Отсадка верлитов ведет к резкому обеднению остаточного расплава магнием, отчасти хромом и кальцием и способствует существенному накоплению титана, железа, алюминия. На наш взгляд, ильменитовые перидотиты содержат также повышенные количества некоторых элементов, названных по аналогии с базальтами некогерентными [22]. К ним относятся К, Р, некоторые редкие, рассеянные и радиоактивные элементы. С нашей точки зрения, вхождение этих элементов (кроме Ti) в решетки основных минералов гранатовых дунитов и перидотитов затруднено кристаллохимическими причинами. Поэтому, если даже исходные породы и не содержали ощутимых количеств некогерентных элементов, постепенная дифференциация приведет к их резкому накоплению в остаточном расплаве. Причины обогащения последнего титаном обсуждались ранее. Раскристаллизация остаточных порций магмы осуществлялась, вероятно, в верхах древней астеносферы, причем завершали ее графические ильменит-пироксеновые сростки. Здесь же, по всей видимости, происходило окончательное окисление ассоциирующего флюида, о чем свидетельствует широкое распространение в ильменитовых парагенезисах флогопита. Последний является характернейшим минералом ильменитовых гипербазитов наряду с ильменитом, определяющим облик этих пород. Его присутствие прежде всего указывает на насыщенность расплава водой и существенно водный характер флюидной фазы [131]; о том, что отношение  $CO_2/H_2O$  в последней мало, говорит также стабильность ильменита. Предполагаемое окисление флюида, по-видимому, вызвано повышением парциального давления  $O_2$  в верхах астеносферы, которое фиксируется резким возрастанием количества  $Fe_2O_3$  в ильмените характеризующих ассоциаций.

Многие типы эклогитов хорошо укладываются в рассмотренную схему дифференциации. Ксенолиты эклогитов в кимберлитовых трубках по данным экспериментов могут быть продуктами частичного плавления «остаточного» (по А. Э. Рингвуду) гранатового перидотита [38, 224]. Начинаясь на глубинах 80—100 км, этот процесс, вовлекающий преимущественно гранат-клинопироксеновую фракцию, приведет к возникновению пикритов. Более тугоплавкая оливин-ортопироксеновая составляющая остается в виде дунита или гарцбургита. Фракционная кристаллизация пикрита при высоких давлениях даст биминеральные эклогитовые аккумуляты [217]. Действительно в неко-

торых эклогитах из трубки Мир гранаты обладают ярко выраженным идиоморфизмом. Однако происхождение эклогитов, резко отличающихся по химизму от ликритов, в частности высоконатровых и высокоглиноземистых, представляет трудную проблему; поэтому ряд исследователей предложили модель образования эклогитов «сверху», путем погружения в мантию блоков континентальной коры [6, 23, 92]. Существующие данные, по-видимому, свидетельствуют о реализации при образовании эклогитов обоих предлагающихся механизмов.

С присутствием эклогитов в верхней мантии может быть тесно связано происхождение пироксенитов. Предпосылкой для такого заключения является резкая неравномерность составов гранатовых перидотитов и эклогитов в верхней мантии при условиях, отвечающих кривой рассчитанного геотермического градиента, и переходный между ними характер пироксенитов. Правда, распространенность включений в минералах глубинных ксенолитов, где дупироксеновый парагенезис с участием граната имеет как будто эвтектическую природу, может служить свидетельством в пользу кристаллизации пироксенитов из перидотитовых расплавов после сброса оливина. Однако особенности состава таких вростков резко отличают их от минералов пироксенитов. Кроме того, общий химический характер пироксенитов тяготеет к эклогитовому, а не перидотитовому типу [97], что, по нашему мнению, с большей вероятностью свидетельствует о контактово-метасоматическом происхождении пироксенитов при взаимном обмене веществом перидотитов и эклогитов в условиях высоких давлений и температур. Сказанное, естественно, не позволяет рассматривать ксенолиты пироксенитов в кимберлитах в качестве реликтов первичного вещества верхней мантии, так же как и существенного компонента последней.

По всей видимости, весьма необычен способ образования крупных выделений минералов титановой ассоциации. Возможность их кристаллизации из кимберлитового расплава отвергается на основании анализа термодинамических условий происхождения [140, 193]. Аналогичный набор и сходство составов минералов ильменитовых гипербазитов и вкрапленников титановой ассоциации позволяют предполагать их образование из одной и той же среды в близких термодинамических условиях; однако мало вероятно, что одна и та же магма могла параллельно произвести многоминеральные парагенезисы и кристаллы необычно крупного размера с аналогичным составом в одном глубинном очаге. Поэтому формирование ильменитовых перидотитов и желваков титановой ассоциации, по-видимому, происходило в разное время. Пока неясно, осуществлялась ли полная раскристаллизация расплавов, возникающих в процессе внутримантийной дифференциации, и, как следствие, — исчезновение астеносферы, или в верхних частях последней сохра-

нялся все же интерстициальный расплав. Существование ксенолитов ильменитовых перидотитов позволяет утверждать, что по крайней мере в каких-то участках верхов зоны низких скоростей расплава не было. Более того приуроченность излияний основных магм на древних платформах только к определенным периодам, видимо, может говорить о том, что и астеносфера, и отделяющиеся магмы возникали эпизодически, что может быть связано с вариациями интенсивности тепловых потоков во времени [6, 25, 55]. Таким образом, вполне вероятно, что глубинная дифференциация заканчивается образованием зональной верхней мантии (по схеме, изложенной в предыдущем разделе) на месте древней астеносферы. Последующий разогрев приведет к переходу в жидкую фазу в первую очередь легкоплавкой части наиболее низкотемпературной системы, каковой и являются ильменитовые перидотиты. Возникающий расплав служит на первых порах барьером для дальнейшего проникновения тепла в литосферу; это может быть причиной излома геотермы, фиксируемого по составам пироксенов гранатовых лерцолитов [140, 148, 193]. Плавление начинается на стыках нескольких зерен и межзерновых поверхностях [124, 205], что приводит к дезинтеграции полнокристаллических ильменитовых перидотитов. Отмеченные выше особенности структуры монокристаллов титановой ассоциации и их величина указывают на спокойную тектоническую обстановку их роста и длительность последнего; именно такие условия характерны для ассоциации дезинтегрированных ильменитовых перидотитов с небольшим количеством интерстициального расплава в верхах астеносферы; присутствие жидкой фазы способствует свободному росту зерен до гигантских размеров. Отметим, что большие массы вещества, находящиеся в состоянии начального плавления, квазустойчивы, и необходим эффективный стабилизирующий механизм. А. Э. Рингвуд считает, что таким механизмом может служить присутствие в расплаве  $H_2O$ . В условиях, рассмотренных этим исследователем [30], межзерновой расплав насыщен  $H_2O$ ; это позволяет предполагать, что алмаз здесь будет неравновесной фазой (температуры порядка  $1000^\circ C$  и высокий потенциал кислорода) и за короткое время должен окислиться.

Таким образом, в кимберлитовых провинциях можно наблюдать продукты двух различных направлений дифференциации вещества верхней мантии Земли. При реализации первого из них, выглядящего сейчас достаточно определенно, из пиrolита на сравнительно небольших глубинах выплавляются различные базальтовые жидкости, изливающиеся затем на поверхность. Второе направление — внутриастеносферное, результаты которого можно видеть только в вулканических аппаратах чрезвычайно глубинного заложения. Его характерные особенности — зарождение первичных расплавов из того же пиrolита в подошве древней астеносферы, высокая степень плавления исход-

ного вещества, длительная медленная эволюция восходящих расплавов, приводящая в конечном счете к возникновению необычных ильменитовых и флогопитовых пород. Это направление дифференциации характерно только для устойчивых областей, которым присущи длительность и непрерывность развития в спокойном геодинамическом режиме, а в итоге — значительная мощность литосферы, особые характеристики вещественного состава верхней мантии и резкая ее неоднородность [6, 17, 30, 97]. По мнению автора, первое направление в общем случае не является продолжением второго, хотя иногда (при плавлении порфирировых лерцолитов) это и возможно; доказательством является возникновение базальтовых магм уже на первых этапах геологической истории. В это время, по-видимому, базальты выплавлялись на относительно высоких уровнях [55], создавая литосферу по схеме А. Э. Рингвуда [30]. Современное строение верхней мантии древних платформ обусловлено комбинацией обоих процессов в геологическое время.

### О ГЕНЕЗИСЕ КИМБЕРЛИТОВ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ИХ МИНЕРАЛОГИИ

Полученные результаты и их обсуждение вместе с анализом литературных данных показывают в полной мере сложность происхождения кимберлитовых пород и находящихся в них минералов и в то же время позволяют уточнить существующие представления об их генезисе. При разработке схемы зарождения и развития глубинных ультрабазитовых расплавов, сформировавших кимберлитовые породы, в первую очередь необходимо иметь в виду характерные особенности кимберлитов, которые должны быть положены в основу любой концепции. На наш взгляд, эти особенности следующие.

1. Двойственная природа кимберлита — серпентин-кальцитовый цемент и широкий ряд минералов высоких давлений и температур, заключенный в нем, плюс двойственность химических характеристик породы. Кимберлиты, как известно, обладают признаками и ультраосновных, и основных щелочных пород [56, 152].

2. Резко различный абсолютный возраст основной массы, с одной стороны, и глубинных ксенолитов, а также минералов-вкрапленников, с другой, плюс различные изотопные характеристики главных элементов кимберлита [62, 86, 105, 121, 125, 126, 142, 186, 190, 203].

3. Алмазонасность кимберлитовых пород.

Кроме главных признаков необходимо учесть также следующие факты:

а) согласно расчетным и экспериментальным данным алмаз является равновесной фазой при сверхвысоких давлениях и высоких температурах, а в области его термодинамической неустойчивости под действием окислителей происходит быстрое растворение алмаза; поэтому вынос минерала из глубин должен в общем случае происходить достаточно быстро, в геологическом смысле мгновенно, чтобы алмаз не успевал сколь угодно существенно разрушиться;

б) в кимберлитах присутствуют первичные минералы трех главных глубинных ассоциаций: хромовой, эклопитовой и титановой, причем алмазы парагенетически связаны с первыми двумя;

в) большинство минеральных ассоциаций, известных в кимберлитах, не связано с алмазами парагенетическими соотношениями и кристаллизуется при более низких термодинамических параметрах.

Из сказанного следует, что основными проблемами являются происхождение кимберлитового цемента и его тесная пространственная сопряженность с разнородными глубинными образованиями. Отвечающие современному уровню знаний гипотезы образования кимберлитовых пород, рассматривающие эти вопросы, сводятся по существу к четырем основным системам взглядов. Первая объясняет возникновение кимберлитового расплава с помощью механизма зонной плавки [183]. В процессе подъема магмы, выплавляющейся на глубинах около 600 км (состав ее не уточняется), главные компоненты первичного расплава не претерпевают существенного изменения из-за буферирующего влияния мантийного вещества, которое согласно этой гипотезе имеет стандартный состав, но происходит резкое обогащение расплава некогерентными (остаточными) элементами, свойственными кимберлиту. По достижении области относительно низких давлений этот расплав начнет кристаллизоваться, причем процессы фракционирования и накопления летучих приведут к возникновению кимберлитовой магмы. Представления о решающей роли механизма зонной плавки в генезисе кимберлитов и калиевых базальтов были подвергнуты критике [4, 152]. В качестве контраргументов были выдвинуты соображения о невозможности объяснения ряда вещественных характеристик кимберлитов с помощью указанного процесса. К этому добавим, что предполагаемая глубина образования первичных расплавов не отвечает данным, имеющимся для глубинных ксенолитов; кроме того, установлено, что верхняя мантия в момент кимберлитообразования была уже резко дифференцирована, что также затрудняет интерпретацию кимберлитов как продуктов зонной плавки.

Совершенно иной механизм обогащения кимберлитов некогерентными элементами предлагает гипотеза мантийного кислотного выщелачивания [56]. Согласно взглядам Б. Г. Лутца,

кимберлитовая магма выплавляется на глубине 150—200 км как жидкость щелочного калиевого базальтоида, причем отделения последней от рестита не происходит; в результате часть рестита в виде ксенолитов перидотитов выносится на поверхность, что обуславливает промежуточность кимберлита между ультрабазиитами и базальтами и двойственную природу последнего. Сопутствующая флюидная фаза, имеющая резко восстановительный характер, обладает высокой кислотностью и, реагируя с прорываемыми породами мантийного субстрата, извлекает из них элементы с наиболее выраженными щелочными свойствами, благодаря чему расплав приобретает кимберлитовые характеристики. Гипотеза Б. Г. Лутца лишена многих недостатков, присущих гипотезе зонной плавки. Самым слабым ее местом является исходное положение о выплавлении из перидотита магмы состава калиевого базальта: эксперименты свидетельствуют о совсем ином составе выплавов из распространенных в кимберлитах ксенолитов перидотитов [131, 192, 193].

Одной из наиболее популярных является гипотеза, которую можно назвать «остаточной»; частично она уже рассмотрена при анализе происхождения эклогитов. Повторим, что согласно этой гипотезе процесс плавления гранатовых лерцолитов приведет к возникновению пикритовых жидкостей и дунит-гарцбургитового рестита. Фракционная кристаллизация пикрита даст эклогитовые кумулаты и серию бедных  $\text{SiO}_2$  остаточных расплавов, которые будут иметь характеристики кимберлитов [217, 224]. Очень привлекательным в этой гипотезе выглядит естественное объяснение тесной ассоциации ксенолитов и цемента. Основной проблемой представляется то, что исходные гранатовые лерцолиты слишком бедны некоторыми компонентами кимберлита (K, Ti, P,  $\text{H}_2\text{O}$  и др.); кроме того, эклогиты в этой схеме являются «родственными», что противоречит данным абсолютной геохронологии [105, 186, 203].

Механизм, свободный от недостатков «остаточной» гипотезы, предложен Дж. Б. Доусоном [152], который в качестве исходного вещества рассматривал флогопитсодержащий гранатовый перидотит. Плавление последнего при высоких давлениях прямо ведет к возникновению протокимберлитовой магмы [152, 161], так как флогопит является концентратором многих элементов, появление которых в кимберлите трудно объяснить иначе. Однако флогопит в ксенолитах гранатовых перидотитов скорее всего является вторичным минералом; в случае его первичной природы в области кимберлитобразования он должен был бы быть одним из наиболее распространенных включений в алмазах [17].

Рассмотренные гипотезы не лишены слабых мест. Кроме того, они гораздо полнее отражали бы процессы формирования кимберлитовых пород, если бы наряду с происхождением глубоких ксенолитов и кимберлитового цемента рассматривали так-

же генезис минералов-вкрапленников в последнем, однако этого, как правило, не делается. Все же из вышесказанного ясно, что современные петрологические модели трактуют кимберлитовую магму как результат плавления вещества верхней мантии и последующего преобразования выплавки (одним из четырех разобранных способов). Ксенолиты выносятся расплавом, формирующим в итоге кимберлитовый цемент, из зон соответствующего состава в верхней мантии, а минералы-спутники алмаза являются отчасти результатом дробления ксенолитов, а отчасти — продуктом кристаллизации кимберлитового расплава. Последнее положение и является, по мнению автора, общим слабым местом почти всех современных представлений о происхождении кимберлитовых пород. Как отмечалось выше, в кимберлите присутствуют три основные ассоциации глубинных вкрапленников — хромовая, эклогитовая и титановая, причем последняя, не связанная непосредственно ни с какими типами ксенолитов и рассматриваемая нами как результат суперсолидусной перекристаллизации ильменитовых перидотитов, выдвигается в большинстве существующих моделей в качестве характерного продукта глубинной кристаллизации кимберлитовой магмы [90, 108, 112]. Особенности строения и состава минералов титановой ассоциации в последнем случае создают трудную для объяснения проблему. Выше указывалось, что присутствие вкрапленников титановой ассоциации практически накладывает запрет на алмазоносность кимберлитов. Действительно, рассматривая вкрапленники всех упомянутых ассоциаций как результат последовательной раскристаллизации одной и той же порции кимберлитовой магмы, мы неизбежно приходим к выводу, что в период образования минералов титановой ассоциации алмазы в случае их нахождения в первичном расплаве длительное время подвергнутся окислению в резко неравновесных условиях. Поэтому распространенность в алмазоносных кимберлитах вкрапленников титановой ассоциации требует реализации специфического механизма генезиса этих пород, обеспечивающего их алмазоносность.

В. С. Соболев считает, что «...магма со значительным количеством кристаллов... очень быстро поднималась по глубоким трещинам». И «...сохранение алмазов от полного растворения, а также от графитизации, по-видимому, связано с быстрым подъемом магмы...». Кристаллизация крупных желваков минералов титановой ассоциации, таким образом, вступает в явное противоречие с алмазоносностью кимберлита. В то же время предполагается, что «...очаги ультраосновной магмы оживлялись несколько раз и на первых этапах с ними было связано образование гипербазитовых интрузивов, которые затем прорывались при быстром движении новых порций магмы в новых геологических условиях» [91, с. 12].

Идея о многостадийном развитии кимберлитовых пород пред-

ставляется автору несомненно правильной. На наш взгляд, алмазы выносятся к дневной поверхности расплавом, не подвергавшимся существенной дифференциации, т. е. расплавом, из которого не кристаллизовались не только вкрапленники титановой ассоциации, но и вообще минералы-спутники алмаза; иначе говоря, минералы титановой ассоциации являются такими же ксеногенными по отношению к кимберлитовому цементу, как и вкрапленники хромовой и эклогитовой ассоциаций, а также глущинные ксенолиты.

Основным постулатом схемы генезиса кимберлитов, предлагаемой нами для обсуждения, является двухэтапность их образования [52]. При этом на первом этапе происходит кристаллизация всего разнообразия глубинных парагенезисов, ныне наблюдаемых в кимберлитовом цементе в виде ксенолитов, в рамках общего процесса глубинной (внутриастеносферной) дифференциации вещества мантии Земли. Реализация этого процесса ведет к возникновению неоднородности верхней мантии, прежде всего астеносферы, в соответствии со схемой, обсуждавшейся в предыдущем разделе (дунит-гарцбургит → перцолит → перлит → ильменит-флогопитовый перидотит). Последние порции глубинных расплавов, кристаллизующиеся в кровле астеносферы и резко обогащенные щелочами, титаном, железом, летучими и рядом некогерентных элементов, уже не содержат алмазов. Формированием ильменитовых перидотитов завершается первый этап глубинного минералообразования, по существу подготавливающий основу для последующего кимберлитообразования. На втором этапе, отделенном от первого значительным промежутком времени, достигающим сотен миллионов лет, происходит зарождение новых порций глубинных расплавов, прорыв последними вышележащих астеносферных и литосферных слоев и вынос к поверхности всей совокупности прорванных пород в виде ксенолитов; из расплавов второго этапа формируется в конце концов кимберлитовый цемент. Алмазы попадают в кимберлитовые тела с этими новыми порциями глубинных расплавов, по-видимому использующих для продвижения ослабленные зоны, в результате чего они могут чрезвычайно быстро достигать дневной поверхности, и алмазы поэтому не успевают сколько-нибудь существенно разрушиться.

Предлагаемая схема хорошо согласуется с комплексом современных данных по геологии кимберлитов: автору пока неизвестны факты, противоречащие изложенной концепции. Наоборот, в последнее время появились доказательства правильности исходных посылок гипотезы, полученные при определении абсолютного возраста некоторых вкрапленников титановой ассоциации (флогопит, гранат, клинопироксен). Оказалось, что желваки значительно древнее, чем вмещающий их кимберлитовый цемент [62, 86, 126, 142], и, следовательно, не могут быть производными одного расплава; о том же свидетельствуют и изо-

топные данные [125]. Еще более противоречит классическим взглядам со времени П. Вагнера и А. Ф. Уильямса, связывавшим кристаллизацию алмазов с кимберлитовой магмой, недавнее определение изотопных характеристик свинца сульфидных вростков в алмазах Южной Африки и вмещающих эти алмазы кимберлитов [190]: резко различный изотопный состав и колоссальный разрыв во времени их образования прямо указывают на ксеногенность по отношению к кимберлиту уже самих алмазов.

Характер и пути формирования продуктов первого этапа глубинной кристаллизации рассмотрены в двух предыдущих разделах, поэтому ниже необходимо остановиться на некоторых проблемах образования кимберлитового цемента. Прежде всего необходимо установить, на каких максимальных глубинах зарождаются протокимберлитовые расплавы. Так как алмаз и кноррингитовый гранат из обнаруженных в кимберлитах минералов являются наиболее барофильными [97, 108, 202], и нам неизвестны фазы больших глубин — в трубках не встречены достоверные примеры оливин-шпинелевого, пироксен-ильменитового и других превращений высоких давлений, — решить этот вопрос можно, используя данные по распространенности включений в алмазах. Существующая информация позволяет сделать вывод, что основная масса алмазов связана с ультраосновными парагенезисами, носящими существенно дунитовый характер; следовательно, очаги протокимберлитовых расплавов закладываются именно в этом слое верхней мантии, на глубинах, определяемых максимальным содержанием кноррингитовой молекулы в гранатах дунит-гарцбургитового парагенезиса (свыше 250 км). Поэтому большинство алмазов происходит из пород подобного состава, а последние являются наиболее глубинными образованиями, выносимыми на дневную поверхность протокимберлитовой магмой. Такое заключение подтверждается редкими находками в некоторых трубках ксенолитов высокохромистых гранатовых дунитов и гарцбургитов, иногда с алмазами. Дунит-гарцбургиты являются ярко выраженными реститовыми породами, состоящими почти полностью из оливина ( $Fa=6-8\%$ ), поэтому образующийся высокомагнезиальный расплав должен быть близок по своим химическим характеристикам к исходному субстрату. Некоторое накопление кремнезема, алюминия и кальция в магме все же происходит за счет преимущественного плавления граната и ортопироксена. Содержание указанных компонентов должно возрасти, если плавление происходит выше зоны дунит-гарцбургитов, что, видимо, имеет место при образовании неалмазоносных кимберлитов. Однако в любом случае отделяющийся горячий ультраосновной расплав по химизму очень далек от составов, приписываемых кимберлитовой магме [35, 128, 147, 152, 239]. Степень плавления субстрата, по-видимому, значительна, так как количество алмазов в кимберлитовом цементе (следовательно, расплаве) неизмеримо выше, чем

в алмазоносных ксенолитах, даже с учетом возможности их дробления. Плавление может быть вызвано тремя главными причинами: накоплением летучих, снижающих термостойкость минералов в зоне магмообразования, внезапным снятием давления или повышением температуры в последней. Единственным компонентом, резко понижающим температуру плавления в глубинных силикатных системах, является вода [92]. Поэтому, на наш взгляд, плавление в данном случае нельзя связывать с подтоком летучих, так как присутствие алмазов требует сухости образующихся магм. Модели, трактующие алмазосодержащий протокимберлитовый расплав как газо- и водонасыщенную систему, не выглядят достоверными также в свете результатов определения газовой составляющей глубинных пород [56, 106]. Менее определена в появлении выплавок роль понижения давления, хотя отсутствие видимых геологических причин и чрезвычайно высокотемпературный характер расплавов косвенно свидетельствуют против такой возможности. Таким образом, появление протокимберлитовых очагов наиболее вероятно связано со значительным повышением температуры. Причины этого в общем не ясны, хотя предполагается, что разогрев может быть вызван подъемом с больших глубин горячих диапиров [160, 238], причем роль последних в генезисе кимберлитов, возможно, исключительно велика, так как они не только стимулируют выплавление магмы, но и прокладывают ей путь через жесткую литосферу [4, 148]. Представляется, что алмазы уже существовали в зоне выплавления, поскольку их кристаллизация в кимберлитовой магме выглядит маловероятной [52, 66, 190]. Так образуется сухая, резко ультраосновная, насыщенная алмазами магма, содержащая немногочисленные остатки алмазосодержащего субстрата. Высокая температура расплава способствует его подвижности и обогащению компонентами вышележащих пород — продуктов первого этапа глубинной кристаллизации.

Признаки растворения включений убедительно свидетельствуют о процессах ассимиляции протокимберлитовой магмой близких по составу пород верхней мантии. Отделившийся расплав мигрирует в зону лерцолитов. Как показано в разделе, посвященном генезису включений в оливине, характер взаимодействия магмы и прорываемых пород определяется температурой этого существенно оливинового расплава, превышающей точки плавления граната и обоих пироксенов, т. е. становятся неизбежными дезинтеграция и частичная переработка лерцолитов. Так, по-видимому, можно объяснить относительную редкость ксенолитов с высокохромовым гранатом в кимберлитах. К этому этапу эволюции протокимберлитового расплава, вероятно, приурочена кристаллизация первых выделений магнезиального оливина, захватывающих включения минералов дезинтегрированных дунит-гарцбургитов и лерцолитов, т. е. первых вкрапленников собственно кимберлитового этапа глубинного минера-

лообразования (оливин первой генерации, по А. П. Бобривичу и др.). То, что большинство вростков обнаружено в оливине с низкими показателями преломления (см. рис. 30), как раз и свидетельствует, что захват включений осуществлялся преимущественно на первых стадиях развития протокимберлитовых расплавов, пока магма имела достаточный запас тепла, превышавший скрытую теплоту плавления ассимилируемых силикатов. Поднимающийся расплав взаимодействует не только с лежчолитами, но и с прочими породами отличного состава, такими, как верлиты, широксениты и эклогиты. Понятно, что объемы перерабатываемых пород не должны быть очень большими, так как это противоречило бы сохранению высоких температурных характеристик и вело к раскристаллизации расплава; соотношение ассимилированных пород и первичной магмы, на наш взгляд, хорошо описывается соотношением гранатов различных ассоциаций, включенных в алмазы.

Ассимиляция перечисленных пород изменяет состав первичного расплава в сторону дальнейшего накопления относительно легкоплавких петрогенных компонентов, но далеко не на столько, чтобы он стал близким к конечному кимберлиту, что ясно из сопоставления средних составов соответствующих пород [56, 97]. Кимберлитовый характер восходящий расплав приобретает, на наш взгляд, только в верхах астеносферы, в зоне ильменит-флогопитовых пород, после захвата значительных объемов вкрапленников титановой ассоциации и сосуществующего с ними интерстициального расплава. Именно здесь ультрабазитовая до этого жидкость становится кимберлитовой, резко обогащаясь щелочами, титаном, фосфором, водой и другими редкими и рассеянными элементами, придающими кимберлитам столь противоречивый характер. В этом заключается особый характер зоны ильменит-флогопитовых пород в генезисе кимберлитовой магмы.

Подобная схема подтверждается результатами расчетов (табл. 33). В графах 7 и 8 приведены средние составы кимберлита из трубки Удачная, пересчитанные на сухое ультраосновное вещество (карбонатизация и серпентинизация отнесены к аутометаморфическим процессам). Для этого из анализов исключены  $H_2O$  и  $CO_2$  с соответствующим количеством  $CaO$ . Из табл. 33 видно, что различные типы смесей (графы 4, 5 и 6) глубинных пород (графы 1, 2, 3) дают хорошую сходимость с химическим составом кимберлитов\*. При этом необходимо помнить, что сосуществующий с титановой ассоциацией желваков расплав в общем случае имеет несколько иные химические характеристики, что может влиять на вычисленные содержания легкоплавких и

\* Из-за сильного изменения пород железо лучше рассматривать в совокупности окислов, а незначительные расхождения по кальцию вызваны дефектами пересчета из-за развития в основной массе кимберлита карбонатов магния, не поддающихся строгому учету.

Средние составы некоторых типов глубинных пород,  
их смесей и кимберлитов трубки Удачная

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	n = 21	n = 8	n = 19	—	—	—	n = 12	n = 23
SiO <sub>2</sub>	41,79	46,00	28,01	40,41	40,85	39,47	41,67	39,56
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,56	13,81	1,48	1,52	2,89	1,12	1,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	14,08	3,62	2,03	3,25	3,43	3,48	3,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,06	0,30	0,38	0,35	0,34	0,17	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	3,42	7,05	1,06	1,39	2,05	6,01	7,66
FeO	8,77	7,68	9,55	8,85	8,72	8,80	3,34	3,72
FeO + +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,17	11,10	16,60	9,91	10,11	10,85	9,35	11,38
Mn	0,13	0,21	0,15	0,13	0,14	0,14	0,15	0,16
NiO	0,20	—	0,15	0,20	—	—	0,23	0,18
MgO	41,76	13,57	23,27	39,91	37,06	35,21	40,58	40,70
CaO	1,51	9,50	4,64	1,82	2,61	2,92	1,56	1,33
Na <sub>2</sub> O	0,22	2,26	0,30	0,23	0,44	0,45	0,51	0,68
K <sub>2</sub> O	0,24	0,68	1,43	0,36	0,40	0,52	0,68	0,55
H <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,45	0,43
П.п.п.	2,52	2,19	7,50	—	—	—	—	—

1 — гранатовые дуниты и перидотиты; 2 — алмазосные эклогиты [97]; 3 — ильменитовые гипербазиты [13]; 4 — смесь 9 частей гранатовых перидотитов и 1 части ильменитовых гипербазитов; 5 — смесь 8 частей гранатовых перидотитов, 1 части алмазосных эклогитов и 1 части ильменитовых гипербазитов; 6 — смесь 7 частей гранатовых перидотитов, 1 части алмазосных эклогитов и 2 частей ильменитовых гипербазитов; 7 — кимберлит из западной части трубки [35]; 8 — кимберлит из восточной части трубки [35]; n — количество анализов, использованных для подсчета.

Примечание. Составы кимберлитов пересчитаны на сухое ультраосновное вещество (за вычетом п. п. п. и кальцита основной массы).

летучих компонентов. На наш взгляд, результаты расчетов являются веским аргументом в поддержку выдвинутой концепции. Отметим также, что сказанное относится преимущественно к петрогенным компонентам кимберлита. Накопление в расплаве некогерентных элементов может быть связано с реализацией иных механизмов, главным из которых, по-видимому, является кислотно-основное взаимодействие [56].

Суперсолидусная перекристаллизация ильменитовых гипербазитов, являющихся наиболее легкоплавкими породами верхней мантии, в титановую ассоциацию вкрапленников (см. предыдущий раздел) должна осуществляться задолго до выплавления протокимберлитовой магмы [62, 86, 142], возможно, под влиянием тепла тех же диапиров, которые стимулируют появление глубинных магматических очагов в дунит-гарцбургитовом слое. Отсюда кимберлитовый расплав должен подниматься с достаточно большой скоростью сквозь жесткую литосферу, чтобы алмазы не успели существенно раствориться, так как здесь они уже находятся в неравновесных условиях. Значительная

скорость подъема кимберлитовой магмы постулируется в ряде моделей [91]; согласно расчетам, она должна превышать 100 см/с [4, 44]. Такие скорости могут достигаться только при перемещении расплава по раскрывающимся трещинам, что также обеспечивается взаимодействием поднимающихся из астеносферы диапиров с литосферой [4, 148]. Быстрота и турбулентный характер подъема магмы [44] налагают отпечаток на структурные характеристики вкрапленников титановой ассоциации (искажение кристаллической решетки, разориентировка блоков структуры и пр.) и способствуют дроблению ксенолитов. Магма к этому времени, по-видимому, настолько охлаждается, что в основном теряет способность ассимилировать лерцолиты литосферы, и массовый вынос ксенолитов начинается именно отсюда. Поэтому в кимберлите и наблюдается резкое преобладание ксенолитов лерцолитов с невысоким содержанием хрома в гранате ( $< 3,5\%$ ), а лерцолиты с высокохромистым гранатом редки, однако включения граната в оливине содержат высокий процент хрома. В свою очередь, дезинтеграция лерцолитов дает, на наш взгляд, основную массу фиолетового граната, который наблюдается в кимберлитах.

Быстрый подъем кимберлитовой магмы сквозь литосферу препятствует кристаллизационной дифференциации расплава, которая, по-видимому, может осуществляться в значительных масштабах уже только в коровых условиях, о чем свидетельствует высокотемпературный метаморфизм некоторых ксенолитов кристаллических пород [35]. При достижении магмой определенного гипсометрического уровня в результате падения давления становятся неизбежными насыщение системы летучими и отделение части флюидной фазы, что немедленно вызывает массовую кристаллизацию. Вероятно, таковы условия образования идиоморфного оливина (оливин второй генерации, по А. П. Бобривичу и др.). Этот процесс может вызывать существенное изменение химизма остающейся в жидком состоянии части магматической системы, пересыщение ее многими компонентами, находившимися в равновесии до кристаллизации оливина и, как следствие, — развитие явлений несмесимости и др. Поскольку алмаз в этих условиях находится в резко неравновесных условиях из-за сохранения достаточно высоких температурных характеристик расплава [131], процесс не может продолжаться долго; там, где это все же происходит, алмазонасность пород резко снижается. Внутрикоровая эволюция кимберлитового расплава на заключительных стадиях определяется явлениями адиабатического охлаждения, отсадки кристаллизующихся минералов, ретроградного кипения и отделения флюидной фазы. Итогом этих процессов является превращение расплава в перегретый флюид, который заполняет кимберлитовые тела после газового прорыва [4, 44]. Видимо, с подобным механизмом и последующими явлениями гидротермального автометасоматоза

[40] связано формирование своеобразных минеральных ассоциаций кимберлитового цемента, однако детальное их рассмотрение выходит за рамки поставленных задач.

\* \*

\*

Из всего сказанного вытекает, что формирование кимберлитовых пород представляет длительный и сложный процесс, происходящий в целом в два разобщенных во времени этапа, каждый из которых, в свою очередь, является многоактным. Первый осуществляется целиком в рамках предполагаемой глубинной (внутриастеносферной) дифференциации вещества верхней мантии Земли и ведет к возникновению совокупности глубинных минеральных парагенезисов, ныне наблюдаемых в кимберлитах, в соответствии с рассмотренной выше идеальной схемой. Необходимо отметить, что в разных районах происходившие процессы в деталях могли различаться, что привело к местным вариациям в химизме пород. Длительность и специфический характер дифференциации, при котором образующиеся выплавки мало отличаются от исходного субстрата и при перемещении активно взаимодействуют с веществом вышележащих толщ, обусловили появление уникальных щелочных ильменитовых пород в верхах древней астеносферы. Таким образом, ильменитовые гипербазиты обязаны своим появлением не только направленности процессов кристаллизации и перераспределения компонентов в ультраосновных интрузиях палеомантии, но и особо глубинному заложению первичных магматических очагов, вследствие чего эволюционирующие расплавы могли достаточно долго развиваться во времени и пространстве. Подчеркнем, что не существует никаких свидетельств коренных выходов подобных пород на дневной поверхности. Процессы выплавления магм из уже дифференцированных ультрабазитов (но обогащенных рядом легкоплавких компонентов) могли, конечно, происходить и в дальнейшем, однако состав и эволюция таких магм резко отличны от состава и эволюции первичных расплавов. Эти преимущественно основные выплавки относительно быстро покидают области выплавления и не обмениваются в существенных масштабах веществом с вышележащими породами (дифференциация, по А. Э. Рингвуду).

На втором этапе новые порции сухой алмазоносной магмы существенно ультраосновного состава быстро поднимались к поверхности. По пути они захватывали реликты предыдущих этапов кристаллизации, в результате чего субстрат в конце концов приобретал свой настоящий облик, наблюдаемый нами в кимберлитовых телах. Многоактность действия очага приводила к образованию нескольких порций магмы (фаз внедрения кимберли-

тов), из которых самые начальные, по-видимому, могли совсем не достигнуть дневной поверхности. Первые же порции, достигшие ее, скорее являлись своеобразным флюидом и были обеднены алмазами, так как минерал некоторое время перед этим находился в резко неравновесной обстановке. Именно об этих последних порциях расплава (флюида) можно говорить как о кимберлитовой магме в строгом смысле.

Таким образом, кимберлит представляет собой гибридную породу, формирующуюся в результате ассимиляции и механического захвата глубинной ультраосновной магмой продуктов дифференциации первичного вещества Земли и своих же дифференциатов предыдущих этапов кристаллизации. Именно такому совместному действию многоактной кристаллизационной дифференциации и ассимиляции кимберлитовые породы обязаны своим необычным химизмом.

Основной проблемой, возникающей при анализе предлагаемой схемы генезиса кимберлитовых пород, является роль в их возникновении продуктов кристаллизации первого этапа. Формально последние являются ксеногенными по отношению к расплавам второго этапа. Применительно к ксенолитам это практически общепризнано, в отношении минералов-вкрапленников — дискуссионно; сказанное особенно касается желваков титановой ассоциации. Возникают две возможности интерпретации последней: вкрапленники служат характерным признаком собственно кимберлитового процесса и в этом случае локально развиваются только в областях формирования протокимберлитовых расплавов, или же они являются широко распространенным продуктом перекристаллизации ильменитовых гипербазитов в верхах палеоастеносферы под древними платформами и тогда должны быть повсеместно развиты в указанной зоне. Факты как будто свидетельствуют в пользу первого предположения, так как минералы титановой ассоциации, широко распространенные в кимберлитах, не встречаются ни в каких иных земных объектах. Сходная ассоциация мегакристов в базанитах отличается химическими характеристиками вкрапленников и несколько другим их набором: здесь отсутствует оливин и обычны амфиболы,  $Ti$  — авгит и полевые шпаты. Кроме того, мегакристы в базанитах согласно многочисленным экспериментам являются продуктом их глубинной кристаллизации, тогда как возможность образования вкрапленников титановой ассоциации из кимберлитового расплава невероятно согласно изотопным и геохронологическим данным. Поэтому присутствие ассоциации желваков в кимберлите может быть просто связано с глубиной магматических очагов, закладывающихся ниже слоя ильменитовых пород, тогда как в других случаях этого не происходит. Общие соображения говорят о правильности второго варианта, поскольку возникновение зональной астеносферы может быть вызвано только общей дифференциацией вещества Земли. Таким образом, автор

## Первичные минералы кимберлитовых пород Якутии

Ассоциации, возникшие в результате дифференциации первичного вещества Земли (первый этап глубинного минералообразования)			Собственно кимберлитовая ассоциация (второй этап глубинного и субповерхностного минералообразования)	
Минералы глубинных ультрабазитовых оливинсодержащих парагенезисов (они же — вкрапленники хромовой ассоциации)	Минералы глубинной эклогитовой ассоциации (и аналогичные вкрапленники в кимберлитовом цементе)	Минералы глубинных ильменитсодержащих парагенезисов (и вкрапленники титановой ассоциации)	Магматические минералы	Минералы неопределенного происхождения (позднемагматические или автотаморфические) из кимберлитового цемента
Оливин (6—12% Fa) Хромгранат Хромшпинелид Хромдиопсид Ортопироксен (3—9% Fe-компонента) Алмаз Графит Циркон? Муассанит?	Гранат (пироп-альмандин-гроссуляр) Клинопироксен (омфацит) Дистен Корунд Рутил Алмаз Графит Ильменит Коэсит Санидин	Гранат (1—2% TiO <sub>2</sub> ) Пикроильменит Флогопит Клинопироксен (в т. ч. — субкальциевый) Ортопироксен (10% Fe-компонента) Оливин (12—18% Fa) Титанклиногумит? Циркон? Апатит?	Оливин I (6—10% Fa) Оливин II (8—12% Fa) Диопсид	Флогопит Перовскит Монтчеллит Мелилит Нефелин? Кальцит? Серпентины?

солидарен с мнением большинства исследователей, считающих глубинные включения в кимберлитах ксенолитами верхней мантии, и распространяет понятие ксеногенности на вкрапленники титановой ассоциации. В то же время постоянная тесная протестановая связь всех этих образований с кимберлитовым компонентом подразумевает определенную степень родства по крайней мере в смысле совместного нахождения. Это надо понимать так, что глубинная дифференциация не обязательно ведет к возникновению кимберлитов, но для их формирования необходим предшествующий этап глубинного магмо- и минералообразования. Сказанное, на наш взгляд, позволяет по-прежнему рассматривать исторически сложившееся понятие обо всем комплексе кимберлитовых пород как о единой кимберлитовой формации, несмотря на чрезвычайную разнородность составляющих ее объектов. Именно в этом плане составлена табл. 34, несколько уточняющая и детализирующая классификацию первичных минералов кимберлитов по сравнению с прежними построениями [74, 108].

Автор отдает себе отчет в том, что разработанная им схема происхождения кимберлитовых пород противоречит некоторым общепринятым взглядам. Решение вынести ее для широкого обсуждения в значительной степени стимулировалось тем, что многие данные о геологии и вещественном составе глубинных пород, полученные в последнее десятилетие, также идут вразрез с существующими теориями. Некоторые из этих фактов изложены и обсуждались выше. Вместе с тем предлагаемая модель не столь революционна, как может показаться на первый взгляд. Так, двухэтапность развития мантии и земной коры в целом еще в 1965 г. постулировал Ф. Берч [130]. В отношении кимберлитов двухэтапность их генезиса предполагалась В. С. Соболевым [91]. Естественно, происхождение кимберлитовых пород как продуктов эволюции вещества Земли не может рассматриваться в отрыве от общих аспектов геодинамического развития ее твердых оболочек. Поэтому такое большое внимание уделено нами рассуждениям о возможном характере глубинного магматизма. Принципиальным итогом работы является вывод о едином, вероятно, длительном и прерывном, но именно едином в генетическом смысле процессе формирования кимберлитовых пород в целом. Как раз это служило камнем преткновения для всех высказывавшихся гипотез. Предлагаемая модель, конечно, является во многих отношениях гипотетической и нуждается в подкреплении дальнейшими геологическими и экспериментальными исследованиями прежде всего в отношении выяснения стабильности алмазов в природных магматических расплавах и определения направленности развития глубинных силикатных и флюидно-силикатных систем. Однако уже сейчас она согласуется с общепринятыми представлениями о магматизме, удовлетворительно объясняет тесную ассоциацию глубинных ксенолитов и ксенокристов с кимберлитовым цементом, двойственную природу, особые вещественные характеристики и алмазоносность кимберлитов и, по мнению автора, лишена очевидных внутренних противоречий, свойственных прочим существующим моделям. Автор поэтому надеется, что выполненная им работа может оказаться полезной при прогнозировании перспектив алмазоносности в ряде районов развития щелочно-ультраосновного магматизма.

1. Алмазные месторождения Якутии/А. П. Бобрневич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др. М., Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.
2. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия/А. И. Пономаренко, Н. В. Соболев, Н. П. Похиленко и др. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 24, с. 927—930.
3. Андерсон Д. Л. Пластический слой в земной мантии. — В кн.: Верхняя мантия Земли. М., 1964, с. 11—28.
4. Артюшков Е. В., Соболев С. В. Механизм подъема с глубины кимберлитовых магм. — Докл. АН СССР, 1972, т. 236, № 3, с. 692—695.
5. Балашов Ю. А. Химическая зональность астеносферы. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 5, с. 1213—1215.
6. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 264 с.
7. Бернэм К. У. Система  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$  — термодинамическая модель водных магм. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии, М., 1975, с. 35—41.
8. Благулькина В. А., Ровша В. С., Сарсадских Н. Н. К минералогии связующей массы кимберлита. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 2, с. 236—241.
9. Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д. Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 278—282.
10. Варшавский А. В. Термическое травление кристаллов алмаза в воздушной среде. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1965, ч. 94, в. 4, с. 471—475.
11. Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Проблема происхождения интрузивных алмазов. Якутск, Якутское книжное изд-во, 1961. 152 с.
12. Вещественная природа астеносферного слоя под древними платформами / Б. Г. Лутц, А. С. Павленко, Э. И. Пополитов, В. П. Серенко. Геохимия, 1977, № 6, с. 840—846.
13. Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М., Наука, 1976. 284 с.
14. Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск, Наука, 1972. 72 с.
15. Гаррис Дж. У., Генрикс Р. К., Мейер Г. О. А. Ориентация включений силикатных минералов в природном алмазе. — В кн.: Рост кристаллов. М., Наука, 1967, т. 7, с. 118—123.
16. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Наука, 1977, 208 с.
17. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Отв. ред. В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев. Новосибирск, Наука, 1975. 271 с.
18. Голева Н. Б. Никель и кобальт в минералах кимберлитовых пород Якутии. — В кн.: Вопр. петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Вост. Сибири. Иркутск, 1974, с. 154—161.
19. Горина И. Ф. Минералотермометрия алмазов. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности С. В. Сиб. платформ. М., 1971, с. 114—118.
20. Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. Новые опыты по растворению алмаза. — Зап. Всерос. минерал. об-ва, 1942, ч. 70, вып. 1—2, с. 28—33.
21. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникнове-

- вения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфич. пород дна океана. М., 1973, с. 242—258.
22. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132—227.
  23. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии, М., 1968, с. 9—77.
  24. Гутенберг Б. Астеносферный слой пониженной скорости. — В кн.: Верхняя мантия Земли, М., 1964, с. 50—67.
  25. Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975, 255 с.
  26. Евзикова Н. З. К вопросу об изменении формы кристаллов минералов в процессе их роста. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 6, с. 647—656.
  27. Ефимова Э. С., Соболев Н. В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1475—1478.
  28. Жабин А. Г. Синнезис и дифференциация течения в магматических расплавах. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1971, ч. 100, вып. 5, с. 578—589.
  29. Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5, с. 75—89.
  30. Земная кора и верхняя мантия. Под ред. П. Харта, М., Мир, 1972. 640 с.
  31. Зональный гранат из кимберлита трубки Мир/В. С. Соболев, А. Д. Харьков, Н. В. Соболев и др. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2, с. 421—424.
  32. Изоморфная примесь титана в пироп-альмандиновых гранатах/ Н. В. Соболев, Ю. Г. Лаврентьев, Л. Н. Поспелова, Н. П. Похиленко. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1973, ч. 102, вып. 2, с. 150—155.
  33. Илупин И. П. Особенности минералогического состава кимберлитов из разных алмазоносных районов Зап. Якутии. — Тр. Яф СО АН СССР. Сер. геол., 1963, сб. 9, с. 54—64.
  34. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Тронева Н. В. Пироксен-ильменитовые графические включения из кимберлитовой трубки Мир (Якутия) и их генезис. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 85—93.
  35. Илупин И. П., Лутц Б. Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. — Сов. геология, 1971, № 6, с. 61—73.
  36. Илупин И. П., Ровша В. С. К минералогии ромбического пироксена в кимберлитах. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, вып. 1, с. 181—184.
  37. Ильменит из кимберлитов Якутии/И. П. Илупин, В. А. Милашев, Ю. И. Томановская, А. Н. Евдокимов. — В кн.: Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений. Л., 1974, с. 5—29.
  38. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965. 248 с.
  39. Карклина М. И., Маслаковец Ю. П. Травление алмаза. — Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер., 1969, т. 5, № 6, с. 1128—1129.
  40. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы/В. А. Милашев, М. А. Крутойарский, М. И. Рабкин, Э. Н. Эрлих. М., Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
  41. Ковальский В. М. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М., Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
  42. Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., Наука, 1969. 221 с.
  43. Коптиль В. И., Лазько Е. Е., Серенко В. П. Алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки Сытыканская — первая находка в СССР. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 924—927.
  44. Костровицкий С. И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск, Наука, 1976. 96 с.
  45. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитов

- вой трубки Удачная (Якутия)/Н. П. Похиленко, Н. В. Соболев, В. С. Соболев, Ю. Г. Лаврентьев. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 438—441.
46. Кулакова И. И., Руденко А. П. Влияние температуры на скорость окисления алмаза водяным паром в среде расплавленной гидроокиси калия. — Вестн. МГУ. Сер. хим., 1962, № 2, с. 39—42.
  47. Кулиш Е. А. Гранаты Алданского щита. — Геология и геофизика, 1967, № 5, с. 35—43.
  48. Кухаренко А. А., Титова В. М. Новые данные по растворению кристаллов алмаза. — Уч. зап. ЛГУ, 1957, № 215, вып. 8, с. 108—134.
  49. Лавренко Е. И., Лазько Е. М. О гранатах из архейских и протерозойских отложений Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1954, т. 99, № 4, с. 613—616.
  50. Лазько Е. Е. К вопросу о происхождении граната в кимберлитах трубки Удачная. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1971, ч. 100, вып. 6, с. 703—712.
  51. Лазько Е. Е. Некоторые вопросы изоморфизма в ильменитах из кимберлитов Якутии. — Минерал. сб. Львовского ун-та, 1971, вып. 25, № 4, с. 121—127.
  52. Лазько Е. Е. К проблеме генезиса кимберлитовых пород Якутии в связи с некоторыми особенностями их минералогии. — Бюлл. МОИП, 1975, т. 50, № 1, с. 143.
  53. Лазько Е. Е., Серенко В. П. Минералогия, парагенезис и некоторые особенности происхождения гранатов из кимберлитовых трубок Сибири. — В кн.: Новые данные о минералах СССР, 1976, вып. 25, с. 54—73.
  54. Лазько Е. Е., Серенко В. П., Пономаренко А. И. Дистеновый эклогит из кимберлитов трубки Удачной (Якутия). — Сов. геология, 1973, № 12, с. 135—139.
  55. Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР. Т. 3. М., Недра, 1971. 334 с.
  56. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975. 167 с.
  57. Мак-Грегор И. Д. Реакция 4 энстатит + шпинель  $\rightleftharpoons$  форстерит + пироп. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 283—284.
  58. Малиновский И. Ю., Дорошев А. М., Ран Э. Н. Устойчивость хромсодержащих гранатов ряда пироп — кноррингит. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии 1974—1975 гг. Новосибирск, 1975, с. 110—115.
  59. Мальков Б. А., Попова Т. Н. Хромшпинелиды из кимберлитов Якутии как критерий алмазоносности. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 5, с. 1176—1179.
  60. Меньяйлов А. А., Иванова В. Г. Некоторые минералы в кимберлитах и вмещающих породах трубок Якутии. — Изв. СО АН СССР, 1958, вып. 1, с. 23—29.
  61. Милашев В. А. Родственные включения в кимберлитовой трубке Обнаженная (бассейн р. Оленек). — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 3, с. 284—299.
  62. Михеенко В. И., Ненашев Н. И. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов в Якутии. — Труды IX сессии комиссии по опред. абс. возраста. геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 146—164.
  63. Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки Мир (Якутия) / Н. В. Соболев, А. И. Боткунов, Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова. — Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 9—15.
  64. Опыт применения минералогических критериев алмазоносности для разбровки и детализации погребенных ореолов минералов-спутников алмаза и поисков скрытых кимберлитовых тел/Е. Е. Лазько, Ю. А. Абагитская, М. Г. Контырева и др. — В кн.: Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Тез. докл. Якутск, 1975, с. 133—134.
  65. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М., Наука, 1973. 223 с.

66. Орлов Ю. Л. Полигенез и типоморфизм алмаза в кимберлитовых месторождениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 64—73.
67. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии/ Н. В. Соболев, Н. П. Похиленко, Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова. — Геология и геофизика, 1975, № 11, с. 7—24.
68. Панкратов А. А. К сравнительной характеристике включений пород ультраосновного состава с кимберлитами. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископ. ЯА ССР, вып. 7, 1961, с. 3—27.
69. Панкратов А. А., Смирнов Г. И. Об оливине из кимберлитовых трубок Якутии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископ. ЯАССР, вып. 1. 1960, с. 39—49.
70. Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Кравченко Г. Г. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., Наука, 1968. 178 с.
71. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973. 318 с.
72. Петров В. С. О природном генезисе алмаза. — В кн.: Рост кристаллов, М., 1967, т. 7, ч. 1, с. 124—132.
73. Петров В. С. Исследование равновесия системы оливин — алмаз. — В кн.: Рост кристаллов. М., 1972, т. 9, с. 73—75.
74. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии/А. П. Бобринич, И. П. Лупин, И. Т. Козлов и др. М., Недра, 1964. 191 с.
75. Пономаренко А. И. Алькремиты — новая разновидность глиноземистых гипербазитов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 928—931.
76. Пономаренко А. И. Первая находка гранат-ильменитового перидотита с алмазами из кимберлитовой трубки Мир. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 4, с. 914—917.
77. Пономаренко А. И. Происхождение ильменит-клинопироксеновых сростков. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 5, с. 1162—1165.
78. Пономаренко А. И., Серенко В. П., Лазько Е. Е. Первые находки алмазосносных эклогитов в кимберлитовой трубке Удачная. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 1, с. 188—189.
79. Пример использования рентгеновского микроанализатора при изучении минерального состава кимберлитов/А. Д. Харьков, Н. Л. Добрецов, Ю. Г. Лаврентьев, К. П. Чумирин. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1974, т. 103, вып. 1, с. 85—94.
80. Ровша В. С. О минералогических критериях алмазосности кимберлитов Якутии. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 6, с. 1445—1448.
81. Ровша В. С., Илупин И. П. Хромшпинели в кимберлитах Якутии. — Геология и геофизика, 1970, № 2, с. 47—56.
82. Руденко А. П., Кулакова И. И., Баландин А. А. Роль гидроокисей и карбонатов щелочных металлов в окислительном растворении алмаза. — Докл. АН СССР, 1965, т. 167, № 5, с. 1169—1172.
83. Руденко А. П., Кулакова И. И., Баландин А. А. Каталитическая активность ионов щелочных металлов в окислительном растворении алмаза. — Кинетика и катализ, 1967, т. 8, вып. 2, с. 275—282.
84. Рундквист Д. В. Новые данные по оплавлению алмаза. — В кн.: Кристаллография. М., 1952, с. 197—202.
85. Сарсадских Н. Н. Поиски месторождений алмаза по минералам-спутникам. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1958, № 5, с. 13—17.
86. Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 2, с. 420—423.
87. Сарсадских Н. Н., Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 4, с. 397—399.
88. Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькин В. А. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алакитского алмазосносного района. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, вып. 40, с. 37—55.
89. Сергеева Н. Е. Электронно-микроскопическое изучение микроморфологии

- пикроильменита из кимберлитовых трубок Якутии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 3, с. 53—59.
90. *Смирнов Г. И.* Протомагматическая стадия минералообразования в кимберлитах. — Геология и геофизика, 1970, № 12, с. 14—21.
  91. *Соболев В. С.* Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. — Геология и геофизика, 1962, № 7, с. 8—15.
  92. *Соболев В. С.* Образование магм и магматических горных пород. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии, Новосибирск, 1976, с. 112—147.
  93. *Соболев В. С., Соболев Н. В.* Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.
  94. *Соболев В. С., Соболев Н. В.* О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок. — Геология рудных месторождений, 1967, № 2, с. 10—16.
  95. *Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964, 218 с.
  96. *Соболев Н. В.* Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М., 1968, с. 119—126.
  97. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 263 с.
  98. *Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Зюзин Н. И.* Хромсодержащие гранаты из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Якутии. — Геология и геофизика, 1973, № 2, с. 66—73.
  99. *Схема астеносферных зон Советского Союза / А. С. Алексеев, Л. О. Вяньян, М. Н. Бердичевский и др.* — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 790—793.
  100. *Термодинамическое исследование реакции восстановления ильменита окисью углерода / В. А. Левицкий, Д. Л. Ратиани С. Н. Попов, Н. И. Парцхалава.* — Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 54, № 2, с. 353—356.
  101. *Титова В. М.* Новые данные по растворению алмаза. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 9, с. 334—337.
  102. *Трофимов В. С.* Верхняя мантия и проблема происхождения алмазов. — В кн.: Кора и верхняя мантия, М., 1968, с. 105—111.
  103. *Удовкина Н. Г.* Эклогиты Полярного Урала. М., Наука, 1971, 191 с.
  104. *Уханов А. В.* К геохимии хрома в верхней мантии по данным исследования ультраосновных включений в кимберлитовой трубке. — Геохимия, 1970, № 9, с. 1053—1065.
  105. *Фирсов Л. В., Соболев Н. В.* Об абсолютном возрасте ксенолита эклогита из кимберлитовой трубки Обнаженная. — Геология и геофизика, 1964, № 10, с. 74—77.
  106. *Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Ф. А. Летников, И. К. Карпов, А. И. Киселев, Б. О. Шкандрий.* М., Наука, 1977, 216 с.
  107. *Франк-Каменецкий В. А.* Природа структурных примесей и включений в минералах. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, 239 с.
  108. *Францессон Е. В.* Петрология кимберлитов. М., Недра, 1968, 191 с.
  109. *Францессон Е. В.* Химический фактор и минералогические критерии алмазоносности кимберлитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 89—96.
  110. *Футергендлер С. И.* Рентгенографическое изучение твердых включений в уральских и якутских алмазах. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1960, вып. 40, с. 79—87.
  111. *Футергендлер С. И., Франк-Каменецкий В. А.* Ориентированные вросстки оливина, граната, хромшпинелида в алмазах. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 2, с. 230—236.
  112. *Харькив А. Д.* Подкоровый (протомагматический) этап кристаллизации минералов кимберлитов и его связь с алмазоносностью. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 14—23.

113. Харьков А. Д. Кристаллические включения в гранатах и некоторых других минералах кимберлитов Якутии и их генетическое значение. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1975, ч. 104, вып. 4, с. 431—440.
114. Харьков А. Д., Афанасьев В. П. Гранаты из кимберлитовой трубки Мало-Ботуобинского района и их генетические особенности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 98—108.
115. Хромшпинелиды из кимберлитов, зависимость параметров элементарной ячейки и ИК-спектров поглощения / Б. А. Мальков, Т. Н. Попова, Е. Б. Бушчуева, В. К. Маршинцев. — Сборник о важнейших результатах научно-иссл. ин-та геологии КФ АН СССР, Сыктывкар, 1972, с. 158—163.
116. Шафрановский И. И., Мокиевский В. А., Деметьева Г. И. Систематика и внешняя симметрия кристаллических включений в монокристалльной среде. — Минералогический сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, с. 48—56.
117. Штурман В. Л., Кулакова И. И., Руденко А. П. Каталитическое влияние элементов, входящих в состав кимберлитов, на окисление алмаза водяным паром и двуокисью углерода. — Вестн. МГУ. Сер. хим., 1975, № 3, с. 347—352.
118. Akella J. Garnet—pyroxene equilibria in the system  $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$  and in a natural mineral mixture. — Amer. Mineral., 1976, vol. 61, N 7—8, p. 582—588.
119. Akella J., Boyd F. R. Partitioning of Ti and Al between pyroxenes, garnets and oxides. — Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1972, vol. 71, p. 378—384.
120. Allen W. C. An X-ray method for defining composition of a magnesian spinel. — Amer. Miner., 1966, vol. 51, N 1—2, p. 239—243.
121. Allsopp H. L., Nicolaysen L. O., Hahn—Weinheimer P. Rb/K and Sr isotopic compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rocks. — Earth Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 5, N 2, p. 231—244.
122. Aoki K. Origin of phlogopite—and potassic—richterite bearing xenoliths from South Africa. — Contribs Mineral. Petrol., 1975, vol. 53, N 3, p. 145—156.
123. Applicability of electrochemical oxygen fugacity measurements to geothermometry / G. C. Ulmer, M. Rosenhauer, E. Woermann et al. — Amer. Miner., 1976, vol. 61, N 7—8, p. 653—660.
124. Arndt N. T. Ultrabasic magmas and high—degree melting of the mantle. — Contribs Mineral. Petrol., 1977, vol. 64, N 2, p. 205—221.
125. Barrett D. R. The genesis of kimberlites and associated rocks: strontium isotopic evidence. — Phys. Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 637—653.
126. Barrett D. R., Allsopp H. L. Rubidium—strontium age determinations on South African kimberlite pipes. Intern. Kimb. conference, ext. abstr. vol., p. 23—25.
127. Beeson M. H., Jackson E. D. Chemical composition of altered chromites from the Stillwater Complex, Montana. — Amer. Miner., 1969, v. 54, N 9—10, p. 1084—1100.
128. Berg G. W., O'Hara M. J. Source mantle, residium and partial melt composition deduced from the kimberlite record. Inter. kimb. conference, ext. abstr. vol., 1973, p. 31—34.
129. Biotite as a primary inclusion in diahond: its nature and significance. A. A. Giardini, V. J. Hurst, C. E. Melton, J. C. Stormer. — Amer. Miner., 1974, vol. 59, N 7—8, p. 783—789.
130. Birch F. Speculations on the earth's thermal history. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 2, p. 133—153.
131. Boettcher A. L., Mysen B. O., Modreski P. J. Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite— $\text{H}_2\text{O}$  and peridotite— $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{CO}_2$  at high pressures. — Phys. Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 855—867.
132. Bosch J. L. The petrology of some kimberlite occurrences in the Barkly West district, Cape province. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1971, vol. 74, N 2, p. 75—101.

133. *Boyd F. R.* Garnet peridotites and the system  $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$ .—Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, 1970, N 3, p. 63—75.
134. *Boyd F. R.* Enstatite—ilmenite and diopside—ilmenite intergrowth from the Monastery mine.—Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1971, vol. 70, p. 134—138.
135. *Boyd F. R.* A pyroxene geotherm.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, vol. 37, N 12, p. 2533—2546.
136. *Boyd F. R., Clement C. R.* Compositional zoning of olivines in kimberlite from the De Beers mine, Kimberley, South Africa. Ext. abstr. vol., 2nd intern. kimb. conference, 1977.
137. *Boyd F. R., McCallister R. H.* Densities of fertile and sterile garnet peridotites.—*Geophys. Res. Lett.*, 1976, vol. 3, N 9, p. 509—512.
138. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Kimberlite diopsides.—Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1970, vol. 68, p. 324—329.
139. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Ultramafic nodules from the Thaba Putsoa kimberlite pipe.—Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1972, vol. 71, p. 362—373.
140. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Origin of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery mine, South Africa.—*Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 431—454.
141. *Brey G., Green D. H.* Solubility of  $\text{CO}_2$  in olivine melilite at high pressures and the role of  $\text{CO}_2$  in the Earth's upper mantle.—*Contribs Mineral. Petrol.*, 1976, vol. 55, N 2, p. 217—230.
142. *Brookins D. G.* Possible age of crystallization of pyrope from the Stockdale kimberlite, Kansas. USA.—*Geochem. J.*, 1969, vol. 3, N 2—3, p. 135—140.
143. *Burns R.* The partitioning of trace transition elements in crystal structures: a provocative review with applications to mantle geochemistry.—*Geochim. et Cosmochim. acta*, 1970, vol. 57, p. 2395—2403.
144. *Cameron E. N., Glover E. D.* Unusual titanian—chromian spinels from the eastern Bushveld complex.—*Amer. Miner.*, 1973, vol. 58, N 3—4, p. 172—188.
145. *Carswell D. A.* Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths.—*Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 417—430.
146. *Cohen E.* Über Einschlüsse in Südafrikanischen Diamanten.—*Neues Jahrb. Min.*, 1876, p. 752—753.
147. A comparative trace element study of diamonds from Premier, Finsch and Jagersfontein mines, South Africa. H. W. Fesq, D. M. Buddy, C. S. Erasmus et al.—*Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 817—836.
148. *Danchin R. V., Boyd F. R.* Ultramafic nodules from the Premier kimberlite pipe, South Africa.—Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1976, vol. 75, p. 531—538.
149. *Danchin R. V., d'Orey F.* Chromian spinel exsolution in ilmenite from the Premier Mine, Transvaal, South Africa.—*Contribs Mineral. Petrol.*, 1972, vol. 35, N 1, p. 43—49.
150. *Davis B. T. C., Boyd F. R.* The join  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6$  at 30 kbars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.—*J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 14, p. 3567—3576.
151. *Dawson J. B.* Basutoland kimberlites.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1962, vol. 73, p. 545—560.
152. *Dawson J. B.* Kimberlites and their relation to the mantle. *Phil. Trans. Roy Soc. London*, 1972, A-271, N 1213, p. 297—311.
153. *Dawson J. B., Powell D. G.* Mica in the upper mantle.—*Contribs Mineral. Petrol.*, 1969, vol. 22, N 3, p. 233—237.
154. *Dawson J. B., Reid A. M.* A pyroxene—ilmenite intergrowth from the Monastery mine, South Africa.—*Contribs Mineral. Petrol.*, 1970, vol. 26, N 4, p. 296—301.
155. *Dawson J. B., Smith J. V.* Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlite.—*Nature*, 1975, vol. 253, N 5490, p. 336—338.

156. Dawson J. B., Smith J. V. An occurrence of diamond in a garnet-mica ilmenite xenolith from kimberlite. — *Nature*, 1975, vol. 254, N 5501, p. 580—581.
157. Dawson J. B., Smith J. V. The MARID (mica—amphibole—rutile—ilmenite—diopside) suite of xenoliths. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1977, vol. 47, N 2, p. 309—323.
158. Deep-seated xenoliths, xenocrysts in kimberlites and crystalline inclusions in diamonds from «Udachnaya» pipe, Yakutia. N. V. Sobolev, N. P. Pokhilenko, Yu. G. Lavrent'ev, E. S. Yefimova. — 2nd intern. kimb. conference, ext. abstr. vol., 1977.
159. Egglar D. H. CO<sub>2</sub> as volatile component of the mantle: the system Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub>. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 869—881.
160. Egglar D. H., McCallum M. E., Smith C. B. Discrete nodule assemblages from northern Colorado and southern Wyoming: evidence of a diapiric origin of kimberlite. Ext. abstr. vol. 2nd intern. kimb. conference, 1977.
161. Egglar D. H., Wendlandt R. F. Experimental studies on the relationship between kimberlite magmas and partial melting of peridotite. Ext. abstr. vol. 2nd intern. kimb. conference, 1977.
162. Emeleus C. H., Andrews J. R. Mineralogy and petrology of kimberlite dyke and sheet intrusions and included peridotite xenoliths from South-west Greenland. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 179—198.
163. Evans B. V., Moore J. G. Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1968, vol. 17, N 2, p. 85—115.
164. Evans T., Sauter D. H. Etching of diamond surfaces by gases. — *Phil. Mag.*, 1961, vol. 6, N 63—64, p. 429—440.
165. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. — D. H. Green, A. Nicholls, M. Viljoen, R. Viljoen. — *Geology*, 1975, vol. 3, N 1, p. 11—14.
166. Experimentally produced clinopyroxene—ilmenite intergrowth/B. Wyatt, R. H. McCallister, F. R. Boyd, Y. Ohashi. — *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1975, vol. 74, p. 536—539.
167. Fiala J. Pyrope of some garnet peridotites of the Czech massif. — *Krystalinikum*, 1965, vol. 4, p. 68—85.
168. Frank F. C., Puttick K. E. Etch pits and trigons on diamond. — *Phil. Mag.* 1958, vol. 3, N 35—36, p. 1273—1279.
169. French B. M. Some geological implications of equilibrium between graphite and a C—H—O gas phase at high temperatures and pressures. — *Revs. Geophys.*, 1966, vol. 4, N 2, p. 223—253.
170. French B. M., Eugster H. P. Experimental control of oxygen fugacities by graphite—gas equilibria. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 6, p. 1529—1539.
171. Frick C. Intergrowth of orthopyroxene and ilmenite from Frank Smith Mine, near Barkly West, South Africa. — *Trans. Geol. Soc. South Africa* 1973, vol. 76, pt. 3, p. 195—200.
172. Frick C. Kimberlitic ilmenites. — *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1973, vol. 76, N 2, p. 85—94.
173. Frisch T. Alteration of chrome spinel in a dunite nodule from Lanzarote, Canary Islands. — *Lithos*, 1971, vol. 4, N 1, p. 83—91.
174. Frondel C., Klein C. Ureyite, NaCrSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>: a new meteoritic pyroxene. — *Science*, 1965, vol. 149, p. 742—744.
175. Garnet and pyroxene compositions in some diamondiferous eclogites. A. M. Reid, R. W. Brown, J. B. Dawson et al. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1976, vol. 58, N 2, p. 203—220.
176. Griffin W. L., Jensen B. B., Misra S. N. Anomalously elongated rutile in eclogite—facies pyroxene and garnet. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1971, vol. 51, N 2, p. 177—185.
177. Gurney J. J., Harris J. W., Rickard R. S. Silicate and oxide inclusions in

- diamonds from the Finsch kimberlite pipe. 2nd intern. kimb. conference, ext. abstr. vol., 1977.
178. *Gurney J. J., Switzer G. S.* The discovery of garnets closely related to diamonds in the Finsch pipe, South Africa — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1973, vol. 39, N 2, p. 103—116.
  179. *Haggerty S. E.* An opaque mineral study and a systematic examination of compositional variations of spinels from Mare Fecunditatis. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 13, N 4, p. 328—352.
  180. *Haggerty S. E.* The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlite. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 295—308.
  181. *Harris J. W.* The recognition of diamond inclusions. P. I. Syngenetic mineral inclusions. — *Industr. Diamond Rev.*, 1968, vol. 28, N 334, p. 227—242.
  182. *Harris J. W., Vance E. R.* Studies of the reaction between diamond and heated kimberlite. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1974, vol. 47, N 4, p. 237—244.
  183. *Harris P. G., Middlemost E. A. K.* The evolution of kimberlites. — *Lithos*, 1970, vol. 3, N 1, p. 77—88.
  184. *Harte B.* Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 3, p. 274—288.
  185. *Hensen B. J.* Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers. — *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1973, vol. 72, p. 527—534.
  186. *Holmes A., Panneth F. A.* Helium ratios of rocks and minerals from the diamond pipes of South Africa. — *Proc. Roy. Soc.*, 1936, Ser. 154—A, N 882, p. 385—413.
  187. *Igwisi hills extrusive «kimberlites».* A. M. Reid, C. H. Donaldson, J. B. Dawson et al. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 199—218.
  188. *Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages.* M. Prinz, D. V. Manson, P. F. Hlava, K. Keil. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 49, p. 797—816.
  189. *Ito K., Kennedy G. C.* Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbars. — *Amer. J. Sci.*, 1967, vol. 265, N 4, p. 519—538.
  190. *Kramers J. D.* Lead and strontium isotopes in inclusions in diamonds and in mantle—derived xenoliths from Southern Africa. 2nd intern. kimb. conference, ext. abstr. vol., 1977.
  191. *Kushiro I.* Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. — *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, N 2, p. 311—334.
  192. *Kushiro I.* Partial melting of synthetic and natural peridotites at high pressures. — *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1972, vol. 71, p. 357—362.
  193. *Lesotho kimberlites* (ed. P. H. Nixon). Lesotho Nat. Development Corp., Maseru, 1973. 350 p.
  194. *Leite C. R.* Inclusions in Brazilian diamonds. — *Ind. Dimond Rev.*, 1972, N 6, p. 251—253.
  195. *Maaloe S., Aoki K.* The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1977, vol. 63, N 2, p. 161—173.
  196. *Macco A.* Über die Südafrikanischen Diamantlagerstätten. — *Zeit. Deutsch. Geol. Gesell.*, 1907, Bd. 59, S. 76.
  197. *MacGregor I. D.* The effect of pressure on the minimum melting composition in the system MgO—SiO<sub>2</sub>—TiO<sub>2</sub>. — *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1965, vol. 64, p. 135—139.
  198. *MacGregor I. D.* The effect of CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on the stability of spinel—garnet peridotites. — *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 372—377.
  199. *MacGregor I. D.* The system MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>: solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite for spinel and garnet peridotite composition. — *Amer. Miner.*, 1974, vol. 59, N 1—2, p. 110—119.
  200. *Mac Gregor I. D.* Petrologic and thermal structure of the upper mantle

- beneath South Africa in the Cretaceous. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 455—466.
201. *MacGregor I. D., Carter J. L.* The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa. — *Phys Earth Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 391—397.
  202. *Malinovsky I. Yu., Doroshev A. M.* Evaluation of P—T—conditions of diamond formation with reference to chrome—bearing garnet stability. 2nd intern. kimb. conference, ext. abstr. vol., 1977.
  203. *Manton W. I., Tatsumoto M.* Some Pb and Sr isotopic measurements on eclogites from the Roberts Victor Mine, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 10, N 2, p. 217—226.
  204. *McCallum M. E., Egglar D. H.* Diamonds in an upper mantle peridotite nodule from kimberlite in southern Wyoming. — *Science*, 1976, vol. 192, p. 253—256.
  205. *Mehnert K. R., Busch W., Schneider G.* Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granites. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1973, N 4, p. 165—183.
  206. *Melton C. E., Giardini A. A.* The composition and significance of gas, released from natural diamonds from Africa and Brazil. — *Amer. Miner.*, 1974, vol. 59, N 7—8, p. 775—782.
  207. *Meyer H. O. A., Boyd F. R.* Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. *Geochim. et Cosmochim. — Acta*, 1972, vol. 36, N 11, p. 1255—1274.
  208. *Meyer H. O. A., Svisero D. P.* Mineral inclusions in brazilian diamonds. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 785—796.
  209. *Mitchell R. H.* Magnesian ilmenite and its role in kimberlite petrogenesis. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 3, p. 301—311.
  210. *Mitchell R. H.* Theoretical aspects of gaseous and isotopic equilibria in the system C—H—O—S with application to kimberlite. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 903—915.
  211. *Muan A., Hauck J., Lofall T.* Equilibrium studies with a bearing on lunar rocks. — *Proc. 3rd Lunar Sci. Conf.*, 1972, vol. 1, p. 185—196.
  212. *Mysen B. O.* Partitioning of iron and magnesium between crystals and partial melts in peridotite upper mantle. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1975, vol. 52, N 2, p. 69—76.
  213. *Mysen B. O.* Solubility of volatiles in silicate melts at high pressure and temperature: the role carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene and feldspatoid melts. — *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1975, vol. 74, p. 454—468.
  214. *Newton R. C., Sharp W. E.* Stability of forsterite+CO<sub>2</sub> and its bearing on the role of CO<sub>2</sub> in the mantle. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1975, vol. 26, N 2, p. 139—144.
  215. *Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A.* The mafic and ultramafic lavas of the Beliugwe Greenstone Belt, Rhodesia. — *J. Petrol.*, 1977, vol. 18, N 4, p. 521—566.
  216. *Nixon P. H., Hornung G.* A new chromium garnet end member, knorrinite. — *Amer. Miner.*, 1968, vol. 53, N 11—12, p. 1833—1840.
  217. *O'Hara M. J., Yoder H. S.* Formation and fractionation of basic magmas at high pressure. — *Scott, J. Geol.*, 1967, vol. 3, N 1, p. 67—117.
  218. *Omar M., Kenowe M.* The etching of diamond by low pressure oxygen. — *Phil. Mag.*, 1957, vol. 2, N 19, p. 859—863.
  219. *Patel A. R., Patel S. M.* A new method of etching diamond. — *J. Appl. Crystallogr.*, 1969, vol. 2, N 4, p. 183—188.
  220. *Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., Lavrent'ev Y. G.* Xenoliths of diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites. Ext. abstr. vol. 2nd Intern. kimb. conference, 1977.
  221. *Reid A. M., Hanor J. S.* Pyrope in kimberlite. — *Amer. Miner.*, 1970, vol. 55, N 7—8, p. 1374—1379.
  222. *Rickwood P. C., Gurney J. J., White-Cooper D. B.* The nature and occur-

- rences of eclogite xenoliths in the kimberlites of South Africa. Geol. Soc. Afr. Spec. Publ., N 2, 1969, p. 371—399.
223. Rickwood P. C., Mathias M. On diamondiferous eclogite xenoliths in kimberlite. — Lithos, 1970, vol. 3, N 3, p. 223—235.
224. Rickwood P. C., Mathias M., Siebert J. S. A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlites. — Contribs. Mineral. Petrol., 1968, vol. 19, N 4, p. 271—301.
225. Ringwood A. E., Lovering J. F. Significance of pyroxene—ilmenite intergrowth among kimberlite xenoliths. — Earth Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 7, N 4, p. 371—375.
226. Roeder P. L., Emslie R. F. Olivine—liquid equilibrium. Contribs. — Mineral. Petrol., 1970, vol. 29, N 4, p. 275—289.
227. Sharp W. E. Pyrrhotite: a common inclusion in South African diamonds. — Nature, 1966, vol. 211, N 5047, p. 402—404.
228. Simons E. L., Cannon P. A means of increasing the oxidation resistance of diamond. — Nature, 1966, vol. 210, N 5031, p. 90.
229. Smyth J. R., Hatton C. J. A coesite—sanidine grosspydite from the Roberts Victor kimberlite. — Earth Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 34, N 2, p. 284—290.
230. Stephens W. E., Dawson J. B. Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths. — J. Geol., 1977, vol. 85, N 4, p. 433—449.
231. Switzer G. S. Composition of garnet xenocrysts from three Kimberlite pipes in Arizona and New Mexico. — Smiths. Contribs. Earth Sci., 1977, N 19, p. 1—21.
232. Thermal expansion of garnets included in diamond. — J. W. Harris, H. J. Milledge, T. H. Barron, R. W. Munn. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 29, p. 5775—5792.
233. Trueb L. E. An electron—microscope study of shock—synthesized diamond. — J. Appl. Phys., 1968, vol. 39, N 10, p. 1247—1254.
234. Vance J. A., Gilreath J. T. The effect of synnesis on phenocryst distributions patterns in some porphyritic igneous rocks. — Amer. Miner., 1967, vol. 52, N 3—4, p. 256—268.
235. Wagner P. A. The diamond fields of southern Africa. The Transvaal leader, Johannesburg, 1914. Second impressions, 1971. 355 p.
236. Williams A. F. The genesis of diamond. Ed. E. Benn, London, 1932. 636 p.
237. Wood J. B., Banno S. Garnet—orthopyroxene and orthopyroxene—clinopyroxene relationships in simple and complex systems. — Contribs. Mineral. Petrol., 1973, vol. 42, N 1, p. 109—124.
238. Wyllie P. J. Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 5, p. 1328—1338.
239. Wyllie P. J., Huang W. L. Petrogenetic grid for siliceous dolomites extended to mantle peridotite compositions and to conditions for magma generation. — Amer. Miner., 1976, vol. 61, N 7—8, p. 691—698.

Предисловие . . . . .	3
Минералы-спутники алмаза и обзор гипотез о происхождении их в кимберлитах . . . . .	5
Первичные минералы кимберлитовых пород и некоторые аспекты их генезиса . . . . .	11
Гранаты . . . . .	13
Хромшпинелид . . . . .	46
Ильменит . . . . .	54
Флогопит . . . . .	61
Пироксены . . . . .	64
Оливин . . . . .	73
Кристаллические вростки в минералах кимберлитовых пород . . . . .	83
Распространенность кристаллических вростков в алмазах трубки Удачная . . . . .	83
Распространенность кристаллических вростков в породообразующих минералах кимберлитовых пород . . . . .	89
Включения в оливине кимберлитовых пород . . . . .	97
Включения в гранате . . . . .	112
Включения в прочих минералах кимберлитовых пород . . . . .	128
Особенности структуры некоторых минералов кимберлитов как индикатор процессов глубинной эволюции ультрабазитовых расплавов и проблема алмазоносности кимберлитовых пород . . . . .	131
Проблема устойчивости алмаза в природных условиях . . . . .	141
Условия и некоторые особенности образования кимберлитовых пород трубок Удачная и Мир . . . . .	149
Строение и состав верхней мантии в районах развития кимберлитового вулканизма . . . . .	149
Некоторые особенности глубинного магмо- и минералообразования . . . . .	159
О генезисе кимберлитов в связи с особенностями их минералогии . . . . .	166
Заключение . . . . .	180
Список литературы . . . . .	181

2 руб.

8

2869

НЕДРА