

В. А. МИЛАШЕВ

**Ф**ИЗИКО-  
ХИМИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ  
ОБРАЗОВАНИЯ  
КИМБЕРЛИТОВ



*В. А. МИЛАШЕВ*

ФИЗИКО-  
ХИМИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ  
ОБРАЗОВАНИЯ  
КИМБЕРЛИТОВ

Под редакцией д-ра геол.-минер. наук  
*В. В. Доливо-Добровольского*

351



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД · 1972



В работе дана сводка всех материалов по петрохимии и минералогии кимберлитов Якутии и родственных включений из этих пород. На основе комплексного изучения кимберлитов и допущения о радиальном перемещении кимберлитовых магм в субстрате по принципу зонного плавления выведена химико-минералогическая модель и вычислен динамический коэффициент вязкости вещества верхней мантии платформенных областей. Развиваются положения о взаимосвязи кимберлитообразования с конвективными потоками и приводятся данные о грибообразной схеме их движения.

Выполненные различными методами оценки температур и давления для всех важнейших этапов формирования кимберлитов свидетельствуют о том, что образование кимберлитов алмазной субфации происходило при существенно более высоких термодинамических параметрах по сравнению с условиями образования кимберлитов пироповой субфации. Разработан оригинальный метод графического анализа петрохимических особенностей кимберлитов и способ количественной оценки степени дифференциации их магм. Различная степень дифференциации магм, сформировавших кимберлиты отдельных районов, обусловлена главным образом спецификой процесса кинематической дифференциации расплавов в процессе движения их по механизму зонного плавления среди пород верхней мантии. Установлена принципиальная зависимость свойств алмаза от физико-химических условий формирования кимберлитов и предложены способы для количественных оценок фациального и химического факторов качества алмазов.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся поисками и разведкой месторождений алмазов, петрологов, геохимиков и специалистов в области изучения верхней мантии Земли.

Таблиц 31, иллюстраций 29, библиография — 149 названий.

Введение . . . . .	5
Принятые обозначения величин . . . . .	7
<i>Глава I.</i> Важнейшие геолого-тектонические особенности проявления кимберлитового вулканизма и закономерности строения кимберлитовых провинций . . . . .	9
<i>Глава II.</i> Минералого-петрохимическая характеристика кимберлитов и родственных включений . . . . .	18
Кимберлиты . . . . .	—
Родственные включения . . . . .	30
Различия химического состава кимберлитов и родственных включений . . . . .	45
<i>Глава III.</i> Строение и состав верхней мантии Земли . . . . .	48
Природа границы земной коры и верхней мантии . . . . .	—
Строение верхней мантии . . . . .	51
Обзор гипотез о составе верхней мантии . . . . .	53
Состав верхней мантии по результатам комплексного изучения кимберлитов . . . . .	60
<i>Глава IV.</i> Вязкость вещества и динамические процессы в верхней мантии . . . . .	70
<i>Глава V.</i> Температурный режим образования кимберлитов . . . . .	78
Температура в подкоревой период формирования кимберлитов . . . . .	79
Температура кимберлитовой магмы при движении в земной коре . . . . .	93
Температура кимберлитовой магмы при достижении приповерхностных горизонтов земной коры и формировании диатрем . . . . .	94
Температурный режим формирования кимберлитов на постмагматической стадии . . . . .	98
<i>Глава VI.</i> Давление в процессе образования кимберлитов . . . . .	101
Обзор гипотез о давлении в верхней мантии Земли . . . . .	102
Оценки вероятного давления кимберлитовой магмы . . . . .	103
<i>Глава VII.</i> Энергетический баланс и критический объем кимберлитового расплава при движении по механизму зонной плавки . . . . .	110
<i>Глава VIII.</i> Графический анализ петрохимических особенностей кимберлитов и оценки степени дифференциации их магм . . . . .	116
<i>Глава IX.</i> Физико-химические особенности и энергетическая направленность процессов образования кимберлитов . . . . .	126
Интрузивная стадия . . . . .	127
Эксплозивная стадия . . . . .	147
Постмагматическая стадия . . . . .	149

<i>Глава X. Принципиальная зависимость содержания и качества алмазов от физико-химических условий образования кимберлитов . . .</i>	150
Зависимость степени алмазности от химического состава и условий образования кимберлитов . . . . .	—
Физико-химические условия образования кимберлитов и качество алмазов . . . . .	154
Заключение . . . . .	166
Литература . . . . .	169

---

## ВВЕДЕНИЕ

В первый период после открытия сибирских кимберлитов происходил естественный процесс накопления материалов и публикуемые работы носили в основном описательный характер. В последующие годы исследователи все больше внимания стали уделять анализу закономерностей размещения алмазных месторождений и их генезису. С 1962 г. наметился переход к количественным оценкам некоторых аспектов сложного процесса образования кимберлитов, что позволило, в частности, установить важнейшие причины различной алмазности кимберлитов. Выявленная зависимость между химическим составом расплава, фациальными условиями образования кимберлитов и содержанием алмазов в этих породах позволила разработать принципиально новые способы оценки коренных месторождений алмазов: метод вычисления содержания алмазов по морфологии их кристаллов и химическому составу пород и метод разбраковки кимберлитовых тел в отношении их промышленной алмазности по химическому составу пород [Милашев, 1965; Milashev, 1969]. Выводы автора о важнейших факторах алмазности кимберлитов были проверены и подтверждены углубленным математическим анализом, выполненным группой новосибирских геологов с помощью электронных вычислительных машин [Добрецов, Харьков, Шемякин, 1966]. Для повышения экономической эффективности новых методов был предложен способ определения оптимальных объемов опробования тех кимберлитов, химический состав которых не исключает промышленного содержания алмазов [Милашев, 1968e].

Ценность алмазных месторождений определяется, как известно, не только содержанием, но и качеством алмазов. Среди кристаллов алмаза по величине, степени прозрачности, окраске, структуре, механическим и другим физическим свойствам, наличию и отсутствию включений и примесей выделяется несколько сотен сортов. Поскольку средняя цена 1 карата алмазов в одних месторождениях в 3—7 и даже 30 раз выше, чем в других, для промышленной оценки целесообразно руководствоваться не весовым содержанием, а стоимостью алмазов, заключенных в кубометре или в тонне породы.

Необходимо учитывать также, что потребность в алмазах различных сортов не остается постоянной и по мере развития отдельных отраслей науки и техники нередко сильно возрастает спрос на алмазы с определенными свойствами. Рост производства и качества синтетических алмазов уже в ближайшие годы приведет, по-видимому, к полному удовлетворению потребностей промышленности в низкосортных алмазах, в связи с чем еще более возрастут требования к качеству природных кристаллов. Скорейшее и наиболее полное обеспечение нужд народного хозяйства в различных видах

высокосортных алмазов возможно лишь при научно обоснованном выборе районов, наиболее перспективных для нахождения месторождений с кристаллами особо дефицитных сортов.

Алмазы отдельных районов в целом и каждого месторождения в особенности характеризуются определенным соотношением различных сортов и специфическим обликом кристаллов, благодаря чему опытные ювелиры, просмотрев достаточно представительную партию камней, могут почти безошибочно установить, из какого месторождения они добыты.

Экспериментальные данные по синтезу различных минералов, в том числе алмаза, со всей очевидностью свидетельствуют, что качество кристаллов (степень их совершенства, гомогенность, агрегатное состояние и т. п.) зависит от химического состава среды и термодинамического режима кристаллизации. Значит, решение вопроса о причинах различного качества кристаллов в различных месторождениях и выработка объективных критериев для выбора районов, перспективных в отношении обнаружения месторождений высокосортных алмазов, должны основываться, по всей вероятности, на анализе физико-химических условий образования материнских кимберлитов.

Число публикаций, посвященных частным и общим вопросам петрографии, минералогии, генезиса, закономерностям размещения, алмазности кимберлитов, превышает 1000 и непрерывно возрастает с каждым годом. Однако, несмотря на столь обширный поток информации, анализ физико-химических условий образования кимберлитов практически оставался вне поля зрения исследователей: менее чем в 10 работах приводится оценка температуры и давления на отдельных этапах формирования кимберлитов. Вместе с тем очевидно, что выяснение физико-химических условий образования алмазносных кимберлитов должно явиться теоретической основой для дальнейшего развития учения о коренных месторождениях алмазов и повышения на этой основе эффективности поисковых работ.

Монография имеет целью частично восполнить указанный пробел в изучении коренных месторождений алмазов и дать хотя бы приближенные количественные оценки энергетической направленности и физико-химических особенностей важнейших этапов сложного процесса формирования кимберлитов. Несмотря на то, что точность оценок температуры, давления и химического состава расплава, особенно в подкорковый период эволюции, очень невелика, автор полагает, что настоящая работа привлечет внимание широких кругов исследователей к данному вопросу и будет способствовать развитию учения о коренных месторождениях алмазов.

Кроме того, благодаря теснейшей генетической связи кимберлитов с верхней мантией результаты комплексного изучения кимберлитового вулканизма позволяют в ряде случаев уточнить и конкретизировать существующие представления о составе, термодинамических параметрах, динамических процессах в верхней мантии, основывающихся на данных, полученных другими, например геофизическими, методами.

# ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИН

- C* — теплоемкость  
*H* — энтальпия  
*h* — высота или толщина  
*K* — константа равновесия  
*L* — протяженность  
*l* — расстояние  
*p* — общее давление  
*R* — универсальная газовая постоянная  
*r* — радиус  
*S* — энтропия  
*T* — температура  
*t* — время  
*U* — внутренняя энергия  
*V* — объем  
*v* — скорость  
*v<sub>r</sub>* — скорость продольных сейсмических волн  
*v<sub>s</sub>* — скорость поперечных сейсмических волн  
*x* — мольная доля  
*Z* — изобарный потенциал  
 $\eta$  — вязкость  
 $\lambda$  — теплота плавления или кристаллизации  
 $\mu$  — химический потенциал  
 $\rho$  — плотность  
*A* — содержание алмазов в кимберлитовых породах  
*K* — показатель качества алмазов  
*КД* — показатель контрастности процесса дифференциации расплавов  
*КД<sub>Ti</sub><sup>(n)</sup>* — показатель контрастности процесса дифференциации расплавов, вычисленный по *n* элементам (включая титан) и при условии, что ассимилятивность *Ti* равна 1; сокращенно — «титановый показатель контрастности дифференциации»  
*КПА* — коэффициент потенциальной алмазоносности кимберлитов  
*ОД* — отношение объема переплавленных пород верхней мантии к объему магмы, поднимавшейся и претерпевавшей кинематическую дифференциацию по механизму зонной плавки; сокращенно — «объемный показатель дифференциации»  
*П* — относительное количество микрокристаллических агрегатов алмаза, %  
*РК* — показатель оптимальности термодинамического режима формирования кимберлитового расплава для кристаллизации алмазов; сокращенно — «показатель режима кристаллизации»  
*С* — общая стоимость алмазов, заключенных в 1 м<sup>3</sup> кимберлита  
*СГ* — степень графитизации алмазов  
*СД* — показатель степени дифференциации кимберлитовых расплавов  
*СД<sub>Ti</sub><sup>(n)</sup>* — показатель степени дифференциации кимберлитовых расплавов, вычисленный по *n* элементам (включая титан) и при условии, что интенсивность накопления *Ti* равна 1; сокращенно — «титановый показатель степени дифференциации»  
*ССК* — степень сохранности кристаллов алмаза  
*ФА* — показатель фациального фактора алмазоносности кимберлитов  
*ФК* — показатель фациального фактора качества алмазов  
*ХА* — показатель химического фактора алмазоносности кимберлитов  
*ХК* — показатель химического фактора качества алмазов  
*Ц* — средняя цена 1 карата алмазов

Операторы и индексы при обозначениях термодинамических величин

- $I_i$  — величина  $I$ , относящаяся к компоненту  $i$   
 $I_a$  — величина  $I$ , относящаяся к фазе  $a$   
 $I_{i^a}$  — величина  $I$ , относящаяся к компоненту  $i$  в фазе  $a$   
 $I_i^a$  — величина  $I$ , относящаяся к одному молю чистого компонента  $i$   
 $\Delta I$  — конечное приращение величины  $I$

Минералы

<i>Aк</i> — акерманит	<i>Кв</i> — кварц
<i>Ап</i> — апортит	<i>Ме</i> — мелилит
<i>Гд</i> — геденбергит	<i>Мо</i> — монтичеллит
<i>Ге</i> — геленит	<i>Ол</i> — оливин
<i>Гр</i> — гранат	<i>Пи</i> — пироксен
<i>Гер</i> — гидрогроссуляр	<i>Пр</i> — пироп
<i>Ди</i> — диопсид	<i>Сп</i> — серпентин
<i>До</i> — доломит	<i>Та</i> — тальк
<i>Ка</i> — кальцит	<i>Фа</i> — фаялит
<i>Фл</i> — флогопит	<i>Хл</i> — хлорит
<i>Фо</i> — форстерит	<i>Шп</i> — шпинелиды
<i>Фс</i> — ферросилит	<i>Эн</i> — энстатит

## ВАЖНЕЙШИЕ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Проблемам пространственного размещения и теоретически вероятной зависимости проявления кимберлитового вулканизма от геотектонической обстановки посвящено большое число работ. Среди гипотез, выдвигавшихся по данным вопросам, отчетливо выделяются две крайние точки зрения, а также ряд промежуточных.

Наиболее ранними, но развиваемыми и до настоящего времени являются представления о ведущей (и даже исключительной) роли глубинных разломов фундамента платформы в пространственном размещении кимберлитов [Du Toit, 1906; Harger, 1906; Bardet, 1956; Арсеньев, 1961; Сарсадских, 1968]. Так, например, М. Бардэ [Bardet, 1956] связывал локализацию кимберлитовых тел в Западной и Южной Африке с глубинными разломами, определяющими геологическую структуру и очертания континента. Региональные зоны глубинных разломов, контролирующие, по мнению некоторых исследователей, проявления кимберлитового вулканизма, выделяются также и на Сибирской платформе. Следует отметить, что лишь относительно небольшая часть таких разломов подтверждается геологическими и геофизическими данными. В остальных случаях решение этих весьма сложных вопросов имеет оттенок волюнтаризма, вследствие которого «появилась», в частности, Тунгусско-Оленекская зона глубинных разломов (транссибирская), протягиваемая от Нижнеоленекского до Окинского района.

Большинство исследователей, анализируя размещение кимберлитов в масштабах платформ, приходит к выводу о приуроченности кимберлитового вулканизма к платформенным структурам первого порядка, оставляя за разломами роль второстепенного фактора локализации. В качестве благоприятных регионов для проявления кимберлитов называются палеозойские [Атласов, 1960] и мезозойские [Трофимов, 1961] синеклизы, краевые части антеклиз [Одинцов, 1958], а также участки с пониженной мощностью осадочного чехла [Спижарский, 1960].

Одновременно наметились и в дальнейшем получили развитие представления об определенном многообразии структурно-тектонического плана и относительной выдержанности геотектонических условий проявления кимберлитового вулканизма [Эрлих, 1958; Алексеев и Дьяков, 1961; Милашев и др., 1963].

Наиболее общей геотектонической закономерностью проявления кимберлитового вулканизма является приуроченность его к крупным структурам, характеризующимся длительным, медленным и устойчивым воздыманием. Подавляющее число кимберлитовых полей и районов земного шара располагается в пределах антеклиз. На Сибирской платформе кимберлиты наиболее распространены на склонах Анабарской антеклизы — Куойско-Бенчимское, Верхнемолодинское, Мерчимденское, Нижнеукуитское, Огоньбор-Моторчунское, Чомурдахское, Омонос-Кутугунское, Лучаканское, Куранахское, Джюкенское, Среднекуонамское, Нижнекуонамское, Орто-Ырыгахское, Котуй-Маймечинское, Верхнемунское, Далдынское, Алакит-Мархинское, Малоботуобинское поля (рис. 1). Кимберлиты Верхнеалданского района располагаются на склоне Алданской антеклизы. С антеклизами связаны также кимберлиты Южной и Юго-Западной Африки, Индии, Теннесси.

Вместе с тем наблюдается приуроченность кимберлитов и к иным, чем антеклизы, структурам, которые, однако, в период кимберлитового вулканизма также характеризовались медленным, устойчивым и достаточно продолжительным воздыманием. Таковы зоны древних (в частности, байкальских) геосинклиналей и примыкающих к ним передовых прогибов, которые со среднего палеозоя испытывали неуклонное медленное поднятие и, по существу, являлись своего рода аналогами антеклиз. В качестве примера можно назвать Енисейский кряж с примыкающим к нему передовым прогибом. Имеющиеся в литературе указания на благоприятность для локализации кимберлитового вулканизма срединных массивов складчатых областей, испытывавших длительные поднятия (о. Борнео и др.), сомнительны и нуждаются в проверке.

В связи с отрицательными результатами поисков кимберлитов в центральных частях верхнепалеозойских синеклиз, характеризующихся интенсивным развитием траппового магматизма, были выдвинуты две гипотезы. Одни геологи связывали этот факт с бронирующим действием траппов, препятствовавших будто бы формированию кимберлитовых трубок. Другие объясняли его принципиальным различием дифференциации вещества верхней мантии под различными участками платформы, полагая, что процессы генерации трапповой магмы препятствовали возникновению кимберлитов или даже исключали его. Следует отметить, что авторы этих предположений упустили из виду существование среднепалеозойских кимберлитов, которые во многих районах пространствах ассоциируют, но, являясь относительно более древними, погребены под покровами траппов (Далдыно-Алакитский район и др.).

Размещение кимберлитов в пределах антеклиз связывается обычно с наличием зон глубинных разломов. Высказывались предположения о том, что направление таких разломов, по крайней мере в отдельных районах, повторяется в очертаниях структур платформенного чехла.

Однако в подавляющем большинстве случаев предполагаемые зоны глубинных разломов выделяются лишь по выходам кимберлитов,

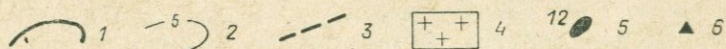
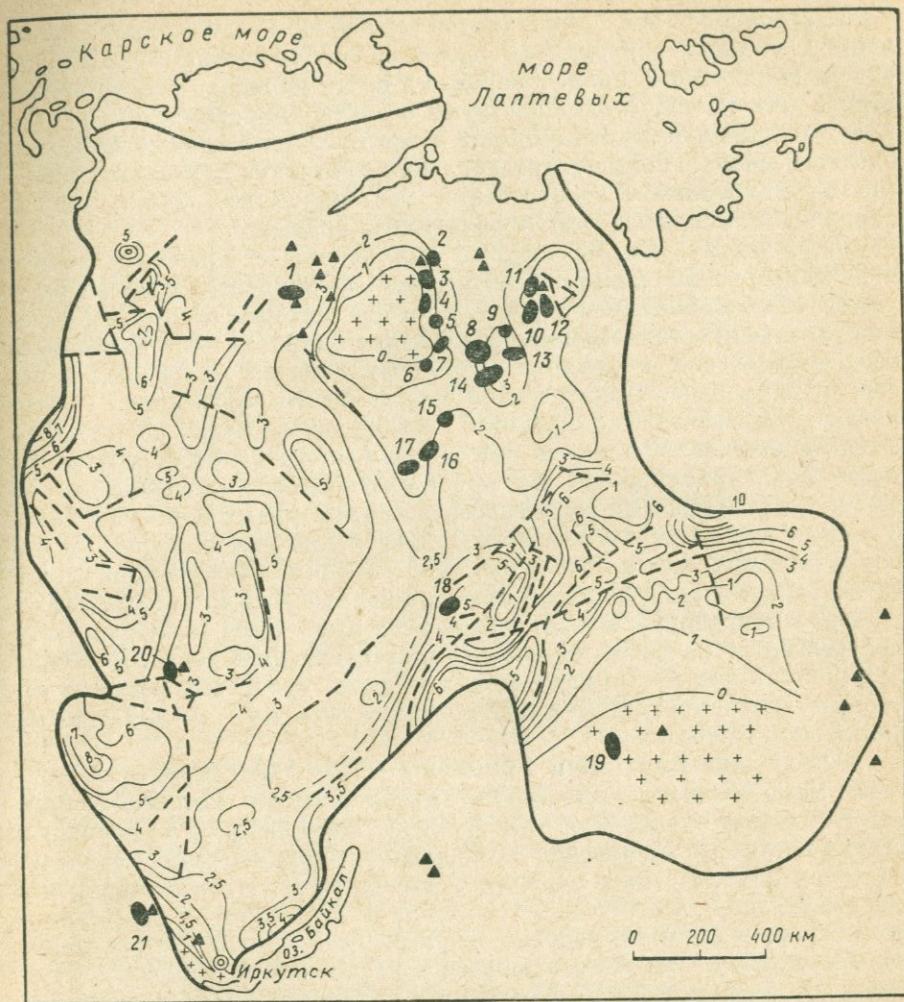


Рис. 1. Схема глубин залегания фундамента Сибирской платформы [Ремпель, Пятницкий, 1967] и расположение кимберлитовых полей.

1 — граница Сибирской платформы; 2 — изобаты поверхности фундамента; 3 — разломы со смещением фундамента; 4 — выходы фундамента на дневную поверхность; 5 — кимберлитовые поля и районы; 6 — массивы ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. Обозначения кимберлитовых полей и районов: 1 — Котуй-Маймечинский, 2 — Орто-Брыгасское, 3 — Нижнекуонамское, 4 — Среднекуонамское, 5 — Джюкенское, 6 — Куранахское, 7 — Лучаканское, 8 — Омонос-Кутугунское, 9 — Нижнекукуитское, 10 — Мерчимденское, 11 — Куойисно-Бесенчимское, 12 — Верхнемолодинское, 13 — Огоньор-Моторчунское, 14 — Чомурдахское, 15 — Верхнемунский, 16 — Даддынское, 17 — Мархино-Алакитское, 18 — Малоботугубинский, 19 — Верхнеалданский, 20 — Чадобецкий, 21 — Окинский.

не подкрепляясь другими геологическими или какими-либо геофизическими данными.

Характерное для кимберлитов линейное размещение трубков взрыва и даек, образующих цепочки, ориентированные согласно общей вытянутости поля, а нередко и почти линейное расположение нескольких полей, свидетельствуют о связи кимберлитового вулканизма с зонами разломов. Вместе с тем предпринимавшиеся до последнего времени попытки установления критериев для независимого (не по кимберлитам) определения местоположения таких зон за единичными исключениями оканчивались неудачей.

По-видимому, весьма важный для теории и практики вопрос о факторах локализации кимберлитового вулканизма не может быть решен традиционными методами, в основе которых лежит стремление увязать пространственное размещение кимберлитов с тектоникой осадочного чехла и верхних частей фундамента платформы в их современном виде. Практическая синхронность образования (в геологических масштабах времени) кимберлитов каждого отдельно взятого поля облегчает решение поставленного вопроса, поскольку позволяет коррелировать их пространственное размещение не со всеми многообразными тектоническими структурами района, а лишь с теми из них, которые возникли одновременно или непосредственно перед внедрением кимберлитов. Реставрация палеотектонической обстановки в период формирования кимберлитов на соответствующих участках территории сложна, но вполне выполнима и должна быть поставлена в качестве одной из первоочередных задач, решение которой откроет новые горизонты в области прогнозирования и изучения закономерностей формирования алмазных месторождений [Милашев, 1968ж].

В последние годы были подмечены общие закономерности строения кимберлитовых провинций, обусловленные специфическими особенностями проявления кимберлитового вулканизма в различных частях платформ. Специфика кимберлитового вулканизма различных регионов алмазоносных провинций наиболее четко выявляется при систематизации фактического материала с учетом термодинамических (фациальных) условий образования пород. Установлено, что кимберлиты, сформировавшиеся в различных фациальных условиях, отличаются формой залегания и размерами диагетров, содержанием алмазов, морфологией и средним весом кристаллов; петрографическими и петрохимическими особенностями, составом родственных включений и другими признаками.

В соответствии с представлениями автора [Милашев, 1961, 1963а] кимберлиты следует выделять из группы порфировых ультраосновных пород по наличию алмаза и (или) пироба. Присутствие этих минералов не является просто минералогической особенностью кимберлитов, но указывает на своеобразие генезиса пород. Барофильность алмаза и пироба свидетельствует о зарождении кимберлитовых расплавов в условиях больших давлений и о достижении ими в сравнительно короткий срок верхних частей земной коры, где остывание обеспечивает сохранение данных минералов. В связи

с этим наличие алмаза и пироба или хотя бы одного пироба (как наиболее легко диагностируемого) позволяет выделять породы особой (кимберлитовой) фации среди практически аналогичных в петрографическом отношении пород. Пикритовые порфириды и другие порфириновые ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы по химическому и минеральному составу почти идентичны кимберлитам, но сформировались при иных, чем кимберлиты, условиях и не содержат алмаза и пироба. Таким образом, кимберлиты следует считать породами особой (кимберлитовой) фации ультраосновного вулканизма, критическими минералами которой являются алмаз и пироб.

Между относительными количествами алмаза и пироба в кимберлитах нет определенной зависимости, и нередко кимберлиты, богатые пиробом, почти или совершенно неалмазоносны. Однако алмазы не встречаются в породах, не содержащих пироба. Здесь уместно напомнить также, что и в совершенно неалмазоносных кимберлитах отмечается постоянное присутствие свободного углерода в виде графита [Трофимов, 1963]. Учитывая это, а также необходимость более высокого давления при кристаллизации алмаза, чем при образовании пироба, среди пород кимберлитовой фации предложено выделять разновидности алмазной и пиробовой субфаций.

В кимберлитовых провинциях Сибири и Африки известны все переходные разновидности: от богатых алмазом и пиробом кимберлитов через породы со средним и бедным содержанием алмазов до практически неалмазоносных, но богатых пиробом кимберлитов и, далее, через бедные пиробом (без алмазов) кимберлиты до пикритовых порфиридов. В пределах каждого конкретного района встречаются лишь близкие по указанным признакам разновидности пород.

Локализация кимберлитов алмазной и пиробовой субфаций в одних случаях на обособленных территориях, а в других — на одной и той же территории позволяет выделять поля и районы самостоятельного и совместного распространения кимберлитов соответствующих субфаций [Милашев, 1965].

Районы развития кимберлитов алмазной субфации кимберлитовой фации ультраосновного вулканизма характеризуются высокой алмазоносностью пород. Кимберлиты залегают здесь почти исключительно в виде трубчатых тел, средняя площадь которых в плане больше, чем в остальных районах. Разновидности бесслюдяного типа составляют 70—90% общего количества кимберлитов. Средне-взвешенное содержание железа, титана, алюминия и калия здесь меньше, а хрома больше, чем в породах других районов. Значительная, иногда большая, часть кристаллов алмаза имеет октаэдрический габитус. Относительно широко распространены двойники, сrostки и обломки кристаллов (табл. 1). Родственные включения в кимберлитах представлены желваками дунитов, перидотитов и гранатовых разновидностей этих пород. Ксенолиты кристаллических сланцев нередко гранатизированы (эклогитизированы?).

В районах совместного нахождения кимберлитов алмазной и пиробовой субфаций по сравнению с районами развития кимберлитов «чисто» алмазной субфации резко падают алмазоносность пород

## Важнейшие геолого-петрографические характеристики кимберлитовых полей и районов Якутии

Субфация кимберлитов	Кимберлитовые поля и районы	Комогматические кимберлитам породы	Форма залегания	Возраст	Средне-геометрическая площадь диаметра, га	Отношение средних значений количеств пород бесслонного и слонного типов (0/с)	Соотношение основных морфологических типов кристаллов алмаза, %			Двойники и сростки кристаллов алмаза, % общего количества	Количество пещих кристаллов алмаза, %
							октаэдры	переходные формы	додекаэдроны		
Алмазная	Малоботуобинский Мархино-Алакитское Далдынское Верхнемунский	— — — —	Трубки взрыва, реже сплюснуто-трубчатые тела	D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>	2,55	10,11	65,4	20,9	13,7	20	20
					0,95	6,09	24,5	19,2	56,3		
					1,10	3,59	23,8	16,3	59,9	28	38
					0,83	2,32	24,8	10,3	64,9		
					20	37					
Алмазная и ширповая	Омонос-Кутугунское Лучаканское Куранахское Огоньор-Моторчунское Чомурдахское Нижнекуонамское Среднекуонамское	Пикритовые порфириды, монтичеллитовые и меллитовые пикриты	Трубки взрыва, сплюснуто-трубчатые тела и дайки	T <sub>1</sub> —J <sub>1</sub>	0,33	0,12	(40)	(5)	(55)	16	62
					0,33	0,17					
					0,24	0,41	15,0	10,0	75,0	15	55
					0,27	2,41					
					0,25	0,95	11,0	5,0	84,0	15	50
					0,37	0,21					
0,50	0,84	2,2	10,6	87,2	6	70					
Ширповая	Джюкенское Нижнеукукитское Мерчимденское Верхнемолодинское Куойкско-Беечимское	Пикритовые порфириды, монтичеллитовые и меллитовые пикриты	Трубки взрыва, сплюснуто-трубчатые тела и дайки	J J J—Cr J—Cr Cr	0,31	1,60	—	—	—	—	—
					0,14	0,43	—	—	—	—	—
					0,43	0,45	—	—	—	—	—
					0,35	0,06	—	—	—	—	—
					0,11	0,12	—	—	—	—	—

и количество октаэдрических, двойникованных и расколотых кристаллов алмаза, уменьшается величина диатрем, убывает доля кимберлитов бесслюдяного типа. Одновременно наблюдается возрастание количества слюдяных разновидностей пород, повышение содержания железа, титана, алюминия, калия и увеличение среднего веса кристаллов алмаза. Кимберлиты в этих районах нередко ассоциируют с комагматическими порфиоровыми ультраосновными породами типа пикритовых порфиритов, причем и те и другие на современном уровне эрозионного среза слагают как трубчатые тела, так и дайки. Родственные включения представлены не только гранатовыми дунитами и перидотитами, но также и гранатовыми пироксенитами. Эклогитизации ксенолитов кристаллических пород не наблюдается.

В районах развития кимберлитов пироповой субфации кимберлиты постоянно сопровождаются комагматическими порфиоровыми ультраосновными породами. Наряду с трубчатыми взрыва широко распространены дайки. Диатремы мелкие. Кимберлиты и комагматические им породы представлены в основном разновидностями слюдяного типа и обладают высоким содержанием железа, титана, алюминия, калия. Гранатовые пироксениты составляют до 10% общего количества родственных включений. Эклогитизированные ксенолиты кристаллических сланцев не встречаются.

В пространственном распределении кимберлитов, сформировавшихся при различных условиях, выявляется определенная закономерность. В центральных частях провинций распространены кимберлиты алмазной субфации. Вокруг них размещаются районы совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а в периферийных зонах алмазоносных провинций находятся кимберлиты пироповой субфации и комагматические им порфиоровые ультраосновные породы типа пикритовых порфиритов (рис. 2, 3).

Не только место, но и время формирования разнофациальных кимберлитов было различным. Так, в районах развития кимберлитов алмазной субфации ультраосновной вулканизм проявился на два-три геологических периода раньше, чем в районах распространения кимберлитов пироповой субфации. В районах совместного нахождения кимберлитов алмазной и пироповой субфаций ультраосновной вулканизм по времени проявления занимает промежуточное положение между начальным и конечным этапами цикла кимберлитобразования соответствующих провинций (см. табл. 1).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что процессы образования кимберлитовых магм возникали под центральными областями платформ, а затем, постепенно ослабевая, смещались к их периферийным зонам. Примечательно и, по-видимому, не случайно, что на первом этапе кимберлитового вулканизма формировались наиболее барофильные кимберлиты алмазной субфации, внедрение которых ( $D_3 - C_1$ ) на Сибирской платформе совпало с периодом самого значительного воздымания территории в послепротерозойское время. Именно этот период на Сибирской платформе характеризовался максимальной денудацией, вследствие которой среднекарбонные и более молодые осадки залегают на различных горизонтах

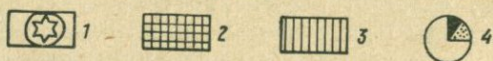
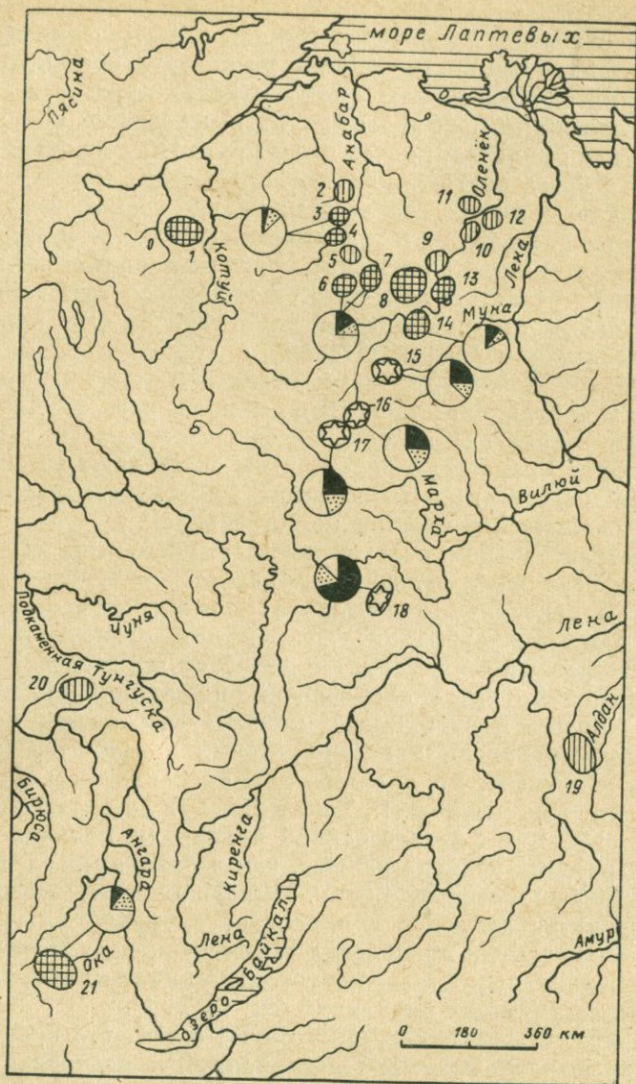


Рис. 2. Фациальная принадлежность пород в кимберлитовых полях и районах Сибирской платформы.

Поля развития кимберлитов субфаций: 1 — алмазной, 2 — совместно алмазной и пироповой, 3 — пироповой; 4 — количественные соотношения кристаллов алмаза октаэдрического (черное), переходного (точечный край) и ромбододекаэдрического (белое) габитуса. Номера полей и районов см. на рис. 1.

351

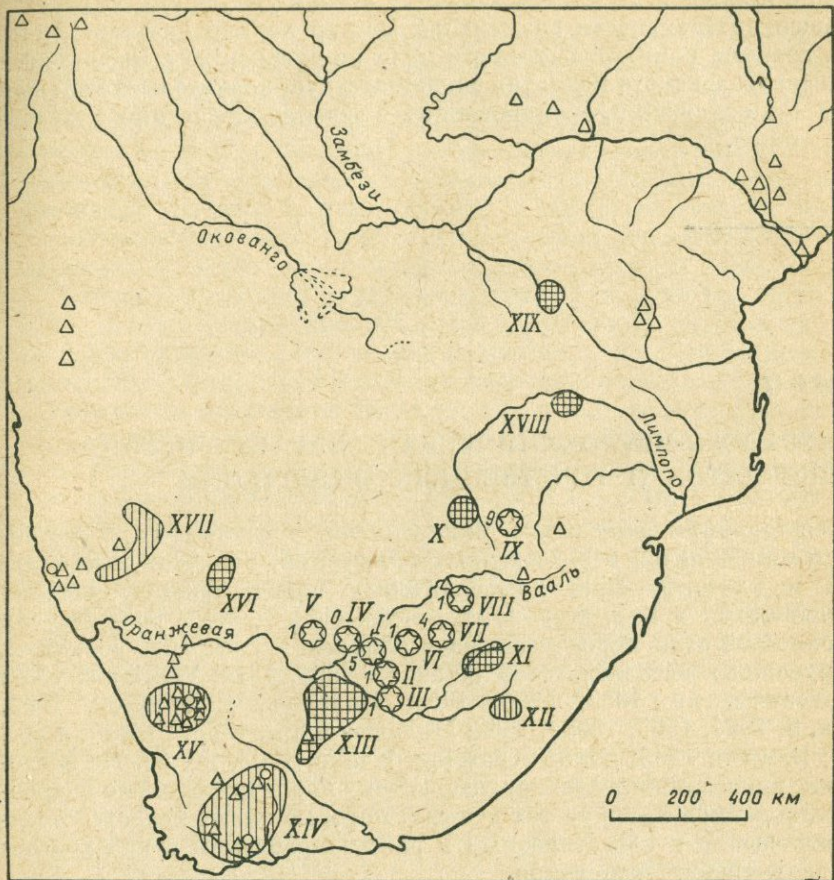


Рис. 3. Фациальная принадлежность пород в кимберлитовых полях Южно-Африканской кимберлитовой провинции.

Поля развития кимберлитов субфаций: 1 — алмазной; 2 — совместно алмазной и пироповой; 3 — пироповой; 4 — обособленные кимберлитовые трубки; 5 — комплексы щелочно-ультраосновных пород.

Кимберлитовые поля: I — Кимберлей, II — Коффифонтейн, III — Ягерсфонтейн, IV — Беркли-Вест, V — Постмасбург, VI — Босхоф, VII — Винбург, VIII — Кронстад, IX — Претория, X — Рюстенбург, XI — Вазутоленд, XII — Матагеле, XIII — Бритстаун, XIV — Сатерленд, XV — Бупменленд, XVI — Спрингбоквейл, XVII — Намакваленд, XVIII — Мессина, XIX — Матабелеленд. Арабскими цифрами на рисунке указано число трубок с промышленным содержанием алмазов в каждом поле.

нижнепалеозойских и протерозойских толщ. В районах совместного нахождения кимберлитов алмазной и пироповой субфаций и «чисто» пироповой субфации ультраосновной вулканизм синхронен соответственно ниже- и верхнемезозойскому этапам денудации. О гораздо меньшей интенсивности воздымания земной коры в позднем триасе и на границе раннего и позднего мела по сравнению с масштабами среднепалеозойского поднятия свидетельствует значительно меньшая мощность отложений, эродированных в течение каждого из мезозойских этапов.

---

## ГЛАВА II

### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Всесторонним описаниям минералогии, петрографии и петрохимии кимберлитов и родственных включений, вопросам номенклатуры и классификации кимберлитовых пород, анализу широко проявившихся в них вторичных процессов и целому ряду других особенностей этих пород посвящено большое число работ советских и зарубежных исследователей [Wagner, 1909, 1914; Williams, 1932; Бобривич и др., 1959, 1960, 1960, 1954; Милашев, 1958, 1960, 1962, 1963а, б, 1964, 1965, 1968д, 1969; Милашев и др., 1963; Рабкин и др., 1962; Dawson, 1962; Nixon Knorring, Kooke, 1963, и др.]. Не повторяя их, приведем краткую характеристику пород и несколько подробнее остановимся лишь на тех данных, которые имеют непосредственное отношение к затрагиваемым в работе проблемам и необходимы для дальнейшего изложения.

#### КИМБЕРЛИТЫ

Кимберлиты — порфиновые ультраосновные породы, сложенные вкрапленниками оливина (20—50%), флогопита (0,5—10,0%), ильменита (< 5%), омфацито-диопсида (< 1%), энстатита (< 1%), пироба (< 1%), нередко алмаза (<  $4 \cdot 10^{-5}$ %), заключенными в основной массе, содержащей микролиты мелилита (до 30%) или монтичеллита (до 60%), иногда клинопироксена (?), а изредка, возможно, и в головитрофиновой основной массе. Как правило, породы сильно изменены, и основная масса, а также большинство порфиновых вкрапленников нацело замещены вторичными минералами: серпентином, карбонатами, хлоритом, гидрогроссуляром, тальком, магнетитом и т. п. Помимо собственно кимберлитов, в трубках взрыва

широко распространены эруптивные брекчии и туфобрекчии кимберлитов. В качестве общего названия для всех текстурно-генетических групп кимберлитов обычно употребляется термин «кимберлитовые породы».

Не останавливаясь на вопросах номенклатуры и систематики кимберлитовых пород, рассмотренных в специальных работах [Милашев, 1961, 1963а; Рабкин и др., 1962], отметим лишь, что кимберлитовые и аналогичные им в петрографическом отношении пикритовые (порфиновые ультраосновные, но не содержащие пиропы) породы разделяются на три текстурно-генетические группы (массивные, эруптивные брекчии и туфобрекчии). В пределах каждой группы по особенностям минералогического состава выделяются породы слюдяного и бесслюдяного типов, расчленяемые, в свою очередь, на несколько разновидностей. Относительное количество отдельных групп, типов и разновидностей пород в различных полях и районах варьирует сравнительно в широких пределах, что, по всей вероятности, обусловлено значительной изменчивостью кимберлитового вулканизма на соответствующих участках территории. Так, например, намечается достаточно четкая зависимость между фациальными условиями образования и количественным соотношением слюдяных и бесслюдяных кимберлитов (см. гл. I) и т. п. Данные о распространенности всех текстурно-генетических групп, типов и разновидностей кимберлитовых и пикритовых пород в полях и районах Якутии приведены в ряде работ [Милашев, 1965, 1968д].

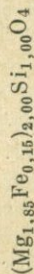
Кимберлитовые и пикритовые породы, выполняющие подавляющее большинство трубков взрыва и даек, в пределах якутской и других алмазоносных провинций мира сильно изменены постмагматическими процессами и обычно в значительной мере сложены вторичными минералами. Среди кимберлитов и пикритов кайнотипного облика известны разновидности с мелилитовой и монтичеллитовой основной массой, которые встречены в нескольких диатремах на северо-востоке Сибирской платформы. Детальное описание их приведено в специальных работах [Милашев и др., 1963; Бобривич и др., 1964; (В. А. Милашев и др., 1970)], и поэтому еще раз останавливаться на петрографической характеристике этих пород нецелесообразно. Отметим лишь, что у монтичеллитовых разновидностей кимберлитов и пикритов мелкозернистый агрегат монтичеллита заполняет все пространство между порфировыми вкрапленниками. В мелилитовых разновидностях основная масса пород сложена микролитами мелилита (иногда с незначительной примесью нефелина), погруженными в слюдисто-карбонатную (апостекловатую?) связующую массу.

Ниже приводятся краткие сведения о характере выделений и составе важнейших первичных минералов и минералов, ранние генерации которых кристаллизовались на магматической, а поздние на постмагматической стадии формирования кимберлитов и пикритов.

Оливин является главнейшим первичным минералом кимберлитов. Он представлен выделениями двух типов: 1) интрателлури-

Состав оливковых вкрапленников из кимберлитов Якутии (среднее по 41 анализу) [Бобриневич и др., 1964]

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.	H <sub>2</sub> O	Сумма
40,55	0,03	0,39	0,02	4,20	7,53	0,10	0,21	0,01	49,57	0,11	0,04	0,02	0,09	0,11	99,98
41,63	—	—	—	—	7,18	—	—	—	51,19	—	—	—	—	—	100,00



Примечание. В знаменателе — исправленный анализ после исключения примеси кальцита (по CaO и п. п. п.), серпентина (по H<sub>2</sub>O) и магнетита (по Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Состав серпентина здесь и далее принят аналогичным составу серпентина из трубки «Аэрогеологическая», т. е. 2,7 (Mg, Ni, Mn) O · 0,2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 2SiO<sub>2</sub> · 2H<sub>2</sub>O [Милашев и др., 1963].

ческими гломеропорфировыми сростками и их обломками как мономинерального состава, так и в ассоциации с пироксенами, гранатом, хромшпинелидами; 2) порфировыми вкрапленниками двух последующих генераций.

Оливин первой генерации, входящий в состав интрателлурических гломеропорфировых сростков («родственных включений»), рассмотрен при характеристике последних в следующем разделе.

Среди порфировых вкрапленников оливина по форме и размерам различаются две генерации (вторая и третья), которые кристаллизовались в процессе подъема магмы по глубинным разломам и в гипабиссальных условиях соответственно. Фенокристаллы оливина второй генерации обычно имеют овально-вытянутую форму, обусловленную коррозией и истиранием их в процессе подъема расплава по разломам и при формировании диатрем. В единичных случаях встречаются зерна оливина, сохранившие огранку какой-нибудь одной части кристалла. Зерна этой генерации имеют средний размер 1—3 мм, но нередко достигают 10 мм, а в отдельных случаях и 25 мм. Вкрапленники оливина третьей генерации характеризуются идиоморфными очертаниями. Габитус их короткопризматический. Наиболее развиты грани (110), (010) и (021). Средняя величина кристаллов 0,1—0,5 мм. Оптические константы свидетельствуют о практическом тождестве состава оливковых вкрапленников двух последних генераций [Милашев и др., 1963]. Средний химический состав их приведен в табл. 2.

Замещается оливин серпентином, в меньшей степени — карбо-

натом. При этом происходит выделение магнетита в виде дендритов, пылевидных и неправильной формы частиц. Серпентин развивается в основном по граням (021) и (110), а также по сети неправильных жилок [Милашев и др., 1963].

Флогопит представлен чешуйками, среди которых различаются две генерации кристаллов магматического происхождения. Кроме того, в породах нередко присутствует и метасоматическая слюда. Кристаллы флогопита первой генерации достигают иногда нескольких сантиметров в диаметре, в среднем их размеры составляют 1—5 мм. В плоскости (001) очертания их овальные или округлые. Флогопит второй генерации образует идиоморфные кристаллы диаметром 0,3—0,5 мм, равномерно распределенные в основной массе породы. Цвет слюды светло-бурый, оранжевый по *Ng*, желтоватый до бесцветного по *Np*. Почти всегда присутствует флогопит с обратной схемой абсорбции. Средний химический состав порфировых вкрапленников флогопита приведен в табл. 3.

Ильменит постоянно присутствует в кимберлитах, но содержание его в породах различных тел варьирует от тысячных долей до 5%. Ильменит образует зерна размером 0,5—0,15 мм, а изредка и желваки до 5—10 см в диаметре. Мелкие зерна обладают, как правило, угловатыми очертаниями, в то время как более крупные выделения характеризуются овальной уплощенной формой. Среди ильменитов в количественном отношении резко преобладает немагнитная магнетизальная разновидность — микроильменит. По периферии крупных желваков, сложенных микроильменитом, нередко располагается отчетливо магнитная, с повышенной твердостью, желто-серая в отраженном свете разновидность — собственно ильменит.

Средний химический состав ильменита из кимберлитов, а также его магнитной и немагнитной разновидностей приведен в табл. 4.

В малоизмененных и целиком серпентинизированных кимберлитах по периферии ильменитовых зерен развиваются реакционные каймы перовскита. При более интенсивных постмагматических процессах, приводивших иногда к почти полной карбонатизации кимберлитов, ильменит и перовскит замещались рутилом и анатазом.

Гранаты, встречающиеся в кимберлитовых породах, могут быть разделены на следующие генетические группы.

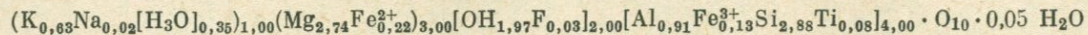
1. Гранаты, входящие в состав интрателлурических сегрегаций, реже являющиеся обособленными протоматматическими вкрапленниками, и кластогенные зерна гранатов, образовавшиеся при дроблении и истирании сегрегаций. К этой группе принадлежат пироповые гранаты.

2. Ксеногенные гранаты, попадающие в кимберлит при дроблении гранатосодержащих ксенолитов различных кристаллических сланцев и эклогитов метаморфического типа. Они представлены альмандинами.

3. Метаморфогенные гранаты — гроссуляры и гидрогроссуляры. Пироп является характерным, но аксессуарным минералом кимберлитовых пород. В остальных порфировых ультраосновных породах он не встречается. Пироповые гранаты, входящие в состав

Химический состав флогопита из кимберлитов Якутии (среднее по трем анализам) [Милашев и др., 1963]

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	П. п. п.	Сумма	H <sub>2</sub> O
40,74	1,59	10,96	3,05	3,45	26,05	0,25	0,02	7,01	0,20	0,02	0,15	6,69	100,08	2,64
40,93	1,60	11,00	3,06	3,47	26,09	—	0,02	7,04	0,20	0,02	0,15	6,42	100,00	—



Примечание. В знаменателе — исправленный анализ после исключения примеси кальцита (по количеству CaO с удалением соответствующего количества п. п. п. в переводе на CO<sub>2</sub>).

Таблица 4

Средний химический состав ильменита из кимберлитов Якутии

Источник	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
Милашев и др. [1963], Бобривич и др. [1964]	48	0,42	48,66	0,22	0,45	14,20	25,45	0,21	0,01	10,16	0,07	0,04	0,03	0,09	0,08	100,09
Милашев и др. [1963]	10*	0,59	50,47	0,69	0,66	10,65	25,64	0,35	He опр.	10,50	0,17	0,14	0,07	He опр.	0,43	100,36
Милашев и др. [1963]	3**	0,43	25,98	He опр.	0,24	39,61	29,56	0,28	He опр.	3,83	0,03	0,13	0,13	He опр.	0,01	100,23

\* Немагнитная разновидность.

\*\* Магнитная разновидность.

родственных включений, рассматриваются при характеристике последних в следующем разделе.

Пироповые гранаты, заключенные в основной массе кимберлитов, представлены зернами округлой, овальной и овально-уплощенной, реже угловатой формы. Размеры их составляют от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Крупные зерна иногда содержат включения оливина, пироксена (или псевдоморфоз по ним), хромшпинелидов. Мелкие зерна граната, в свою очередь, бывают заключены в перечисленные минералы, а также в ильменит. Окраска гранатов варьирует от фиолетовой и темно-красно-фиолетовой до сиреневой, красной и оранжевой. В породе каждого кимберлитового тела, как правило, преобладают разновидности определенной окраски. Редко в пределах одного тела две-три различно окрашенные разновидности присутствуют примерно в равном количестве, что обусловлено чаще всего наличием в трубке двух или более генераций кимберлитов.

Средний химический состав двух основных разновидностей пироповых гранатов из кимберлитов Якутии приведен в табл. 5.

Обособленные зерна гранатов и гранаты, слагающие периферические зоны родственных вклю-

Таблица 5

Средний химический состав основных разновидностей гранатов из кимберлитов Якутии

Цветовые группы	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
		Лиловая	11	41,54 41,56	0,36 0,36	20,25 20,38	3,70 3,74	2,03 2,03	6,36 6,39	0,31 0,31	19,61 19,64	5,54 5,59	—	—	—	0,16
Оранжево-красная	26	41,78 41,08	0,74 0,74	20,70 21,10	0,92 0,94	2,57 2,60	8,25 8,41	0,26 0,27	19,27 19,45	5,28 5,41	0,05	—	0,01	0,12	—	100,23 100,00

(Mg<sub>2,10</sub>Ca<sub>0,43</sub>Fe<sub>0,39</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>2,94</sub> (Al<sub>1,72</sub>Cr<sub>0,20</sub>Fe<sub>0,12</sub>)<sub>2,04</sub> [Si<sub>2,98</sub>Ti<sub>0,02</sub>O<sub>12</sub>]

(Mg<sub>2,09</sub>Fe<sub>0,51</sub>Ca<sub>0,41</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>3,03</sub> (Al<sub>1,49</sub>Fe<sub>0,14</sub>Cr<sub>0,05</sub>)<sub>1,98</sub> [Si<sub>2,96</sub>Ti<sub>0,04</sub>O<sub>12</sub>]

Примечание. В знаменателе — составы после исключения свободного кремнезема, попадающего в пробу при расгранении в амповой трубке, и на гидрофлогопит (по количеству щелочей). Состав последнего принят аналогичным составу гидрофлогопита из трубки «Басилеостровская» [Миллашев и др., 1963, табл. 31].

чений, в местах соприкосновения с основной массой кимберлита обычно окружены келифитовыми каймами. По составу и структуре различаются три типа кайм: а) радиально-лучистые — актинолитовые (?), б) микрочешуйчатые и спутанно-волоконистые — флогопит-хлоритовые, в) бесструктурные — иддингсит-боулингитовые (?).

Мелилит встречен пока в породах лишь шести диаметром — «Тонделдос-фонтейн» [Дю Тойт, 1957], «Баргыдамалах-Южная» (восточная часть), 19н (восточная часть), 22а (западная часть), 22б и 186/1а, но, как будет показано ниже, он является, по всей вероятности, одним из важнейших первичных минералов кимберлитов и комагматических им пикритов.

Мелилит представлен призматическими микролитами длиной 0,02—0,10 мм, которые располагаются почти параллельно и обтекают порфиновые вкрапленники оливина, флогопита и других минералов, обуславливая флюидальную текстуру пород. Содержание его достигает 30% объема породы и соответственно около 50 об. % основной массы. Кристаллики мелилита обычно изотропны, реже очень слабо двупреломляют. В отдельных случаях внешние зоны микролитов обладают светло-серой иногда с аномальным синим оттенком интерференционной окраской. Химические анализы мелилита не проводились. Оптические свойства —  $N_o \approx N_e = 1,633 \div 1,637$  — свидетельствуют о существенно акерманитовом составе минерала с примесью 14—18% геленитового и также некоторого количества натрово-мелилитового и железистого компонентов [Трегер, 1958]. Замещается он серпентином, карбонатом и неопределимыми продуктами.

В основной массе кимберлитов и пикритовых порфиров многих тел присутствуют карбонатные и серпентино-карбонатные псевдоморфозы по призматическим микролитам. Размеры их — 0,02—0,10 мм, количество — до 50 об. % основной массы. Сходство габитуса, размеров и содержания этих псевдоморфоз с соответствующими характеристиками микролитов мелилита дает основание предполагать о достаточно широком распространении мелилита в кимберлитовых и пикрито-порфиритовых породах.

Пироксены являются одними из важнейших первичных минералов некоторых типов кимберлитов. Они относятся к двум генетическим группам. Первая группа включает ромбические и моноклинные пироксены, слагающие интрателлурические сегрегации (обычно совместно с оливином и гранатом), а также кластогенные зерна, образовавшиеся при дроблении этих сегрегаций. Ко второй группе могут быть отнесены микролиты моноклинных пироксенов, которые, по-видимому, могут присутствовать в основной массе некоторых разновидностей кимберлитов. Микролиты клинопироксена в кимберлитах достоверно не установлены, а имеющиеся в литературе указания [Крутоярский и др., 1959], использованные в ряде работ [Милашев, и др., 1963; Бобриевич и др., 1964, и др.], о наличии таковых в породах трубок «Курунг» и «Дама» при новейших исследованиях, проведенных Ю. И. Томановской (В. А. Милашев и др., 1970), не подтвердились.

В породах некоторых других трубок присутствуют мелкие (0,02—0,05 мм) кристаллики диопсида, слагающие лучистые агрегаты, возникшие, очевидно, при наложенных процессах. Вместе с тем наличие бесспорно первичных микролитов клинопироксена в связующей массе меймечитов является определенным свидетельством в пользу того, что возможность обнаружения кимберлитов с микролитами моноклинного пироксена не исключена.

Монтичеллит встречается в кимберлитовых и пикритовых породах почти всех кимберлитовых районов. Наибольшее число диатрем и даек, выполненных монтичеллитовыми породами, известно на северо-востоке Сибирской платформы. Это связано, по всей вероятности, с несколько меньшей средней автотематоморфизованностью порфировых ультраосновных пород данной части алмазонасной провинции по сравнению с центральной ее частью. В пользу этого свидетельствует и тот факт, что в бассейнах рек Оленека, Лучакана и Большой Куонамки встречаются кимберлиты и пикриты, основная масса которых сложена почти неизменным монтичеллитом, составляющим до 60 об. % пород (трубки 22а, 22б, 90н и др.): В кимберлитах центральных районов провинции монтичеллит встречается, как правило, в виде немногочисленных реликтовых зерен, количество которых обычно не превышает первых процентов (трубки «Комсомольская», «Новинка» и др.).

Помимо присутствия в составе основной массы пород, монтичеллит образует реакционные каймы вокруг кристаллов оливина, иногда полностью замещающая их. Монтичеллит, входящий в состав основной массы, образует мельчайшие зерна (0,05—0,1 мм). По оптическим свойствам монтичеллит основной массы и развивающийся по оливину практически одинаков. Среднее содержание ферромонтичеллита в нем около 13—18 мол. % [Милашев и др., 1963; Бобриевич и др., 1964].

Перовскит присутствует в породах большинства трубок. Содержание его обычно не превышает 1%, но иногда поднимается до 3—5%. Перовскит образует мелкие кристаллики, среди которых выделяются две генерации: кристаллики первой генерации идиоморфны (кубооктаэдры), часто сдвойникованы, обладают слабым двушреломлением, размер их 0,07—0,25 мм; кристаллики второй генерации представляют собой мелкие (менее 0,05 мм) выделения округлой и неправильно-изометрической формы, как правило, они изотропны. Помимо самостоятельных выделений в основной массе пород, перовскит образует реакционные каймы на вкрапленниках пикроильменита. Физические свойства, результаты спектральных и химических анализов свидетельствуют о принадлежности описываемого минерала к разновидности перовскита, практически не содержащего редкоземельных элементов.

Всесторонняя петрохимическая характеристика первичных особенностей кимберлитов и пикритов может быть дана, очевидно, лишь по результатам химических анализов не затронутых вторичными процессами разновидностей этих пород. Между тем, как уже отмечалось, абсолютно свежие кимберлиты и пикриты пока не

Таблица 6

Средний химический состав монтichelлитовых и мелилитовых пикритов и кимбер-

Показатели содержания	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO
Бесслудяные монтichel							
Пределы колебаний . . .	26,04— 33,35	1,67— 4,29	1,24— 6,41	4,62— 14,53	0,03— 0,13	3,75— 9,68	11,23— 23,35
Среднеарифметические . .	29,87	3,25	4,01	7,56	0,08	7,41	16,42
Средневзвешенные** . . .	26,98	2,22	2,56	10,50	0,09	5,17	18,86
Слудяные монтichelли							
Пределы колебаний . . .	25,68— 34,61	1,12— 5,14	1,41— 6,40	4,56— 13,13	0,07— 0,19	3,05— 8,96	10,58— 19,65
Среднеарифметические . .	30,69	3,20	3,90	7,87	0,13	6,22	14,61
Средневзвешенные . . . .	28,84	3,24	3,46	8,42	0,08	5,36	12,58
Слудяные нефелин-монтichel							
Пределы колебаний . . .	31,28— 32,20	3,07— 4,88	3,38— 6,92	5,20— 8,65	0,06— 0,18	7,92— 9,06	12,79— 18,93
Среднеарифметические . .	31,85	3,61	5,43	6,26	0,12	8,54	16,52
Средневзвешенные . . . .	31,73	3,98	4,61	6,71	0,12	8,54	14,96
Слудяные нефелин-мели							
Пределы колебаний . . .	33,06— 34,02	2,71— 5,52	4,86— 6,69	5,05— 5,27	0,14— 0,16	6,95— 10,13	10,24— 14,42
Среднеарифметические . .	33,58	4,46	5,84	5,14	0,15	8,52	12,49
Средневзвешенные . . . .	33,73	3,91	6,27	5,09	0,14	7,82	13,36
Общее по							
Среднеарифметические . .	30,90	3,44	4,47	7,11	0,11	7,43	15,50
Средневзвешенные . . . .	28,10	3,04	3,36	8,77	0,09	5,63	14,49

\* Результаты анализов пород из дайки № 69 «Монтichelлитовая» [Милашев 1963; (В. В. Ковальский и др., 1965)], 126/63 (А. И. Крючков и др., 1968), 89/65

\*\* Средневзвешенные составы вычислялись с учетом площади тел в плане.

\*\*\* Результаты анализов пород из диатрем: 154н «Баргыдамалах-Южная», восточная часть (В. А. Милашев, 1967), 71/63 «Солнечная», 135/63 южная часть (А. И. Крючков

\*\*\*\* Результаты анализов пород из диатрем 186/1-А «Бета» (В. А. Милашев, 1967, 1968, В. А. Милашев и др., 1970).

\*\*\*\*\* Результаты анализов пород из диатрем 154н «Баргыдамалах-Южная», восточная (В. А. Милашев и др., 1970).

литов северо-восточной части Сибирской платформы (вес. %)

MgO	NiO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	Σ	S <sub>общ</sub>
литовые (11 анализов*)										
19,61— 30,30	0,01— 0,16	0,16— 0,31	0,14— 0,64	0,13— 0,44	0,09— 0,73	0,16— 3,80	0— 0,66	1,00— 7,92	99,50— 100,95	сл.—0,48
25,31	0,07	0,24	0,44	0,25	0,44	1,37	0,24	3,29	100,25	0,17
23,24	0,02	0,26	0,53	0,16	0,62	1,49	0,33	6,85	99,88	0,08
товые (7 анализов***)										
19,23— 28,10	0,01— 0,32	0,21— 0,30	0,71— 1,80	0,08— 0,70	0,24— 1,32	0,74— 6,82		0,51— 8,09	98,89— 100,40	0,05— 0,43
23,28	0,15	0,24	1,32	0,29	0,77	3,75		3,43	99,85	0,21
25,50	0,24	0,22	1,08	0,17	1,11	5,59		3,71	99,60	0,21
литовые (5 анализов****)										
17,44— 24,99	0,06— 0,08	0,15— 0,36	0,76— 1,36	0,36— 1,43	0,19— 0,84	0,74— 6,82		0,51— 8,09	98,89— 100,40	0,05— 0,41
21,03	0,07	0,25	1,16	0,94	0,66	2,16		0,90	99,50	0,21
22,86	0,06	0,23	1,05	0,69	0,52	2,93		0,62	99,61	0,29
литовые (3 анализа*****)										
18,73— 21,52	He опр.	0,23— 0,24	1,46— 3,08	0,59— 1,05	0,66— 0,97	1,91— 5,13		0,63— 2,30	99,50— 99,76	He опр.
20,13	То же	0,24	2,42	0,88	0,86	3,66		1,35	99,72	То же
19,54	»	0,23	2,16	0,99	0,85	3,91		1,54	99,54	»
всем типам										
23,34	0,09	0,24	1,04	0,47	0,62	2,43		2,64	99,83	0,20
24,56	0,12	0,24	0,95	0,20	0,92	4,23		4,25	98,95	0,18

и др., 1963; (В. В. Ковальский и др., 1965)] и диатрем: «Оригинальная 1» [Милашев и др., юго-западная часть [В. А. Милашев и др., 1970].

часть [Милашев и др., 1963], «Безымянное» (В. В. Ковальский и др., 1965), 22а восточ- и др., 1968), 89/65 северо-восточная часть (В. А. Милашев и др., 1970).

А. И. Крючков и др., 1968), 90н «Улыбна» северо-западная часть (А. И. Крючков и др., часть [Милашев и др., 1963], 22б (В. А. Милашев, 1967) и дайки 19н «Рудный двор»

обнаружены. Сравнительно малоизмененные мелилитовые и монтичеллитовые разновидности известны, к сожалению, всего лишь в нескольких диатремах и только в периферийных зонах якутской кимберлитовой провинции. Крайние и средние содержания важнейших окислов, установленные по всем имеющимся к настоящему времени анализам мелилитовых и монтичеллитовых кимберлитов и пикритов Джюкенского, Нижне- и Среднекуонамского, Лучаканского и Куойско-Бееичимского полей, приведены в табл. 6.

В связи с тем, что породы подавляющего большинства диатрем изменены постмагматическими процессами, сопровождавшимися перераспределением и выносом многих важных компонентов, при изучении первичных особенностей химического состава таких пород нельзя использовать петрохимические методы, основанные на учете количественных соотношений всех важнейших окислов. Петрохимические исследования столь сильно измененных пород, являющихся, по сути дела, метасоматитами, должны строиться на иных принципах. Очевидно, что для обоснованных заключений о первичных особенностях их химического состава следует опираться лишь на те элементы, содержание которых существенно не менялось при постмагматических процессах.

Исследования подвижности важнейших компонентов кимберлитов и пикритовых порфиритов при вторичных процессах показали, что их следует разделить на две группы. К первой группе можно отнести компоненты, содержание которых на постмагматической стадии претерпевает существенное изменение. По особенностям изменения содержания среди них выделяются две подгруппы. Содержание компонентов первой подгруппы неуклонно убывает по мере возрастания степени метасоматоза (Si, Mg, Ni и др.), а количество компонентов второй подгруппы сначала — при серпентинизации — убывает, а при карбонатизации возрастает (Ca, Sr и др.).

Элементы, относимые ко второй группе, существенного перераспределения и выноса в процессе автометаморфизма не испытывали. Важнейшими из них являются Fe, Ti, Al, Cr, K, P, Zr и некоторые другие\*. Вариации содержания таких элементов в кимберлитах отдельных трубок, полей и районов обусловлены и поэтому могут служить показателями многих важных особенностей первичного состава и дифференциации кимберлитовых расплавов, достигших верхних частей фундамента платформы и сформировавших трубки взрыва и дайки [Милашев, 1964, 1965, 1969].

\* Ранее к группе показательных элементов автор относил также и Na поскольку как в наиболее свежих среди известных тогда пород (монтичеллитовых и мелилит-монтичеллитовых), так и в сильно измененных кимберлитах и пикритовых порфиритах содержание натрия практически одинаково. Нефелин-монтичеллитовая порода была встречена лишь в виде включений (ксенолитов?) в веселиците, выполняющем восточную часть трубки «Баргыдамалах». Однако в последние годы было обнаружено несколько диатрем, выполненных нефелинсодержащими разновидностями пикритов и кимберлитов. При постмагматических процессах нефелин разлагался, что сопровождалось выносом натрия, который поэтому должен быть исключен из группы показательных элементов.

Средневзвешенные содержания показательных элементов у кимберлитов одних полей и районов близки, а других существенно расходятся. Минимальные средневзвешенные содержания этих элементов характерны для кимберлитов алмазной субфации (табл. 7).

Таблица 7

Средневзвешенные содержания (вес. %) важнейших показательных элементов в кимберлитах, сформировавшихся в различных фациальных условиях

Поля и районы	Fe	Ti	Cr	Al	K
Районы и поля развития кимберлитов алмазной субфации					
Малоботубинский	5,55	0,69	0,091	2,04	0,53
Далдынское	5,47	0,97	0,092	1,69	0,35
Мархино-Алаkitское	5,35	0,86	0,128	1,45	0,35
Верхнемунский	6,24	0,87	0,159	1,31	0,40
Средневзвешенное по группе	5,52	0,91	0,104	1,62	0,37
Районы и поля совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций *					
Омонос-Кутугунское	7,68	2,24	0,073	2,18	1,39
Чомурдахское	7,27	1,29	0,106	1,69	0,61
Огоньор-Моторчунское	7,00	1,87	0,078	2,36	0,62
Лукачанское	7,98	1,76	0,081	2,41	1,22
Куранахское	6,90	0,91	0,087	1,93	0,94
Среднекуонамское	8,14	2,02	0,131	2,16	0,73
Нижнекуонамское	7,88	1,49	0,088	2,48	1,10
Средневзвешенное по группе	7,62	1,85	0,083	2,27	0,96
Поля и районы развития кимберлитов пироповой субфации					
Джюкенское	9,05	1,34	0,064	1,60	0,77
Нижнекукуитское	7,84	1,48	0,100	2,61	0,69
Мерчимденское	6,77	1,34	0,081	1,61	1,22
Куойско-Бенчимское	7,17	0,80	0,099	1,43	0,47
Верхнемолодинское	6,73	1,22	0,051	1,97	1,16
Средневзвешенное по группе	7,48	1,30	0,070	1,79	1,02
Средневзвешенное по Якутии	6,05	1,12	0,098	1,76	0,52

\* Кроме кимберлитов в полях и районах этих групп постоянно присутствуют комагматические с ними порфиоровые ультраосновные породы типа пикритов и пикритовых порфиритов. Эти породы генетически связаны с кимберлитами и отражают специфику ультраосновного вулканизма соответствующих участков территории, поэтому при вычислении средневзвешенных содержаний показательных элементов учитывались не только кимберлиты, но и комагматические с ними породы.

Оценки расхождений между средневзвешенными содержаниями важнейших показателей элементов в породах различных районов с помощью критерия согласия (Стьюдента) \* показывают, что

\* В качестве степеней свободы при оценке расхождений между средневзвешенными содержаниями показательных элементов принимались объемы слагающих тела пород (млн. м<sup>3</sup>). Замена числа анализов объемами при определении степеней свободы обеспечивает минимизацию потерь геологического смысла и принципов статистики, поскольку в большинстве случаев размеры трубок согласуются с числом химических анализов из выполняющих эти трубки пород [Милашев, 1965].

наблюдаемые отличия химического состава у кимберлитов, сформировавшихся в близких условиях, как правило, несущественны, в то время как породы, образовавшиеся в различных термодинамических условиях, характеризуются существенными расхождениями содержания большинства или даже всех показательных элементов (табл. 8).

Таблица 8

Оценки расхождений между средневзвешенными содержаниями важнейших показательных элементов в разнофациальных кимберлитах Якутии

Сопоставляемые субфациальные группы кимберлитовых полей	Fe	Ti	Cr	Al	K
Алмазной — совместно алмазной и пироповой	C	C	C	C	C
	22,67 3,29	25,16 3,29	6,98 3,29	14,45 3,29	21,78 3,29
Алмазной — пироповой	C	C	C	H	C
	10,84 3,29	5,85 3,29	4,84 3,29	1,69 1,96	12,72 3,29
Пироповой — совместно алмазной и пироповой	H	C	C <sub>0,05</sub>	C	H
	0,31 1,96	3,98 3,29	H <sub>0,02</sub> 2,13	4,43 3,29	0,58 1,96

Примечание. В этой и последующих однотипных таблицах приняты следующие обозначения: С — существенное, Н — несущественное расхождение между средневзвешенными содержаниями элементов. Цифры в числителе — вычисленные значения статистики  $t$ , в знаменателе — значения статистики  $t$  для 0,1%-ного уровня значимости при существенном расхождении средних величин и для 5%-ного уровня значимости при несущественном расхождении. Значения статистики  $t$  для 0,1 и 5%-ного уровней значимости взяты из математико-статистических таблиц [Митропольский, 1961, и др.]. В случаях  $t_{p=0,05} < t_{\text{выч}} < t_{p=0,001}$  указаны интервалы значимости и вычисленная величина  $t$ .

## РОДСТВЕННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Родственные включения — желваки полнокристаллических ультраосновных пород — встречаются во всех кимберлитах. В петрографическом отношении их можно разделить на три основные группы, связанные переходными разновидностями: 1) дуниты, их гранатовые и пироксеновые разновидности; 2) перидотиты — гарцбургиты, лерцолиты и их гранатовые разновидности; 3) пироксениты — энстатиты, вебстериты, диопсидиты и разновидности этих пород с гранатом и оливином (рис. 4). Кроме того, встречаются амфиболизированные и ослоденелые разновидности перидотитов и пироксенитов, а также ильменит-диопсидовые сростки и слюдиты.

Всестороннее описание петрографии и минералогии желваков полнокристаллических ультраосновных пород из кимберлитов Якутии приведено в многочисленных работах [Бобриевич, 1965; Бобриевич, Смирнов, Соболев, 1959; Бобриевич и др., 1964; Милашев, 1960б; Милашев и др., 1963, и др.], поэтому здесь можно ограничиться краткой характеристикой этих включений.

Дуниты — массивные средне- и крупнокристаллические породы с панидиоморфной структурой. Кроме оливина в их составе отмечаются алюмопикрохромит (до 5%), нередко пироповый гранат (до 1%), а иногда и небольшое количество энстатита и диопсида.

Оливин образует изометрические кристаллы, средние размеры которых 3—7 мм. Иногда в них наблюдаются вроски шпинелидов и граната. По оптическим свойствам и химическому составу минерал определяется как форстерит с 5—10% фаялитового компонента.

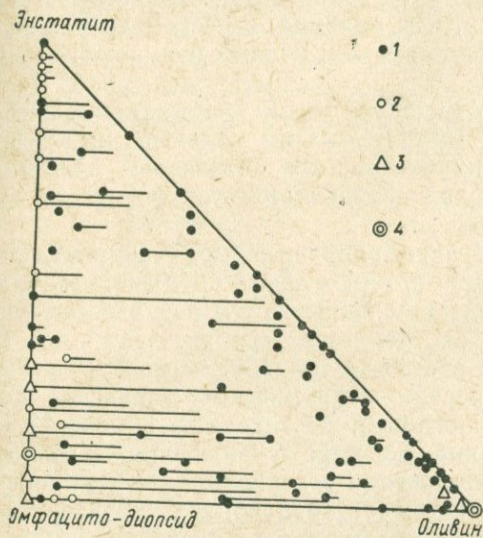


Рис. 4. Диаграмма, иллюстрирующая минералогический состав родственных включений в кимберлитовой брекчии, выполняющей трубку «Обнаженная». Диаграмма построена по методу В. Н. Лодочникова на основании изучения 174 образцов.

1 — состав одного образца; 2 — средний состав по 2—3 образцам; 3 — средний состав по 4—9 образцам; 4 — средний состав по 10—12 образцам. Горизонтальные векторы — содержание пиропового граната.

Гранат представлен изометрическими и почти идиоморфными зернами размером 1—5 мм, иногда до нескольких сантиметров. Физические свойства и результаты химических анализов свидетельствуют о принадлежности граната к пироп-альмандиновому ряду с 70—72% пиропового компонента.

Шпинелиды в дунитовых желваках присутствуют в виде октаэдрических кристаллов размером 0,1—2,0 мм. Физические свойства и химический состав позволяют определить шпинелид из дунитового включения в кимберлите трубки «Обнаженная» как алюмопикрохромит [Мила-

Таблица 9

Средний химический состав включений дунитов и оливинитов из кимберлитов Якутии (по 18 анализам)

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
38,87	0,09	1,94	3,92	0,24	4,69	0,16	0,16	39,97	1,84	0,26	0,15	1,68	0,06	0,09	5,97	100,01
40,87	0,08	1,73	3,49	0,21	4,18	0,19	0,13	47,99	0,69	0,23	0,13	—	0,06	0,08	—	100,00

П р и м е ч а н и е. В знаменателе — состав, пересчитанный на свежую породу, после внесения поправок на искажающее влияние примесей доломита (по количеству CO<sub>2</sub>) и последствий серпентинизации. Серпентинизация таких (существенно форстеритовых) пород при сохранении их объема сопровождалась выносом практически лишь SiO<sub>2</sub> и MgO [Милгашев, 1962].

шев и др., 1963]. Средний химический состав включений рассмотренной группы из кимберлитов Якутии приведен в табл. 9.

Перидотиты сложены средне-крупнокристаллическими агрегатами оливина, пироксенов, граната и хромшпинелидов. Структура их панидиоморфная, аллотриоморфная, иногда венцовая и пойкилитовая. Определенные типы структур имеют предпочтительное развитие в определенных разновидностях перидотитов [Милашев, 1960б]. В составе включений данной группы наиболее распространен оливин, содержание которого, как правило, в несколько раз выше, чем остальных минералов вместе взятых; количество каждого из них обычно составляет 3—10%.

Оливин представлен почти идиоморфными кристаллами, средние размеры которых 3—8 мм. Иногда оливин заключен в крупных ксеноморфных зернах ортопироксена. По оптическим константам и химическому составу минерал определяется как форстерит с 5—10% фаялитового компонента.

Ромбический пироксен образует неправильные, реже почти идиоморфные зерна, средний размер которых обычно больше, чем оливинных кристаллов. По оптическим свойствам и результатам химических анализов пироксен определяется как энстатит с 6—10% железистого компонента. В энстатите по (100) часто наблюдаются тончайшие пластинчатые вроски моноклинного пироксена («пертиты» распада), количество которых, достигающее 20 об. % кристалла, увеличивается обычно по мере уменьшения содержания оливина и одновременного повышения содержания клинопироксена. Повышенное количество таких вросок наиболее характерно для пироксенов, входящих в состав родственных включений из кимберлитов пироповой субфации.

Моноклинный пироксен представлен ксеноморфными зернами размером 0,5—10,0 мм, изредка образующими друзитовые каймы на энстатите. По составу он является диопсидом и омфацито-диопсидом. Нередко содержит пластинчатые вроски энстатита, количество которых достигает 30—40, а иногда почти 50 об. % кристалла.

Содержание граната, состав и форма его выделений в перидотитовых желваках различного состава изменчивы. Минимальное количество его характерно для гарцбургитов, а максимальное — для гранатовых верлитов. В перидотитах с большим содержанием оливина гранат представлен изометрическими кристаллами. В разновидностях лерцолитов и верлитов, переходных по составу к пироксенитам, гранат наряду с обособлениями описанного типа образует прожилковидные выделения между кристаллами оливина и пироксенов, вероятно, замещающая их. Изредка в центральных частях межгранулярных агрегатов граната присутствуют просечки хромшпинелида. Гранат, слагающий изометрические выделения, окрашен в различные оттенки красно-фиолетового и сиреневого цвета и содержит 70—73% пиропового компонента. Гранат, образующий прожилки, окрашен в красные и красно-оранжевые цвета и содержит больше алмандиновых и гроссуляровых компонентов по сравнению с красно-фиолетовыми и сиреневыми разновидностями.

Хромшпинелиды в родственных включениях из кимберлитов алмазной субфации встречаются в виде идиоморфных кристаллов, а в кимберлитах пироповой субфации образуют также просечки между зернами силикатов, дактилотипные сростки с пироксенами, иногда слагают центральные части зерен и прожилков пироба, развивающегося на контакте шпинелида с пироксенами. Ксеноморфный желто-бурый шпинелид, слагающий про-

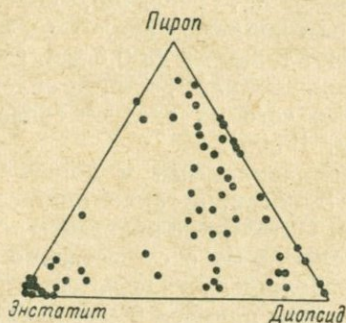


Рис. 5. Диаграмма состава гранато-пироксеновых включений из кимберлитовой брекчи трубки «Обнаженная».

жилки, по физическим свойствам и химическому составу определяется как шпинель и хромшпинель. Идиоморфные кристаллы шпинелида, судя по оптическим свойствам, являются, вероятно, как и в дунитах, алюмопикрохромитом.

Средний химический состав описанной группы включений из кимберлитов Якутии приведен в табл. 10.

Пироксениты в чистом виде встречаются очень редко. Обычно в них присутствуют гранат, оливин и небольшое количество шпинелидов. Содержание важнейших минералов в пироксенитовых включениях одной из наиболее хорошо изученных трубок («Обнаженная») приведено на рис. 5. Увеличение количества граната сопровождается, как правило, уменьшением содержания в первую очередь энстатита, поэтому,

Таблица 10  
Средний химический состав включений перидотитов и гранатовых перидотитов из кимберлитов Якутии (по 17 анализам)

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
44,17	0,04	2,70	7,70	0,22	7,70	0,08	0,15	35,76	1,87	0,39	0,16	0,02	0,01	0,02	9,07	99,80
43,11	0,03	2,34	6,67	0,19	6,67	0,07	0,19	44,44	1,62	0,34	0,14	0,02	0,01	0,02	0,38	100,00

Примечание. В знаменателе — состав, пересчитанный на свежую породу, после внесения поправок на искажающее влияние процесса серпентинизации. При серпентинизации этих пород замещению подвергались почти исключительно оливин и энстатит, количество серпентина в среднем составляет около 7 : 1.

например, в наиболее обогащенных гранатом вебстеритах из кимберлита трубки «Обнаженная» отношение омфациито-диопсида к энстатиту выше 3. Структура гранато-пироксенитовых включений аллотриоморфная и друзитовая, реже панидиоморфная\*.

Ромбический пироксен образует призматические и неправильной формы кристаллы размером до 20 мм, в среднем около 2—7 мм. По оптическим константам и результатам химических анализов он определяется как энстатит с незначительной (4—9%) примесью ферросилита. В энстатите почти всегда присутствуют пластинчатые вросстки клинопироксена, разделяющиеся по морфологии и генезису на два типа. Вросстки первого типа имеют толщину менее 0,01 мм, приурочены к центральным частям кристаллов энстатита, а к периферии выклиниваются. Образование их, вероятно, обусловлено распадом твердого раствора, т. е. они являются аналогами пертитов распада. Вросстки второго типа имеют толщину до 0,5 мм. Они представляют собой ответвления диопсидовых кайм, иногда облекающих кристаллы энстатита, на основании чего их следует сопоставлять с пертитами замещения [Милашев, 1960б].

Клинопироксен представлен неправильными и короткопризматическими кристаллами размером 3—7 мм, а также слагает друзитовые каймы и вросстки в энстатите. Оптические константы и результаты химических анализов свидетельствуют о существенно диопсидовом составе клинопироксена, небольшой железистости (4—11% геденбергитового компонента), заметной примеси жадеита (11—18%) и энстатита (9—15%). Энстатит слагает «пертиты» распада, избавиться от которых в процессе подготовки клинопироксена на анализ технически невозможно.

Гранат образует изометрические зерна и слагает прожилковидные агрегаты между кристаллами пироксена. Наблюдаются также пегматитовидные сростки граната и пироксенов, в которых выделения граната ограничены плоскостями спайности и отдельности последних. Установлено, что данные сростки ответвляются от секущих пироксен гранатовых жилков. Гранат субидиоморфных зерен окрашен в различные оттенки красно-фиолетового и сиреневого цвета. Межгранулярные образования и вросстки в пироксенах сложены красным до красно-оранжевого гранатом. Красно-фиолетовые и сиреневые разновидности по оптическим свойствам аналогичны пиропам дунитов и перидотитов. Красно-оранжевый гранат в желваке гранато-диопсидового состава из трубки «Обнаженная» по результатам химического анализа определяется как альмандинопироп с 53% пиропового компонента [Милашев, 1960б].

Хромшпинелиды в пироксенитовых желваках встречаются постоянно, но содержание их обычно не превышает нескольких десятых долей процента. Они образуют пластинчатые и веретенообразные

---

\* Желваки эклогитов метаморфического типа, обладающие идиогранобластовой структурой и существенно альмандиновым составом граната, не имеют генетической связи с кимберлитовой магмой, а представляют собой ксенолиты глубинных пород и поэтому здесь не рассматриваются.

вростки в пироксенах, реже слагают центральные части прожилков, состоящих в основном из граната. По оптическим свойствам они сходны с ксеноморфным хромшпинелидом перидотитов и могут быть отнесены к хромшпинели.

Оливин встречается в разновидностях, переходных от пироксенитов к перидотитам. Зерна его имеют овальную, реже неправильную форму. По оптическим свойствам аналогичен оливину дунитов и перидотитов, т. е. также является форстеритом с 5—10% фаялитового компонента.

Средний химический состав включений рассмотренной группы из кимберлитов Якутии приведен в табл. 11.

Амфиболизированные перидотиты и пироксениты встречаются относительно редко. Степень амфиболизации желваков различна — от незначительной до почти полной. Замещению подвергаются лишь пироксен и гранат. Желваки пироксенитов иногда частично окружены амфиболовой каймой, дающей ответвления внутрь. Наряду с этим в кимберлитах встречаются агрегаты амфибола, несомненно, являющиеся обломками таких кайм. Результаты химического анализа амфиболовой каймы на желваке гранатового вебстерита из трубки «Обнаженная» свидетельствуют о существенно гастингситовом составе амфибола, содержащего также заметное количество ферригастингситового и эккерманитового компонентов [Милашев и др., 1963].

Флогопитизированные перидотиты и пироксениты относятся к категории малораспространенных родственных включений. Ослюденение желваков ультраосновного состава в кимберлитах проявлялось обычно в значительно больших масштабах, чем амфиболизация. Известно, что кимберлиты и заключенные в них родственные включения и ксенолиты во многих телах подвергались флогопитизации при постмагма-

Таблица 11  
Средний химический состав включений пироксенитов из кимберлитов Якутии  
(по 14 анализам)

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
45,26	0,32	10,59	0,28	0,28	7,90	0,16	0,15	22,78	7,82	0,55	0,23	0,05	2,78	99,96
48,70	0,31	10,20	0,27	0,27	7,61	0,15	0,15	22,83	7,53	0,53	0,22	0,05	0,40	100,00

Примечание. В знаменателе — состав, пересчитанный на свежую породу, после внесения исправлений на искажающее влияние процесса серпентинизации. Поскольку в этих породах заменено серпентинном подвыражением почти исключительно энстатит, то серпентинизация их сопровождалась выносом практически лишь SiO<sub>2</sub> и MgO и частичным переходом закисного железа в окисное.

тических процессах. Однако кроме постмагматической флогопитизации желваки полнокристаллических ультраосновных пород в кимберлитах некоторых тел подверглись замещению флогопитом в период выделения порфировых вкрапленников данного минерала. Эта слюда представлена идиоморфными пластинками и неправильной формы чешуйками, имеющими размер 2—5 мм, иногда 2 см. Примечательно, что такая слюда почти всегда деформирована и обладает характерной отдельностью по шести направлениям, аналогичной отдельности в кристаллах магматического флогопита первой генерации [Милашев и др., 1963].

Флогопит развивается по орто- и клинопироксенам, гранату и гастингиту. Этот процесс, как и амфиболизация, чаще и более интенсивно проявился в желваках пироксенитов. Последние иногда на 50% состоят из слюды. Оптические свойства свидетельствуют о принадлежности слюды к слабожелезистому флогопиту, обычно несколько гидратизированному.

Слюдиты встречаются почти исключительно в разновидностях кимберлитов, обогащенных флогопитом магматического происхождения. Это достаточно крупные (0,5—3,0 см) изометрические агрегаты слюды, представляющие собой, вероятно, гломеропорфировые сростки. Сложены они обычно флогопитом с примесью небольшого количества ильменита. Менее распространены оливиновые слюдиты, в состав которых входят кристаллы оливина (от нескольких до 30%) или серпентиновые псевдоморфозы по ним, иногда диопсид и небольшое количество ильменита, замещаемого перовскитом и сфеном.

Структура агрегатов панидиоморфная, иногда (особенно в оливинсодержащих разновидностях) порфировидная с панидиоморфной структурой основной массы. Порфировидность обусловлена наличием крупных выделений флогопита и оливина в мелкозернистой массе, состоящей из чешуек флогопита и мелких идиоморфных кристалликов оливина.

Флогопит представлен идиоморфными чешуйками размерами от 0,1 до 2,5 мм, в среднем около 0,5—1,0 мм. Под влиянием вторичных процессов слюда иногда почти полностью обесцвечивалась. Обесцвечивание сопровождалось уменьшением свето- и двупреломления. Наиболее свежие разновидности слюды по оптическим данным определяются как железистый флогопит, обычно несколько гидратизированный. Характерной особенностью флогопита слюдитов является наличие в нем шести систем трещин отдельности, аналогичных наблюдаемым в фенокристаллах данного минерала.

Оливин в изучавшихся образцах слюдитов полностью серпентинизирован. Судя по морфологии и размерам псевдоморфоз, оливин был представлен кристаллами, вероятно, двух генераций. Кристаллы оливина первой генерации, составляющие около 60—80% от общего количества оливина, имели овальную форму и размеры 2—3 мм, реже до 5 мм. Оливин второй генерации был представлен относительно мелкими (0,5—1,0 мм) идиоморфными кристаллами.

Ильменит-диопсидовые включения (рудные пироксениты) в кимберлитах встречаются редко. Обычно они представляют собой сим-

плектитовые сростки, но иногда обладают микрографическим строением. Состав ильменита и пироксена химически не анализировался. По термоэлектрическим свойствам ильменит из желваков трубки «Мир» отвечает магнезиальным членам изоморфного ряда ильменитов, присутствующих в кимберлите этой трубки [Францессон, 1968].

Общее количество и относительное распространение отдельных разновидностей включений в кимберлитах разных районов и даже среди трубок одного района различны. В связи с тем что содержание родственных включений даже в наиболее обогащенных ими кимберлитах не превышает 1%, строгое определение их действительного распространения затруднено. Однако анализ имеющихся материалов позволяет наметить достаточно надежные качественные закономерности. Так, желваки дунитов, перидотитов и гранатовых разновидностей этих пород присутствуют в кимберлитах всех районов. Желваки пироксенитов и гранатовых пироксенитов (совместно с дунитами и перидотитами) встречаются, как правило, только в районах совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой, а также чисто пироповой субфации. В пикритах и пикритовых порфиритах родственные включения представлены безгранатовыми дунитами, перидотитами и пироксенитами.

Наиболее широко распространены перидотиты (а внутри этой группы — гранатовые перидотиты), содержание которых в кимберлитах алмазной субфации составляет около 85—90% общего количества родственных включений. В тех кимберлитах, родственные включения в которых представлены также и пироксенитами, количество гранатовых перидотитов падает до 70—80 отн. %. Отсюда следует, что в якутских кимберлитах наиболее распространены желваки гранатовых перидотитов, на долю которых приходится в среднем около 85% от общего содержания родственных включений. Относительная распространенность желваков гранатовых дунитов и пироксенитов (пользующихся преимущественным развитием в определенных районах) для приближенных средних оценок по провинции в целом может быть принята около 10—15 и 1—5% для желваков этих групп соответственно.

Амфиболитизированные и флогопитизированные перидотиты и пироксениты, а также рудные пироксениты встречаются далеко не во всех трубках, а там, где они есть, их содержание не превышает 1% от количества дунит-перидотит-пироксенитовых включений. Содержание слюдитов в кимберлитах некоторых тел превышает количество остальных включений (тело «Флогопитовое» и др.), однако в породах большинства трубок они не встречаются совсем.

Как уже отмечалось ранее [Милашев, 1961, 1965, 1968в], кимберлиты алмазной субфации формировались при повышенных термодинамических параметрах по сравнению с кимберлитами пироповой субфации, что, очевидно, не могло не отразиться на составе минералов интрателлурических сегрегаций (родственных включений) в таких породах. С целью проверки этой гипотезы проведено обобщение опубликованных химических анализов минералов родственных включений из разнофациальных кимберлитов. Для лучшего выявления

вероятных отличий использовались анализы минералов из кимберлитов, образовавшихся при максимальных и минимальных значениях термодинамических параметров кимберлитовой фации. С этой целью при вычислении среднего состава важнейших интрателлурических минералов, кристаллизовавшихся в условиях алмазной субфации, брались анализы минералов родственных включений из пород, выполняющих трубки взрыва в полях развития кимберлитов чисто алмазной субфации.

Ввиду малого числа анализов минералов родственных включений из кимберлитов, слагающих диатремы в полях развития пород чисто пироповой субфации, наряду с ними использовались также анализы соответствующих минералов из кимберлитов пироповой субфации, выполняющих трубки взрыва в полях преимущественного развития кимберлитов пироповой и отчасти алмазной субфации — трубки «Надежная», «Каменная», «Тейб Патсо» и «Секхамент» (табл. 12—15).

Уже при визуальном сравнении приведенных в табл. 12—15 данных выявляются отчетливые отличия состава ромбических и моноклинных пироксенов и практическая идентичность химического состава оливинов и гранатов из разнофациальных кимберлитов. Так, клинопироксены в кимберлитах алмазной субфации резко обеднены глиноземом и титаном по сравнению с аналогичными минералами из кимберлитов пироповой субфации. Содержания  $Fe_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  могут считаться одинаковыми. В ортопироксенах из кимберлитов алмазной субфации содержание всех полуторных окислов примерно в 2 раза ниже, чем в соответствующих минералах из кимберлитов пироповой субфации. Значимость отмеченных особенностей химического состава пироксенов из родственных включений в разнофациальных кимберлитах проверена и в основном подтверждена с помощью статистического критерия согласия  $t$  (Стьюдента). Ввиду весьма малого числа (2) химических анализов ромбических пироксенов из включений в кимберлитах алмазной субфации полученные оценки для ортопироксенов следует считать сугубо предварительными (см. табл. 13).

Наблюдаемые различия содержаний полуторных окислов в пироксенах родственных включений из кимберлитов алмазной и пироповой субфаций (табл. 16) обусловлены, по всей вероятности, в первую очередь различиями давлений при их кристаллизации. Подробнее этот вопрос рассмотрен в гл. VI.

Вытекающий из табл. 15 вывод о практической идентичности среднего состава гранатов, находящихся в равновесии с пироксенами родственных включений из разнофациальных кимберлитов, представляется сомнительным. Дело в том, что в обогащенных пироксеном перидотитовых и особенно в пироксенитовых включениях, встречающихся почти исключительно в кимберлитах пироповой субфации, помимо высокомагнезиальных широко распространены гранаты, количество пиропового компонента в которых лишь около 50—55%. Как уже отмечалось в начале этого раздела и при более детальном описании включений [Милашев, 1960б; Милашев и др., 1963], такие гранаты слагают межгранулярные и секущие пироксен жилки,

Таблица 12

Средний химический состав оливина из родственных включений в кимберлитах алмазной и пироповой субфации (вес. %)

Показатели содержания	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Алмазная субфация (17 анализов *)								
Пределы колебаний	39,30—41,68	Следы—0,08	0,03—1,40	0,005—0,038	0,07—2,21	5,40—13,43	Следы—0,17	45,32—51,25
Среднее	40,54	Следы	0,21	0,016	1,03	7,79	0,09	49,39
Исправленное **	41,42	—	—	—	—	7,70	—	50,88
(Mg <sub>1,84</sub> Fe <sub>0,16</sub> ) <sub>2,00</sub> [Si <sub>1,00</sub> O <sub>4</sub> ]								
Пироповая субфация (12 анализов ***)								
Пределы колебаний	40,06—41,44	Следы—0,07	Следы—0,86	0,006—0,17	0,27—2,05	3,73—8,09	0,04—0,12	35,90—50,38
Среднее	42,24	0,01	0,24	0,04	0,97	6,78	0,09	48,62
Исправленное **	42,95	—	—	—	—	6,84	—	50,21
(Mg <sub>1,80</sub> Fe <sub>0,14</sub> ) <sub>1,94</sub> [Si <sub>1,03</sub> O <sub>4</sub> ]								

Продолжение табл. 12

Показатели содержания	CaO	NiO	CoO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
Алмазная субфация 17 анализов *									
Пределы колебаний	0,02—0,70	Следы—0,34	Следы—0,017	—	—	—	0,02—1,10	0,00—0,84	—
Среднее	0,26	0,19	0,006	—	—	—	0,36	0,08	99,96
Исправленное **	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00
(Mg <sub>1,84</sub> Fe <sub>0,16</sub> ) <sub>2,00</sub> [Si <sub>1,00</sub> O <sub>4</sub> ]									
Пироповая субфация (12 анализов ***)									
Пределы колебаний	0,01—0,70	0,09—0,40	Следы—0,15	Следы—0,15	0,07—0,19	Следы—0,02	0,18—0,56	0,06—0,81	—
Среднее	0,15	0,23	0,034	0,11	0,12	0,01	0,34	0,42	100,40
Исправленное **	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00
(Mg <sub>1,80</sub> Fe <sub>0,14</sub> ) <sub>1,94</sub> [Si <sub>1,03</sub> O <sub>4</sub> ]									

\* Анализы оливинов из трубок «Удачная», «Мир», «Дальняя», «Новинка», «Комсомольская» [Бобриевич, 1965], «Зарница», «Легкая», «Дальняя», «Удачная», «Де-Бирс» [Бобриевич и др., 1959].

\*\* Составы после исключения примеси кальцита (по количеству СаО), серпентина (по Н<sub>2</sub>O и п. п. п. — СО<sub>2</sub>) и магнетита (по Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

\*\*\* Анализы оливинов из трубок «Обнаженная» [Милашев и др., 1963; Бобриевич, 1965], «Русловая» [Бобриевич, 1965] и «Тейб Патсо» [Nixon, Knorring, Rooke, 1963].

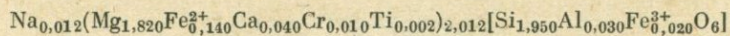
Таблица 13

Средние составы ромбических пироксенов из родственных включений в кимберлитах алмазной и пироповой субфаций (вес. %)

Показатели содержания	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	П. п. п.	Сумма
-----------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------	----------	-------

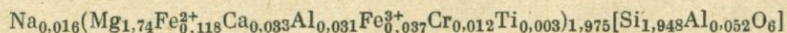
## Алмазная субфация (2 анализа \*)

Пределы колебаний	54,60— 57,02	0,03— 0,19	0,96— 1,07	0,13— 0,23	0,72— 0,89	3,76— 5,34	0,11— 0,12	34,98— 35,86	0,82— 1,15	0,09— 0,27	0,01— 0,21	He опр.— 0,17	He бпр.— 0,36	
Среднее	55,81	0,11	1,01	0,18	0,80	4,55	0,12	35,42	0,98	0,18	0,11	0,17	0,36	99,80
Исправленное **	56,59	0,11	0,74	0,19	0,84	4,77	—	35,43	1,03	0,19	0,11	—	—	100,00



## Пироповая субфация (4 анализа \*\*\*)

Пределы колебаний	54,02— 57,11	0,00— 0,27	0,86— 5,24	0,17— 0,56	1,03— 1,82	3,56— 4,61	0,09— 0,13	32,38— 35,90	0,56— 1,50	0,09— 0,35	Сл.— 0,16	0,28— 0,44	0,98— 1,24	
Среднее	56,01	0,12	2,28	0,37	1,32	3,88	0,11	34,26	0,86	0,18	0,08	по 2-м	0,73	100,20
Исправленное **	56,75	0,13	1,99	0,39	1,40	4,11	—	34,05	0,91	0,19	0,08	—	—	100,00



\* Анализы ромбических пироксенов из трубок «Новинка» [Бобривич и др., 1964] и «Булфонтейн» [Мак-Грегор, Рингвуд, 1968].

\*\* Составы после исключения примеси серпентина (по количеству H<sub>2</sub>O и п. п. п.), аналогичного серпентину из трубки «Аэрогеологическая».

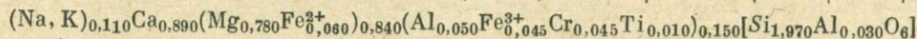
\*\*\* Анализы ромбических пироксенов из трубок «Обнаженная» [Милашев и др., 1963] и «Тейб Патсо» [Nixon, Knorring, Rooke, 1963].

Средние составы моноклинных пироксенов из родственных включений в кимберлитах алмазной и пироповой субфации (вес. %)

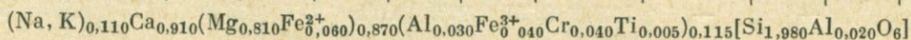
Показатели содержания	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П. п. п.	Сумма
-----------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	----------	-------

Алмазная субфация (по 7 анализам \*)

Пределы колебаний	50,06	Следы	0,01—	0,00—	0,74—	0,97—	0,04—	15,39—	17,56—	0,27—	0,09—	0,06—	0,08—	
Среднее	54,52	0,35	6,11	3,03	2,84	2,48	0,51	17,44	25,34	2,13	0,16	1,44	4,17	
Исправленное **	53,31	0,18	2,32	1,32	1,45	1,74	0,14	16,51	20,79	1,31	0,13	0,46	0,69	100,35
	54,26	0,20	1,89	1,45	1,59	1,91	—	14,32	22,80	1,44	0,14	—	—	100,00

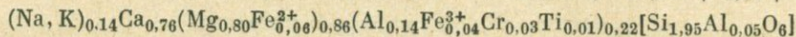


Пределы колебаний ***	50,06	Следы	0,01—	0,00—	0,74—	1,47—	0,06—	16,16—	17,91—	0,27—	0,09—	0,06—	0,08—	
Среднее	54,52	0,28	3,03	3,03	2,84	2,48	0,51	17,44	25,34	2,13	0,16	1,44	4,17	
Исправленное **	53,30	0,15	1,68	1,27	1,40	1,87	0,15	16,70	21,33	1,27	0,13	0,38	0,66	100,29
	54,17	0,16	1,18	1,38	1,52	2,04	—	14,83	23,20	1,38	0,14	—	—	100,00



Пироповая субфация (по 8 анализам \*\*\*\*)

Пределы колебаний	51,78—	0,05—	1,30—	0,21—	0,64—	0,70—	0,02—	14,33—	16,10—	1,28—	0,10	He	0,34—	
Среднее	54,61	0,82	6,67	1,43	3,08	3,57	0,09	20,88	20,26	2,50	0,52	опр.	1,20	
Исправленное **	53,27	0,30	4,73	0,98	1,41	1,82	0,06	16,60	18,18	1,78	0,20	—	0,90	100,23
	54,01	0,32	4,55	1,05	1,52	1,96	—	14,94	19,53	1,91	0,21	—	—	100,00



\* Анализы моноклинных пироксенов из трубок «Мир», «Сытыканская» [Бобриевич и др., 1959, 1964], «Ягерсфонтейн» [Holms, 1936, «Дютойтспен» [Nixon, Knorring, Rooke, 1963, Мак-Грегор, Рингвуд, 1968], «Премьер» [Nixon, Knorring, Rooke, 1963].

\*\* Составы после исключения примеси серпентина (по количеству H<sub>2</sub>O и п. п. л.), аналогичного серпентину из трубки «Аэрогеологическая».

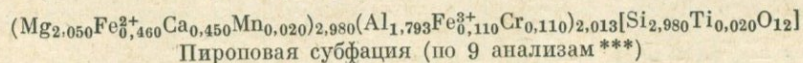
\*\*\* Те же анализы клинопироксенов, что и отмеченные \*, но без сомнительного анализа из трубки «Мир» [Бобриевич и др., 1964, табл. 41, анал. 5].

\*\*\*\* Анализы клинопироксенов из трубок «Обнаженная» [Милашев и др., 1963; Бобриевич и др., 1964], «Русловая» [Бобриевич и др., 1964], «Тейб Патсо» [Nixon, Knorring, Rooke, 1963].

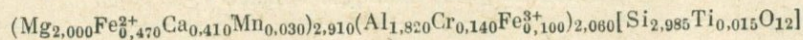
Таблица 15

Средние составы гранатов из родственных включений в кимберлитах алмазной и пироповой субфаций (вес. %)

Показатели содержания	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П. п. п.	Сумма
Алмазная субфация (по 13 анализам *)														
Пределы колебаний	40,75— 42,86	0,07— 0,85	18,70— 23,04	0,28— 5,41	0,08— 4,65	5,80— 10,15	0,17— 0,58	15,08— 21,23	3,92— 8,82	Следы— 0,11	Следы— 0,14	0,02— 0,13	Следы— 0,15	
Среднее	41,57	0,37	21,00	1,82	2,18	7,53	0,34	19,24	5,80	0,06	0,08	0,08	0,10	100,17
Исправленное**	41,47	0,35	21,18	1,85	2,16	7,60	0,35	19,13	5,91	—	—	—	—	100,00



Пределы колебаний	41,17— 43,98	0,11— 0,92	16,92— 22,56	0,29— 7,52	0,80— 3,83	6,05— 14,43	0,23— 0,59	13,64— 21,24	4,18— 6,27	0,10— 0,35	0,20— 0,45	Следы— 0,17	Следы— 1,14	
Среднее	42,55	0,35	20,63	2,24	2,04	7,49	0,37	19,03	4,91	0,21	0,30	0,02	0,34	100,48
Исправленное**	41,63	0,25	21,48	2,42	1,98	7,81	0,40	18,73	5,30	—	—	—	—	100,00



\* Анализы гранатов из трубок «Новинка», «Мир», «Январская», «Сытканская», «Геофизическая» [Бобриевич и др., 1964], «Кимберлей» [Nixon, Knogging, Rooke, 1963], «Булфонтейн» [Мак-Грегор, Рингвуд, 1968].

\*\* Составы после исключения примеси флогопита (по количеству щелочей) и свободного кремнезема, попадающего в пробы при растирании гранатов в яшмовых ступках.

\*\*\* Анализы гранатов из трубок «Обнаженная» [Милашев и др., 1963], «Надежная», «Каменная» [Бобриевич и др., 1964], «Тейб Патсо» и «Секхаменг» [Nixon, Knogging, Rooke, 1963].

Таблица 16

Оценки значимости расхождений средних содержаний полуторных окислов в ромбических и моноклинных пироксенах родственных включений (по данным табл. 13, 14)

Минералы	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Ромбические пироксены	Н	Н	C <sub>0,01</sub>	Н
	0,83	0,51	Н <sub>0,001</sub>	1,38
	2,45	2,45	3,86	2,45
Моноклинные пироксены (при 7 анализах из кимберлитов алмазной субфации)	C <sub>0,05</sub>	Н	Н	Н
	Н <sub>0,02</sub>	0,41	0,83	1,67
	2,42	2,13	2,13	2,13
Моноклинные пироксены (при 6 анализах из кимберлитов пироповой субфации)	C <sub>0,01</sub>	Н	Н	C <sub>0,05</sub>
	Н <sub>0,001</sub>	0,49	0,84	Н <sub>0,02</sub>
	3,48	2,14	2,14	2,45

а также развиваются вдоль плоскостей спайности и отдельности пироксенов. Несмотря на достаточно широкое распространение этих гранатов, химические анализы их единичны (автору известен лишь 1 анализ), что, по-видимому, обусловлено значительной сложностью отбора соответствующей мономинеральной фракции.

На основании изложенного можно заключить, что «средние» гранаты в кимберлитах пироповой субфации обладают, очевидно, несколько меньшим содержанием пиропового при соответственно более высоком количестве алмадинового и гроссулярового компонентов, чем в кимберлитах алмазной субфации. Однако внесение даже грубо приближенных, но не волюнтаристических коррективов в данные табл. 15 по имеющимся в литературе материалам пока, к сожалению, невозможно. Сходные трудности возникают и при вычислении среднего состава хромшпинелидов из разнофациальных кимберлитов, поскольку отсутствуют надежные количественные данные о распространенности пикрохромита и хромшпинели.

Для выяснения затрагиваемых в последующих разделах работы вопросов необходимо вычислить осредненный состав каждого из важнейших минералов родственных включений, который можно было бы принять в качестве типичного состава для кимберлитовой провинции в целом. Такие расчеты с удовлетворительной точностью могут быть выполнены на основе данных об относительном количестве родственных включений различных типов в кимберлитах Якутии. Гранатовые перидотиты как самые распространенные и занимающие промежуточное положение между гранатовыми дунитами и гранатовыми пироксенитами являются наиболее типичными представителями родственных включений, а поэтому минералогия и химический состав их в первом приближении могут характеризовать средний состав типичных родственных включений в кимберлитах.

Из всего изложенного следует, что для получения данных о наиболее типичном составе важнейших интрателлурических минералов кимберлитов результаты химических анализов резко обедненного пироповым компонентом граната и хромшпинели, пользующихся почти исключительным развитием в пироксенитовых желваках, должны быть исключены. Этот принцип и был положен в основу расчетов средних значений химического состава минералов, приведенных в табл. 17.

Таблица 17

Типичный химический состав важнейших минералов родственных включений из кимберлитов Якутии

Компоненты	Оливин		Ромбический пироксен		Моноклинный пироксен		Гранат		Шпинелид	
	Среднее по 22 анализам	Исправленный анализ *	Среднее по 3 анализам	Исправленный анализ **	Среднее по 15 анализам	Исправленный анализ **	Среднее по 34 анализам	Исправленный анализ ***	Среднее по 4 анализам	Исправленный анализ ***
SiO <sub>2</sub>	40,85	41,60	54,98	56,05	53,20	53,63	42,46	41,73	3,15	—
TiO <sub>2</sub>	0,02	—	0,19	0,20	0,25	0,26	0,24	0,23	0,96	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	—	2,74	2,41	3,62	3,48	20,80	21,21	33,06	34,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	—	0,36	0,39	0,66	0,69	1,86	1,91	31,49	32,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	—	1,00	1,08	2,46	2,58	2,41	2,43	3,03	3,43
FeO	7,22	7,14	4,50	4,84	1,75	1,83	7,00	7,13	12,12	12,60
MnO	0,09	—	0,11	—	0,08	—	0,29	0,30	0,15	0,16
NiO	0,20	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—
CoO	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—
MgO	49,79	51,26	34,00	33,80	16,99	16,02	19,72	19,94	15,43	15,71
CaO	0,23	—	0,80	0,86	19,28	20,19	5,29	5,42	0,02	—
Na <sub>2</sub> O	0,05	—	0,18	0,20	1,21	1,27	0,03	—	0,12	—
K <sub>2</sub> O	0,05	—	0,16	0,17	0,15	0,15	0,05	—	0,10	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,20	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—
П. п. п.	0,30	—	0,86	—	0,60	—	0,11	—	0,81	—
	100,15	100,00	99,88	100,00	100,25	100,00	100,04	100,00	100,56	100,00

Кристаллохимические формулы

Оливин (Mg<sub>1,85</sub>Fe<sub>0,15</sub>)<sub>2,00</sub>[Si<sub>1,00</sub>O<sub>4</sub>]

Ромбический пироксен

(Na, K)<sub>0,02</sub>(Mg<sub>1,74</sub>Fe<sub>0,26</sub><sup>2+</sup>Ca<sub>0,03</sub>)<sub>1,91</sub>(Al<sub>0,03</sub>Fe<sub>0,03</sub><sup>3+</sup>Cr<sub>0,01</sub>Ti<sub>0,005</sub>)<sub>0,075</sub>[Si<sub>1,93</sub>Al<sub>0,07</sub>O<sub>6</sub>]

Моноклинный пироксен

(Na, K)<sub>0,10</sub>Ca<sub>0,79</sub>(Mg<sub>0,86</sub>Fe<sub>0,06</sub><sup>2+</sup>)<sub>0,92</sub>(Al<sub>0,08</sub>Fe<sub>0,07</sub><sup>3+</sup>Cr<sub>0,02</sub>Ti<sub>0,008</sub>)<sub>0,178</sub>[Si<sub>1,94</sub>Al<sub>0,06</sub>O<sub>6</sub>]

Гранат (Mg<sub>2,13</sub>Fe<sub>0,43</sub>Mn<sub>0,02</sub>Ca<sub>0,42</sub>Al<sub>1,80</sub>Fe<sub>0,10</sub>Cr<sub>0,10</sub>)<sub>2,00</sub>[Si<sub>2,99</sub>Ti<sub>0,01</sub>O<sub>12</sub>]

Шпинелид (Mg<sub>0,68</sub>Fe<sub>0,31</sub><sup>2+</sup>)<sub>0,99</sub>(Al<sub>1,18</sub>Cr<sub>0,75</sub>Fe<sub>0,05</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,02</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>4</sub>

\* Состав оливина после исключения примесей кальцита (по количеству CaO), серпентина (по H<sub>2</sub>O) и титано-магнетита (по Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>)

\*\* Состав ромбического и моноклинного пироксенов после исключения примесей серпентина, аналогичного по составу серпентину трубки «Аэрогеологическая»

\*\*\* Состав граната и шпинелида после исключения примесей флогопита (по количеству щелочей) и свободного кремнезема, попадающего в пробы при растирании твердых минералов в яшмовых ступках.

## РАЗЛИЧИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Особенности химического состава родственных включений и вмещающих кимберлитов целесообразно выяснять не по осредненным данным для провинции в целом, а путем сравнения их состава в конкретных телах. Проведем такое сравнение на примере трубок «Удачная-Восточная» и «Чомур», по которым имеется наибольшее число

Таблица 19

Оценки расхождений между средними содержаниями Fe, Ti, Cr, Al, K и Na в различных группах родственных включений

Сопоставляемые породы	Fe	Ti	Cr	Al	K	Na
Трубка «Удачная-Восточная»						
Дуниты и гранатовые перидотиты	Н	Н	Н	Н	—	—
	1,63 2,31	2,19 2,31	0,30 2,31	0,29 2,31		
Трубка «Чомур»						
Дуниты и гранатовые перидотиты	Н	Н	Н	Н	Н	Н
	0,65 2,78	1,02 2,78	1,65 2,78	0,83 2,78	0,96 2,78	0,28 2,78
Дуниты и гранатовые пироксениты	Н	Н	C <sub>0,05</sub>	C <sub>0,02</sub>	C <sub>0,05</sub>	Н
	1,14 2,45	0,54 2,45	H <sub>0,02</sub> 2,50	H <sub>0,01</sub> 3,49	H <sub>0,02</sub> 2,96	0,97 2,45
Гранатовые перидотиты и гранатовые пироксениты	Н	Н	Н	C <sub>0,05</sub>	Н	Н
	1,83 2,45	1,08 2,45	0,62 2,45	H <sub>0,02</sub> 3,11	0,64 2,45	0,92 2,45
Дуниты + гранатовые перидотиты и гранатовые пироксениты	Н	Н	Н	C <sub>0,01</sub>	Н	Н
	2,02 2,31	0,31 2,31	0,61 2,31	H <sub>0,001</sub> 4,82	1,71 2,31	1,15 2,31

химических анализов включений. При этом необходимо принимать во внимание отмеченную в предыдущем разделе специфику распространения и, очевидно, генезис дунитовых и перидотитовых желваков, с одной стороны, и пироксенитовых желваков — с другой. Средние содержания важнейших показательных элементов в кимберлитах и родственных включениях рассматриваемых трубок приведены в табл. 18. Принимается, что число анализов различных групп включений примерно соответствует их распространенности в данных телах, и поэтому средний состав их по каждой трубке вычислен как среднеарифметический.

Расхождения средних содержаний большинства элементов у включений всех групп, как правило, несущественны, что, возможно,

Средние содержания важнейших показателей элементов в кимберлитах и родственных включениях (вес. %)

Породы (количество анализов)	Fe	Ti	Cr	Al	K	Na
Трубка «Удачная-Восточная»						
Дуниты и оливиниты (2)	6,48 ± 0,27	Следы	0,230 ± 0,160	0,48 ± 0,04	—	—
Гранатовые перидотиты (6)	5,38 ± 0,33	0,21 ± 0,04	0,267 ± 0,040	1,40 ± 0,20	0,08 ± 0,02	0,18 ± 0,08
Среднее (8)	5,66 ± 0,30	0,16 ± 0,05	0,258 ± 0,050	1,17 ± 0,21	0,07 ± 0,02	0,16 ± 0,07
Кимберлит *	5,74 ± 0,17	0,54 ± 0,02	0,110 ± 0,004	1,48 ± 0,13	0,15 ± 0,03	0,06 ± 0,02
Трубка «Чомур»						
Дуниты и оливиниты (2)	5,74 ± 0,52	0,27 ± 0,16	0,025 ± 0,011	0,45 ± 0,11	0,23 ± 0,01	0,10 ± 0,02
Гранатовые перидотиты (2)	5,26 ± 0,06	0,03 ± 0,01	0,300 ± 0,120	0,96 ± 0,43	0,15 ± 0,06	0,12 ± 0,05
Среднее (4)	5,50 ± 0,29	0,15 ± 0,10	0,165 ± 0,092	0,70 ± 0,25	0,19 ± 0,03	0,11 ± 0,03
Гранатовые пироксениты (4)	6,84 ± 0,50	0,19 ± 0,03	0,100 ± 0,020	6,35 ± 0,98	0,11 ± 0,02	0,52 ± 0,25
Средний состав включений по трубке (8)	6,17 ± 0,37	0,17 ± 0,06	0,131 ± 0,048	3,53 ± 1,12	0,15 ± 0,03	0,32 ± 0,15
Кимберлит **	7,51 ± 0,27	1,38 ± 0,16	0,075 ± 0,005	1,56 ± 0,15	1,62 ± 0,16	0,13 ± 0,02

\* Определение Fe и Ti по 60 пробам, Cr по 23, Al по 32, K и Na по 33.

\*\* Определение Fe и Ti по 11 пробам, остальных элементов по 4.

Оценки расхождений между средними содержаниями элементов в родственных включениях и вмещающих эти включения кимберлитах \*

Состав включений	Кимберлиты				
	Fe	Ti	Cr	Al	K

## Трубка «Удачная-Восточная»

Дуниты и оливиниты	H	C	C <sub>0,05</sub>	C <sub>0,01</sub>	—
	0,76	6,48	H <sub>0,02</sub>	H <sub>0,001</sub>	
Гранатовые перидотиты	2,00	3,46	2,42	3,26	
	H	C	C	H	C <sub>0,01</sub>
Среднее	0,63	6,80	6,62	0,33	H <sub>0,001</sub>
	2,00	3,46	3,66	2,12	3,40
Среднее	H	C	C	H	C
	0,16	8,64	4,69	1,25	4,30
	2,00	3,41	3,65	2,10	4,14

## Трубка «Чомур»

Дуниты	C <sub>0,01</sub>	C <sub>0,05</sub>	C <sub>0,01</sub>	C <sub>0,01</sub>	C <sub>0,01</sub>
	H <sub>0,001</sub>	H <sub>0,02</sub>	H <sub>0,001</sub>	H <sub>0,001</sub>	H <sub>0,001</sub>
Гранатовые перидотиты	3,04	2,61	4,08	3,95	5,50
	C <sub>0,01</sub>	C <sub>0,01</sub>	H	H	C <sub>0,01</sub>
Среднее	H <sub>0,001</sub>	H <sub>0,001</sub>	2,22	1,36	H <sub>0,001</sub>
	3,24	3,24	2,45	2,45	5,71
Дуниты и гранатовые перидотиты	C <sub>0,01</sub>	C <sub>0,01</sub>	H	C <sub>0,05</sub>	C
	H <sub>0,001</sub>	H <sub>0,001</sub>	0,85	H <sub>0,02</sub>	8,29
Гранатовые пироксениты	3,88	4,12	2,31	2,56	5,01
	H	C	H	C <sub>0,01</sub>	C
Среднее	1,15	4,08	1,30	H <sub>0,001</sub>	8,80
	2,13	4,07	2,31	4,14	5,04
Среднее	C <sub>0,02</sub>	C	H	H	C
	H <sub>0,01</sub>	5,82	0,75	1,12	12,30
	2,82	3,88	2,18	2,18	4,32

\* Оценки проведены по фактическому содержанию показательных элементов в кимберлитах без пересчетов их на стандартную плотность пород, в связи с чем полученные значения несколько отличаются от ранее опубликованных [Милашев, 1965].

обусловлено ограниченным числом имеющихся химических анализов. Лишь по количеству Al пироксениты совершенно отчетливо превосходят остальные породы (табл. 19). Вместе с тем имеющиеся материалы свидетельствуют о заметном различии химического состава родственных включений и вмещающих кимберлитов. Наиболее общим отличием является существенная обогащенность кимберлитов Ti и K, количество которых в 3—8 и 2—10 раз соответственно превышает содержание этих элементов в родственных включениях. Иначе обстоит дело с железистостью включений и вмещающих их пород. В трубках, где включения представлены только дунитами и перидотитами, железистость кимберлитов и родственных включений

практически одинакова. Если же в кимберлите наряду с дунитовыми и перидотитовыми желваками присутствуют и пироксениты, то содержание Fe в кимберлитах существенно выше, чем в дунитовых и перидотитовых включениях, но близко к содержанию Fe в пироксенитах (табл. 20).

Перечисленные особенности химического состава родственных включений и кимберлитов выявляются и при визуальном сопоставлении среднего химического состава кимберлитов различных субфаций и провинции в целом (см. табл. 7) со средним химическим составом различных типов родственных включений (см. табл. 9—11). Оценки значимости расхождений осредненных по провинции химических составов кимберлитов и включений с помощью статистических критериев согласия представляют определенные технические трудности и, что самое главное, не могут рассматриваться как достаточно строгие из-за разнородности материалов в генетическом отношении.

---

### ГЛАВА III

## СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Теснейшая генетическая связь кимберлитов с верхней мантией в настоящее время не вызывает сомнений, и поэтому признается, что состав ее определяет многие важнейшие особенности кимберлитового вулканизма. И хотя прямые данные о составе верхней мантии отсутствуют, а имеющиеся являются лишь косвенными, привлечение и сопоставление их, несомненно, позволит уточнить представления о генезисе кимберлитов и о подкоровой эволюции кимберлитовых расплавов. Вместе с тем изучение минерального и химического состава кимберлитов, развитых в различных участках платформ, может дать, в свою очередь, весьма важные сведения о составе вещества верхней мантии платформенных областей, которое служит материнским для кимберлитовых магм.

Прежде чем приступить к обсуждению вероятного состава верхней мантии, целесообразно хотя бы кратко остановиться на природе границы между корой и верхней мантией и важнейших особенностях строения последней. Эти вопросы имеют принципиальное значение не только для решения проблем состава и развития верхней мантии, но и для понимания многих сторон генезиса кимберлитов.

### ПРИРОДА ГРАНИЦЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Основные данные о внутреннем строении Земли получены в результате изучения распространения упругих волн от землетрясений и мощных взрывов. В итоге анализа этих данных выделено несколько

зон, важнейшими из которых являются кора, мантия и ядро. Мантия и ядро обычно разделяются на три, реже на две зоны. Появление границ раздела внутри Земли обусловлено изменениями химического состава и фазовыми переходами вещества (кристаллическое — аморфное или различные кристаллические фазы одного состава).

В качестве раздела между корой и верхней мантией обычно принимается граница Мохоровичича, ниже которой скорость продольных волн возрастает скачком от 6,9—7,2 до 7,8—8,4 км/сек.

В соответствии с наиболее ранними и устоявшимися представлениями граница Мохоровичича обусловлена сменой габбро или эклгита перидотитами, т. е. химическая по своей природе.

В последние годы получила распространение гипотеза Г. Лиса [Lees, 1953], И. Ловеринга [Lowering, 1958] и Г. Кеннеди [Kennedy, 1959], согласно которой граница Мохоровичича служит границей фазового перехода базальт — эклгит. Эта гипотеза не исключает наличия также и химических границ, которые лежат ниже или выше поверхности Мохоровичича и могут проявляться в виде слабых сейсмических границ, в случаях постепенного перехода — не обнаруживаться вовсе сейсмическими методами.

Компромиссной точки зрения придерживаются С. М. Стишов [1963] и П. Уайли [Wyllie, 1963], допускающие различный характер границы Мохоровичича в океанических и континентальных областях. Принимается, что под океанами она является химической по своей природе и отделяет основные породы коры от перидотитов мантии, а под континентами соответствует разделу базальт — (габбро) — эклгит.

Выдвигались также гипотезы, связывавшие границу Мохоровичича с разделом зоны возможного метаморфизма (серпентинизации, габброизации) гипербазитов от зоны, где такие процессы невозможны из-за отсутствия воды как химического соединения [Москалева, 1964].

В. А. Магницкий для решения вопроса о характере границы Мохоровичича использовал линейную зависимость скорости продольных волн от плотности при постоянной температуре и постоянном среднем атомном весе. Вычисленные значения приращений скорости продольных волн при допущении химической природы (базальт — перидотит) границы Мохоровичича гораздо лучше согласуются с наблюдаемыми приращениями скорости этих волн под щитами и платформами, чем при расчетах для случая перехода базальт — эклгит. В связи с этим, а также в результате анализа термодинамики фазовых переходов в минеральных ассоциациях, ожидаемых в условиях глубоких частей коры и верхней мантии, В. А. Магницкий пришел к выводу о непосредственном подстилании земной коры в континентальных областях перидотитами и гранатовыми перидотитами и отверг предположения об эклгитовом составе мантии континентов [Магницкий, 1965].

Средняя глубина залегания границы Мохоровичича, соответствующая средней мощности земной коры, на континентах составляет 35—40 км, снижаясь до 20 км и повышаясь до 70 км в горных

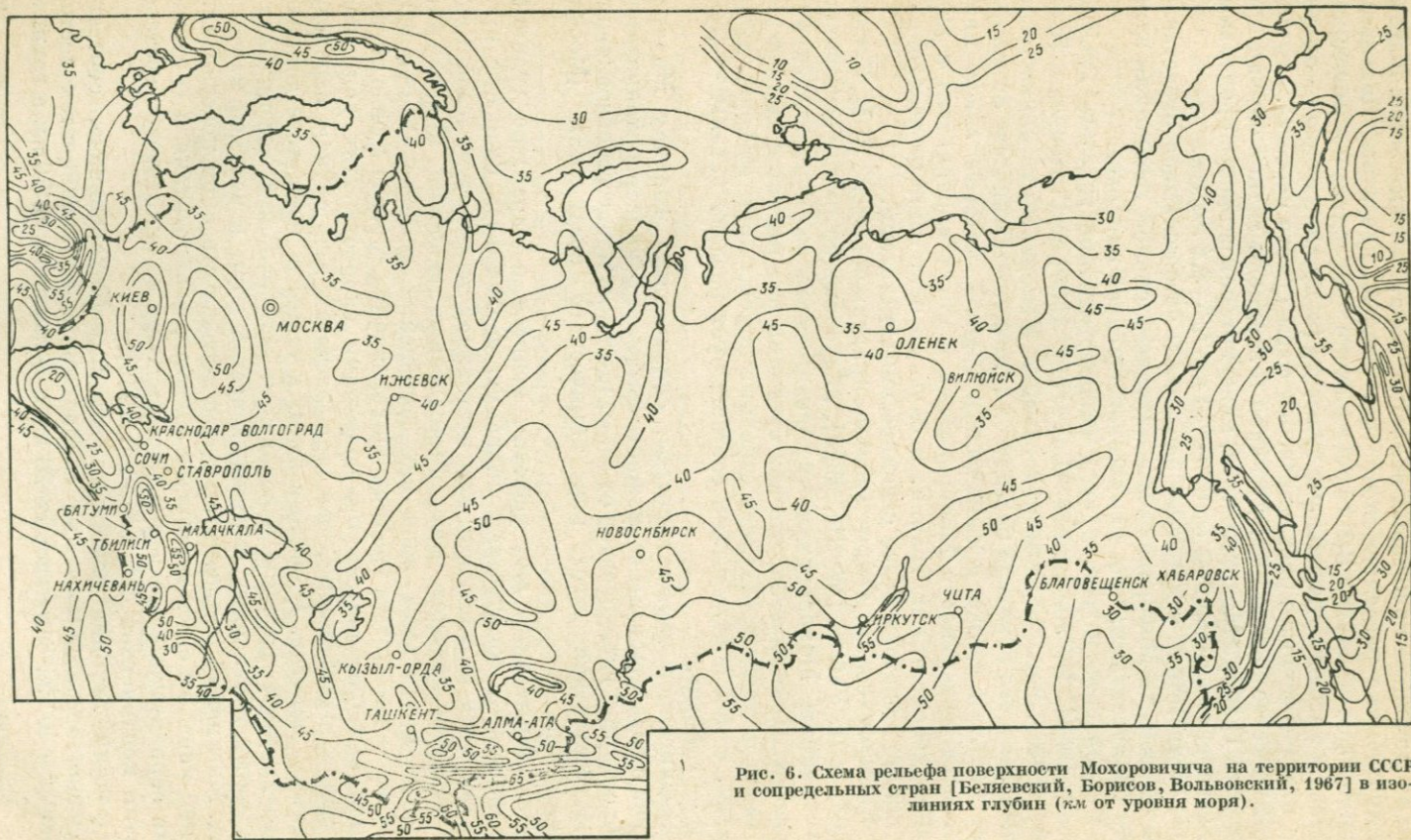


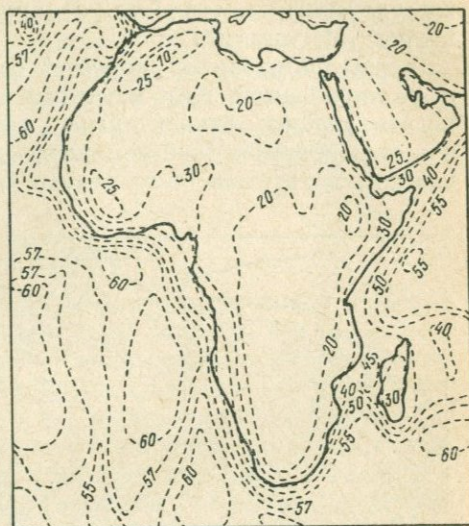
Рис. 6. Схема рельефа поверхности Мохоровичича на территории СССР и сопредельных стран [Беляевский, Борисов, Вольвовский, 1967] в изолиниях глубин (км от уровня моря).

районах (рис. 6, 7). Увеличение мощности коры под крупными горными системами связывается с наличием так называемых «корней гор» [Деменицкая, 1967].

Следует отметить, что в отдельных районах граница Мохоровичича прослеживается с перерывами, а местами фиксируется несколько почти параллельных сейсмических границ, каждая из которых с равной вероятностью может быть отождествлена с поверхностью мантии [Померанцева и др., 1965]. Подобный характер сейсмических разрезов свидетельствует, очевидно, о существовании

Рис. 7. Схема рельефа поверхности Мохоровичича на территории Африки [Деменицкая, 1967].

Пунктиром изображены изолинии рельефа поверхности Мохоровичича (от условного нулевого уровня, расположенного на 70 км ниже поверхности геоида), км.



на таких участках переходных зон между корой и мантией, сложенных базальтами и перидотитами или эклогитами и гранатовыми перидотитами.

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Существует несколько теоретических моделей Земли, которые с тем или иным приближением отражают строение, физические свойства и состав планеты. Всесторонняя проверка справедливости различных моделей с привлечением новых, не использованных при их построении материалов (в частности, по сфероидальным и крутильным колебаниям Земли) показала, что наилучшая сходимость теоретически вычисленных и наблюдаемых физических свойств планеты достигается при использовании модели «А» Гутенберга — Буллена [Магницкий, 1965]. В соответствии с этой моделью мантия Земли расчленяется на три слоя (зоны) — В, С, Д, охватывающие интервалы глубин до 400, 400—1000 и 1000—2900 км. Первые два слоя составляют верхнюю мантию, а слой Д — нижнюю.

Все три слоя мантии проводят поперечные сейсмические волны, что свидетельствует о твердом состоянии слагающего эти слои вещества. Вместе с тем анализ сейсмограмм показывает наличие «зоны тени» примерно на 20-градусном расстоянии (около 2000 км) для продольных волн и примерно 10-градусном для поперечных. Указанные разрывы годографов свидетельствуют о наличии в верхней мантии на глубине 100—200 км слоя пониженных скоростей. Такой слой должен являться каналом, волноводом для сейсмических волн.

Существование слоя пониженных скоростей доказывается не только хорошим совпадением с эмпирическими данными результатов интерпретации, учитывавших существование такого слоя. В последние годы во многих местах были обнаружены соответствующие каналовые волны [Магницкий, 1965].

Слой пониженных скоростей сейсмических волн отождествляется с установленной при изучении изостазии астеносферой — слоем, подстилающим относительно прочную литосферу. Температура в «астеносферном слое пониженных скоростей» близка к точке плавления, вследствие чего вещество здесь находится не в кристал-

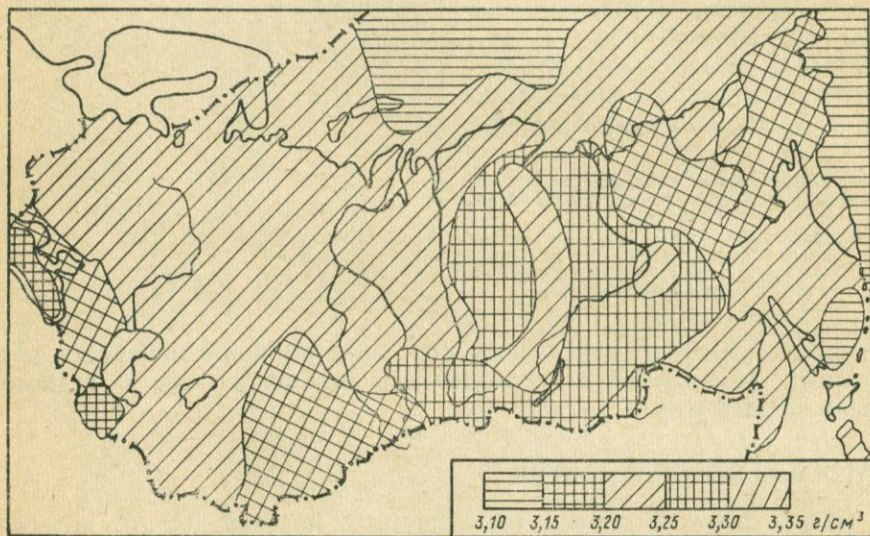


Рис. 8. Схематическая карта плотностей верхней мантии на территории СССР (Э. Э. Фотиади, Г. И. Каратаев, 1965).

лическом, а аморфном, стекловидном состоянии и обладает относительно низким пределом текучести.

Изучение объемных и поверхностных сейсмических волн позволило установить наличие неоднородностей мантии не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Так, в частности, имеются данные о том, что в некоторых специфических областях слой пониженных скоростей может отсутствовать [Федотов, Кузин, 1963]. Характер отклонения региональных годографов от средних для Земли свидетельствует о расположении источников возмущений в основном в верхних частях мантии [Кондорская, 1957; Коган, 1960].

О гетерогенности верхней мантии свидетельствуют и результаты гравиметрических исследований, согласно которым выделяются региональные зоны уплотнения и разуплотнения вещества верхней мантии. Установлено, что наименьшие плотности характерны для

океанических впадин, средние — для платформ, а наибольшие приурочены к горным районам, обладающим наибольшей мощностью коры и активной неотектоникой (рис. 8). Аналогичные тенденции намечаются и для более дифференцированных форм (Э. Э. Фотиади и др., 1965). По мнению С. И. Субботина [Субботин, Наумчик, Рахимова, 1964], локальные зоны уплотнения и разуплотнения субстрата находятся на глубине от 60—80 до 250—300 км, в среднем в 100—200 км от земной поверхности, т. е. приурочены к тому же интервалу глубин, где, по всей вероятности, залегает «астеносферный слой пониженных скоростей».

## ОБЗОР ГИПОТЕЗ О СОСТАВЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Вопрос о составе вещества верхней мантии относится к числу наиболее сложных в геологии, поскольку прямые данные отсутствуют и для решения его приходится привлекать лишь косвенные, интерпретация которых производится с позиций той или иной гипотезы. Для суждения о составе вещества верхней мантии Земли в настоящее время используются материалы, полученные в результате изучения: а) физико-механических свойств вещества, слагающего различные оболочки планеты; б) метеоритов; в) желваков полнокристаллических ультраосновных глубинных пород, постоянно присутствующих в базальтах и кимберлитах; г) горных пород и искусственных систем в экспериментах, моделирующих ожидаемые термодинамические условия и некоторые процессы в верхней мантии.

### Физические свойства и состав мантии

Анализ особенностей распространения продольных и поперечных сейсмических волн, величины и соотношения их скоростей и других показателей позволяет определить ряд важных механических характеристик подкорового субстрата и на их основе судить о вероятном составе вещества. Величина отношения скоростей продольных и поперечных волн для верхней части слоя В лежит в пределах 1,71—1,75. У большинства из теоретически ожидаемых здесь горных пород, приведенных к подкоровым условиям, экспериментально установленная величина данного отношения несколько больше, и лишь у перидотитов и отчасти у эклогитов эта характеристика достаточно близка к наблюдаемым значениям.

Скорость продольных волн в субстрате, подстилающем земную кору, соответствует скорости таких волн в дунитах и перидотитах, но значительно превышает скорость аналогичных волн в эклогитах при давлении 10 кбар и температуре 600° С. В связи с этим наиболее распространены и обоснованы представления о существенно перидотитовом составе слоя В, что подтверждается также данными о составе метеоритов и включений глубинных пород в базальтах и кимберлитах (см. следующие разделы).

Установление природы и состава вещества в слое С по результатам интерпретации геофизических наблюдений осложнено недостаточным

количеством экспериментальных данных, что, в свою очередь, обусловлено техническими трудностями экспериментов при соответствующих термодинамических условиях. Вместе с тем изучению этого слоя уделяется особое внимание, поскольку вопрос о физической природе его является ключевым в проблеме о природе и составе мантии. Дело в том, что слой С обладает аномально быстрым возрастанием скоростей продольных и поперечных сейсмических волн, плотности и электропроводности, являясь, по существу, переходным между слоями В и D не только по своему положению, но и по целому ряду свойств.

О природе слоя С высказано довольно много гипотез. Так, например, быстрый рост плотности связывается с увеличением содержания тяжелых элементов с глубиной, что удовлетворяет условиям равновесия в гравитационном поле. Однако это представление находится в резком противоречии с наблюдениями за прохождением сейсмических волн: увеличение единственного достаточно распространенного тяжелого элемента — железа — в породах всегда ведет к снижению скоростей волн. В итоге предположение о химической неоднородности слоя С следует признать ошибочным.

Более распространенными и, по всей вероятности, более обоснованными являются гипотезы о широком проявлении в слое С фазовых реакций без существенного изменения химического состава. Предполагаются как полиморфные превращения, так и распад силикатов на окислы под действием высокого давления на глубинах свыше 400 км. Гипотезы о полиморфных реакциях основываются на допущении о превращениях в недрах Земли ромбической модификации  $Mg_2SiO_4$  в кубическую (с решеткой типа шпинели), ромбической модификации  $MgSiO_3$  в тригональную (типа корунда) и других, сопровождающихся значительным увеличением плотности [Ringwood, Seabrook, 1963]. Принципиальная возможность таких превращений подтверждается термодинамическими расчетами и отчасти экспериментально.

Гипотеза о распаде силикатов в слое С на окислы [Магницкий, 1952, 1965; Shimazu, 1958] при хорошем совпадении ожидаемых и наблюдаемых механических свойств вещества встречает определенные трудности из-за сомнений относительно возможности существования стишовита (модификация  $SiO_2$  с решеткой рутила) при господствующих там термодинамических условиях и необъяснимости роста электропроводности в этом слое [Магницкий, 1965].

По мнению В. А. Магницкого и В. А. Калинина [1959], наиболее согласуется с геофизическими данными гипотеза о замене в веществе слоя С ионной связи на ковалентную, при которой достигается значительное увеличение плотности и электропроводности. Эта гипотеза не исключает и частичного изменения структуры вещества (перехода к решетке типа шпинели, рутила и др.), которое накладывается на общий постепенный переход в слое С. К сожалению, при разработке данной гипотезы авторы полностью абстрагировались от химической природы субстрата, и поэтому их выводы не связываются с определенными представлениями о составе мантии.

Следует подчеркнуть, что вопрос о составе оболочек Земли может решаться лишь с учетом всей совокупности геофизических, геохимических и геологических данных на основе общего анализа процессов развития Земли и формирования ее оболочек.

### Метеориты и первичное вещество мантии Земли

Большинством исследователей в настоящее время признается, что Земля образовалась из метеоритного вещества. После образования Земли как космического тела в итоге сложных процессов дифференциации метеоритного вещества возникла слоистая макроструктура планеты с центральной симметрией. Возникновение как внешних (атмосфера, гидросфера), так и внутренних оболочек наиболее логично объясняется, по-видимому, гипотезой А. П. Виноградова [1959, 1962]. Предполагается, что оболочечная структура есть результат дифференциации первичного вещества, в механизме которой ведущую роль играли процессы зонного плавления.

Разогрев метеоритного вещества (например, за счет радиогенного тепла) обуславливал частичное плавление, которое, развиваясь по механизму зонной плавки, приводило к выплавлению и дегазации из первичного субстрата легкоплавких и летучих компонентов. В итоге первичное вещество разделялось на дунитовый остаток, сформировавший мантию Земли, и базальтовую магму, которая, постепенно обогащаясь легкоплавкими и летучими фазами, создавала все многообразные горные породы и минералы земной коры.

Известные науке метеориты, по данным Г. Прайора (G. Prior a. o., 1955), распределяются следующим образом: железные — 42, каменно-железные — 12, хондриты — 523, ахондриты бесполовошпатовые — 24, ахондриты полевошпатовые — 31. Предполагается, что обе разновидности ахондритов не являются собственно первичными метеоритными образованиями, а представляют собой продукты метаморфической или даже магматической дифференциации на достаточно крупных космических телах. В связи с этим принимается, что формирование нашей планеты происходило почти исключительно за счет хондритов (как наиболее распространенных), а также железных и каменно-железных метеоритов [Виноградов, 1959, 1961]. Участие железных и железно-каменных метеоритов в формировании Земли находит определенное подтверждение в наличии железного ядра, составляющего около 31% массы Земли; для образования такого ядра, содержащегося в хондритах, железа было бы явно недостаточно.

Хондриты состоят главным образом из каплевидных обособлений (хондр) силикатов, сцементированных тонкозернистым силикатным материалом, содержащим зерна и прожилки никелистого железа, троилита, хромита и некоторых других более редких акцессорных минералов. Средний минералогический состав хондритов по В. Валью [Wahl, 1950] следующий: оливины (с ~20% фаялита) — 44,52, пироксены (с ~20% ферросилита) — 26,87, полевые шпаты — 11,70, никелистое железо — 9,08, троилит — 6,97, хромит и прочие —

0,95%. Средний химический состав силикатной фазы метеоритов этой группы (94 анализа) следующий, вес. %:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,04	CaO . . . . .	2,41
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,14	MnO . . . . .	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,09	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,45	Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,21
MgO . . . . .	29,48	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,26
FeO . . . . .	15,40		

Сумма . . . . . 100,0

Эксперименты по зонной плавке метеоритов и расчеты показывают, что при существенно хондритовом составе мантии максимально возможная мощность коры не могла превышать 6—7% мощности мантии [Виноградов, 1959, 1961]. Однако столь полное «извлечение» легкоплавких компонентов могло являться, по всей вероятности, не правилом, а исключением, и поэтому наблюдаемая мощность коры в действительности не превышает 1—2% мощности мантии.

Принимая за основу положение о существенно дунитовом (остаточно-метеоритном) составе мантии и учитывая вероятные полиморфические превращения при термодинамических условиях, господствующих на различных глубинах в земных недрах, А. П. Виноградов предложил новую модель мантии (табл. 21).

Таблица 21

Схема строения и состава мантии [Виноградов, 1961]

Глубина, км	Давление, кбар	Равновесие (состав)
От границы Моховичича до 200	80	Оливин в равновесии с пироксенами, диоксид
От 200 до 400	150	Оливин-шпинель в равновесии с пироксенами
От 400 до 900	350	Оливин-шпинель богатая Fe
От 900 до 2700	1200	Шпинель-оливин. Возможно, существование плотных окисей SiO <sub>2</sub> , MgO

Достаточно близки к вышеуказанным представления, развиваемые некоторыми зарубежными учеными [Рингвуд, 1964; Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968 и др.]. В итоге изучения вопроса о генетической связи Земли с хондритами в качестве первичного вещества верхней мантии принят пиrolит, соответствующий по составу смеси одной части базальта и примерно трех-четырёх частей дунита или перидотита. Средний химический состав пиrolита [Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968] следующий, вес. %:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	43,06	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,42
MgO . . . . .	39,32	NiO . . . . .	0,39
FeO . . . . .	6,66	CoO . . . . .	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,66	TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,99	MnO . . . . .	0,13
CaO . . . . .	2,65	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,08
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,61	H <sub>2</sub> O . . . . .	0,21
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,22		

Сумма . . . . . 100,00

По представлениям авторов этих гипотез, в процессе частичного плавления пиrolита генерируется базальтовая магма и остается относительно более тугоплавкий перидотит.

В качестве первого приближения допускается идентичность среднего (суммарного) химического состава коры и верхней мантии под океанами и континентами. Однако вследствие значительной дифференциации первичного вещества мантии под континентами вертикальный разрез планеты в таких областях обладает четко выраженной зональностью

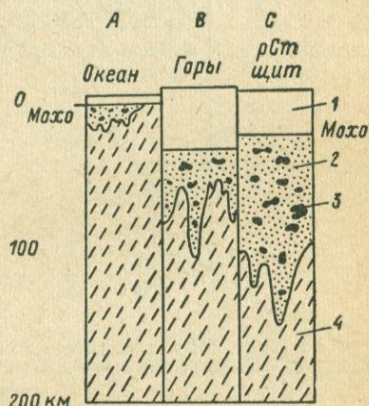


Рис. 9. Предполагаемая химическая модель верхней мантии [Рингвуд; 1964].

1 — кора; 2 — перидотит; 3 — сегрегации основных пород; 4 — пиrolит.

строения, которая не характерна для океанических областей (рис. 9). Петрологические модели верхней мантии, построенные с учетом экспериментальных данных по устойчивости минеральных ассоциаций ультраосновных пород, приближающихся по составу к пиrolитам, приведены на рис. 10, 11.

### Родственные включения в вулканитах и состав мантии

Результаты изучения включений полнокристаллических ультраосновных пород (родственных включений), постоянно присутствующих в кимберлитах, щелочных базальтоидах и базальтах, издавна привлекались для суждения о составе и строении верхней мантии. Признавая теснейшую генетическую связь базальтовой и кимберлитовой магм с плавлением участков верхней мантии, подавляющее большинство исследователей рассматривают родственные включения в качестве обломков пород мантии, захваченных магматическими расплавами [Holms, 1936; Williams, 1932; Бобривич и др., 1959, 1964]. При этом расплавам отводится роль практически лишь транспортеров, выносивших включения из подкорových глубин к земной поверхности [Сарсадских, Ровша, 1960]. Указания на частичную резорбцию желваков расплавами [Бобривич, 1965; Денисов, 1968] не меняют существа дела.

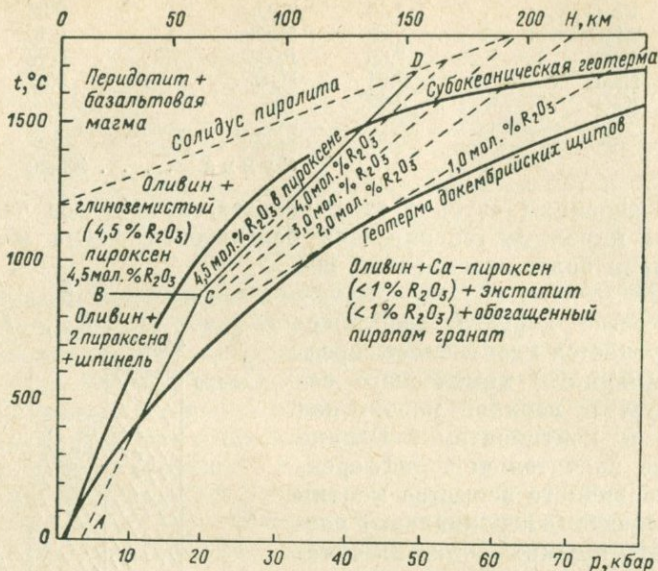


Рис. 10. Петрологическая модель верхней мантии с субстратом, приближающимся по составу к пиролиту [Рингвуд, Мак-Грегори, Бойд, 1968].

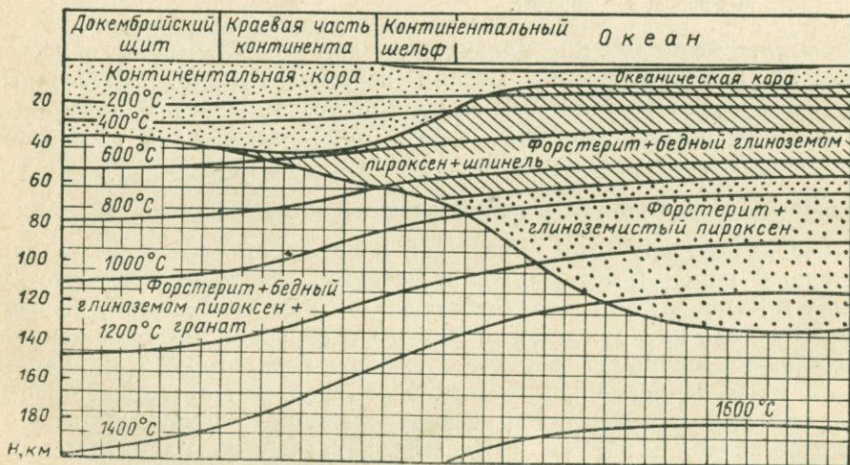


Рис. 11. Гипотетический разрез земной коры и верхней мантии в океанических областях и на докембрийских щитах [Бойд, Мак-Грегори, 1968].

Изотермы приведены на основании экстраполяции геотермических градиентов, изображенных графически на рис. 10.

Р. Г. Харрис, допуская сегрегационное происхождение некоторой части подулей ультраосновных пород в вулканитах, также считает, что большинство таких включений представляет собой обломки пород мантии. В итоге статистической обработки химических анализов включений он получил следующие цифры, которые, по его мнению, характеризуют состав вещества верхней мантии:  $\text{SiO}_2$  — 44,5,  $\text{MgO}$  — 41,0,  $\text{FeO}$  — 7,0,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 2,5,  $\text{CaO}$  — 2,5% [Harris, 1966].

По мнению сторонников ксеногенной гипотезы происхождения родственных включений, различный состав последних, а также особенности состава (алмазоносность и т. п.) самих кимберлитов в разных районах (см. гл. I, II) обусловлены лишь изменчивостью состава вещества верхней мантии, прорванного кимберлитовыми расплавами [В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1964; Соболев, 1968; Сарсадских, Ровша, 1960]. Они предполагают, в частности, что наблюдающиеся отличия родственных включений из кимберлитов Нижнеоленекского и Далдыно-Алакитского районов свидетельствуют об изменчивости вещественного состава верхней мантии вблизи поверхности Моховичича. Однако нельзя не отметить, что иной по сравнению с далдыно-алакитскими кимберлитами состав родственных включений наблюдается не только в Нижнеоленекском, но и в остальных районах развития кимберлитов пироповой субфации, а также в районах совместного нахождения кимберлитов алмазной и пироповой субфаций.

Значит, если состав родственных включений и другие особенности кимберлитов действительно обусловлены лишь различиями состава верхней мантии, то по приведенным данным следует заключить о концентрически-зональном (в плане) строении по крайней мере верхов верхней мантии или той ее части, которая примыкает к границе Моховичича. Гипотеза о подстилании земной коры в центральных частях платформы эклогитами, а в периферийных зонах — шпинелевыми перидотитами при подкупающей простоте не учитывает и не объясняет многие важные факты и поэтому представляется малоубедительной. Так, например, с позиций данной гипотезы кимберлиты, выполняющие смежные трубки, должны быть близки или даже тождественны по составу. На самом же деле породы соседних трубок и даже последовательные генерации кимберлитов в телах сложного строения обычно существенно различаются по петрографическим особенностям, химическому составу, алмазоносности и другим признакам. Кроме того, вывод о двух типах раздела между корой и мантией под различными областями платформ правомочен лишь при условии, что в течение всего цикла кимберлитобразования, т. е. на протяжении около 240 млн. лет, пограничные с корой зоны верхней мантии не претерпевали изменений. Однако положение о стабильности состава, агрегатного состояния и других свойств вещества верхней мантии на протяжении сотен миллионов лет в высшей степени сомнительно.

Таким образом, отличия кимберлитов и родственных включений как в разных районах, так и в пределах каждого отдельно взятого района, по всей вероятности, лишь отчасти могут быть обусловлены

изменчивостью состава мантии, но в значительной мере предопределены специфическими процессами их формирования. Подробнее этот вопрос рассматривается в последующих разделах работы.

Гипотезе о ксеногенном происхождении родственных включений противоположна гипотеза, согласно которой желваки полнокристаллических ультраосновных пород в кимберлитах, базальтах представляют собой сегрегационные обособления протоматматических вкрапленников, выделявшихся из расплавов, сформировавших впоследствии соответствующие вулканы [Corstorphine, 1908; Заваицкий, 1955; Милашев, 1958б, 1960б, 1965, 1968а, в и др.].

В пользу большей вероятности происхождения родственных включений как сегрегационных обособлений свидетельствует целый ряд фактов. Алмазы (за исключением содержащихся в эклогитах метаморфического типа), по мнению сторонников и ксеногенной и сегрегационной гипотез, следует рассматривать в качестве порфирировых выделений кимберлитовой магмы. Наличие в кристаллах алмаза включений оливина, граната, пироксенов и шпинелидов позволяет заключить о совместной кристаллизации этих минералов. Очевидно, что оливин, пироповый гранат, пироксены и шпинелиды срастались не только с алмазом, но и между собой, формируя сегрегации интрателлурических вкрапленников.

Если кимберлитовая магма могла выносить из подкорových глубин к земной поверхности обломки пород верхней мантии, то нет никаких оснований исключать такую возможность и для сегрегационных обособлений протоматматических минералов. Критерием для отнесения наблюдаемых в кимберлитах желваков полнокристаллических ультраосновных пород к обломкам пород мантии или протоматматическим сегрегациям могут служить, вероятно, структурные особенности этих включений (отличия эклогитов метаморфического и магматического типов и др.).

Возможный путь определения состава вещества верхней мантии на основе гипотезы о сегрегационном происхождении родственных включений в кимберлитах в комплексе с данными по химическому составу самих кимберлитов и представлениями о кинематической дифференциации расплавов рассматривается в следующем разделе.

## **СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ**

В предыдущем разделе был приведен краткий обзор важнейших гипотез о составе мантии Земли, авторы которых различными путями пришли к выводу о близком к ультраосновному составе слагающего мантию вещества. К сожалению, из достаточно обширной информации, «поставляемой» кимберлитовыми трубками, для решения рассматриваемого вопроса до сих пор привлекались данные лишь по родственным включениям. Между тем теснейшая генетическая связь кимберлитов с верхней мантией в настоящее время сомнений ни у кого не вызывает, и поэтому существующие представления о составе вещества верхней мантии платформенных областей могут быть уточ-

нены и конкретизированы с привлечением материалов комплексного изучения кимберлитового вулканизма. Одновременно представляется возможность определенной проверки и уточнения некоторых аспектов генезиса самих кимберлитов по принципу «обратной связи».

Минералогия и химический состав кимберлитов и родственных включений дают основание считать, что кимберлитовые магмы практически не изменяли состава или претерпевали лишь минимальные изменения в процессе подъема в земной коре. Значит, наблюдающиеся вариации химического состава и другие особенности кимберлитов отдельных трубок, полей и районов обусловлены, вероятно, почти исключительно кинематической дифференциацией, протекавшей в процессе движения кимберлитовых расплавов по механизму зонной плавки в породах верхней мантии.

Определение состава верхней мантии по результатам комплексного изучения кимберлитов может быть проведено несколькими путями. Оптимальным способом решения данной задачи представляется расчет вероятного состава пород, в процессе зонного плавления которых вновь кристаллизующиеся фазы идентичны родственным включениям, а конечный расплав приближается по составу к кимберлитам.

Принципиальная схема расчета наиболее вероятной по химическому составу и минералогии пород модели верхней мантии платформенных областей может быть представлена в следующем виде:

$$i\Phi_0 + fЭн + mДи + pГр + qШн + \sum_1^t BT_t \rightarrow$$

Модель вещества верхней мантии

$$\rightarrow \underbrace{i'\Phi_0' + f'\Эн' + m'Ди' + p'Гр' + q'Шн'}_{\text{Вновь кристаллизующиеся фазы}} + \underbrace{\sum_1^t BT_{t'} + \sum_1^k \Delta n_k}_{\text{Выплавка}} \quad (\text{III-1})$$

где  $\Phi_0$  — форстерит,  $Эн$  — энстатит,  $Ди$  — омфациито-диопсид,  $Гр$  — пироповый гранат,  $Шн$  — шпинелид;  $i, f, m, p, q$  и  $i', f', m', q'$  — число молей различных минералов в подвергавшихся расплавлению исходных породах и в составе вновь кристаллизующихся фаз соответственно;  $\sum_1^t BT_t$  и  $\sum_1^{t'} BT_{t'}$  — общее число молей второстепенных

минералов в подвергавшихся расплавлению исходных породах и в составе вновь кристаллизующихся фаз соответственно;  $\Delta n_k$  — изменение числа молей отдельных компонентов ( $\text{SiO}_2, \text{TiO}_2, \text{MgO}, \text{NiO}, \text{CaO}, \text{FeO}, \text{MnO}, \text{FeO}_{3/2}, \text{AlO}_{3/2}, \text{CrO}_{3/2}, \text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}, \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$  и др.) в расплаве.

Результаты подобного рода вычислений при всей их приближенности могут рассматриваться в качестве определенной проверки применимости принципов зонной плавки для расшифровки важнейших закономерностей эволюции, а также для ориентировочной оценки масштабов кинематической дифференциации кимберлитовых магм.

Для выполнения предлагаемых расчетов необходимо представлять вероятные различия состава минералов в породах верхней мантии по сравнению с аналогичными минералами, образующими родственные включения. При оценке вероятных качественных отличий в составе минералов, слагающих породы верхней мантии и образующих родственные включения, следует руководствоваться основными принципами механизма зонной плавки с учетом вероятных последствий снижения температуры и давления при формировании вновь кристаллизующихся минералов по сравнению с давлением и температурой кристаллизации вещества мантии, происходившей на больших глубинах, откуда оно было поднято конвективными течениями [Милашев, 1968а].

В процессе движения расплава по механизму зонного плавления преимущественно кристаллизовались наиболее тугоплавкие соединения, а относительно менее тугоплавкие и летучие компоненты накапливались в расплаве. В изоморфных рядах оливинов, пироксенов и шпинелидов температура плавления, как известно, растет при увеличении в минералах количества магнезии. С учетом изложенного следует ожидать, что оливин, ромбические и моноклинные пироксены, шпинелиды, слагающие породы субстрата, содержат несколько большее количество железистых компонентов по сравнению с соответствующими минералами родственных включений в кимберлитах.

Состав большинства рассматриваемых минералов зависит от колебаний не только температуры, но и давления. Так, если изменение давления практически не влияет на химический состав оливина и, по-видимому, шпинелидов, то оно не могло пройти бесследно для пироксенов и граната. Сравнение состава пироксенов из родственных включений в разнофациальных кимберлитах (см. табл. 13, 14) и результаты экспериментального изучения системы энстатит — пироп [Бойд, Ингленд, 1968; Мак-Грегор, Рингвуд, 1968] свидетельствуют о наличии обратно пропорциональной зависимости между величиной давления и количеством полуторных окислов (в первую очередь  $Al_2O_3$ ) в ромбических и моноклинных пироксенах. Значит, пироксены родственных включений должны обладать повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (и в меньшей степени  $Fe_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ ) по сравнению с соответствующими минералами поднявшегося из глубин вещества верхней мантии.

Благодаря тому что абсолютное содержание данных окислов в рассматриваемых минералах невелико (см. табл. 13, 14) и энстатит резко преобладает над диопсидом, расчеты вероятного состава субстрата могут быть упрощены без особого ущерба для конечных результатов. Поскольку состав пироба лежит на линии  $MgSiO_3 - Al_2O_3$ , глиноземистые разновидности энстатита по химическому составу вполне могут идентифицироваться с твердыми растворами серии энстатит — пироп. Отсюда следует, что в предлагаемом расчете минерального и химического состава верхней мантии у пироксенов достаточно учитывать вероятные соотношения магнезиального и железистого компонентов, а изменения содержания  $R_2O_3$  у них найдет отражение в составе и количестве гранатов и шпинелидов.

Количественное соотношение пиропового и альмандинового компонентов в гранате в первом приближении может рассматриваться как функция давления, причем возрастание давления приводит, как известно, к повышению содержания пиропового компонента. Отсюда следует, что в породах субстрата, поднявшихся с глубины в зоны относительно меньшего давления и подвергшихся зонному плавлению, гранаты, по всей вероятности, обогащены пиропом по сравнению с вновь кристаллизующимися гранатами, входящими в состав сегрегационных обособлений (родственных включений).

Точный количественный учет различий состава минералов в породах мантии и родственных включений на современном уровне знаний, очевидно, невозможен. Однако, располагая надежными данными о химическом и минеральном составе кимберлитов и включений (гл. II), можно дать такую оценку с некоторым приближением. Действительно, зная состав сегрегаций и принимая средний состав кимберлитов за обычный предел, которого достигает расплавы, претерпевшие кинематическую дифференциацию в процессе подъема по механизму зонной плавки, можно рассчитать вероятный состав и количественное соотношение минералов в субстрате, проплавление которого обеспечивало бы наблюдаемую степень дифференциации расплавов.

Наблюдаемая степень дифференцированности кимберлитовых расплавов определялась, очевидно, степенью контрастности состава расплавлявшихся и кристаллизовавшихся фаз, а также объемом переплавлявшихся пород субстрата, который зависел от пути, пройденного магматическим очагом в верхней мантии по механизму зонного плавления. Кристаллизовавшиеся из кимберлитовой магмы минеральные фазы преимущественно осаждались в донной части расплавленной зоны, а частично подхватывались конвективными потоками и формировали сегрегационные обособления. Подавляющее большинство интрателлурических сегрегаций (родственных включений) в кимберлитах представлено гранатовыми перидотитами (см. гл. II), состав которых поэтому может быть с известной долей условности приравнен среднему составу кристаллата кимберлитовых магм на этапе подкоровой эволюции их.

Вероятная протяженность пути, пройденного кимберлитовыми расплавами в породах верхней мантии, может быть приближенно оценена как разность между глубиной зарождения магмы и толщиной земной коры на соответствующем участке территории. Глубина зарождения кимберлитовых магм, по мнению большинства исследователей, составляет около 200 км, а мощность земной коры на платформах по геофизическим данным — 35—50 км. Отсюда следует, что путь кимберлитовых магм в мантии составлял примерно 150 км.

Теперь можно конкретизировать общую задачу определения состава верхней мантии по результатам комплексного изучения кимберлитов. С учетом всего изложенного средний минералогический и химический состав пород верхней мантии платформенных областей может быть получен при обязательном соблюдении следующих условий: модель вещества верхней мантии, проплавленияемого по меха-

низму зонной плавки и с выделением кристаллата, соответствующего по составу включениям гранатовых перидотитов, должна обеспечивать наблюдаемую дифференциацию кимберлитовых расплавов при допустимой протяженности пути их движения.

Согласно экспериментальным данным, в породах, подвергавшихся зонному плавлению, выделяются три участка: начальный, обедненный (или обогащенный в зависимости от свойств компонента) компонентом, средний с концентрацией, равной исходной (стационарный участок), и конечный (выплавляемая жидкость, концентрирующая «легкоплавкие» компоненты). Распределение компонентов на протяжении начального участка в общем случае имеет нелинейный характер [Ярошевский, 1968]. Строгие расчеты степени дифференциации кимберлитовых расплавов, перемещавшихся в верхней мантии по механизму зонной плавки, на современном уровне знаний выполнить не представляется возможным. В качестве первого приближения процесс дифференциации магмы на участке до стабилизации ее состава, по-видимому, может быть аппроксимирован линейным законом.

На основании приведенных данных и с теоретических позиций трудно допустить большие различия в количественном соотношении и в составе расплавившихся и кристаллизовавшихся минералов. Требуемое механизмом зонной плавки преимущественное выделение тугоплавких компонентов удовлетворялось, по всей вероятности, увеличением на 0,5—1,0% магнезиальности важнейших минералов (оливина и пироксенов) и возрастанием доли оливина в осажда-

Таблица 22

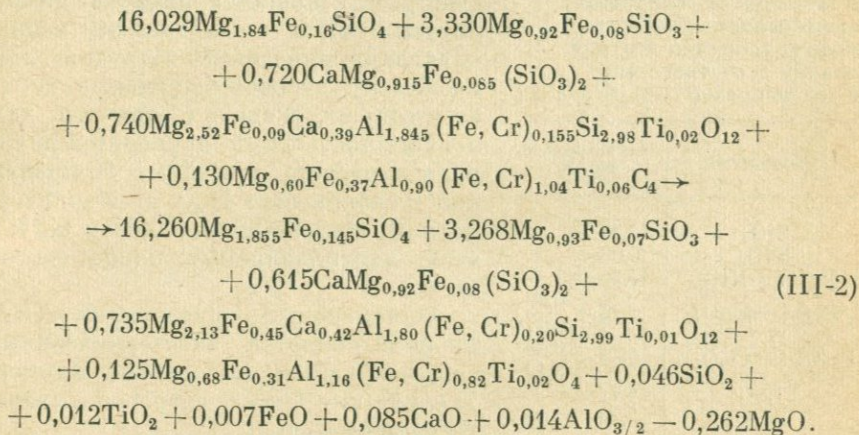
Средний состав (вес. %) гранатовых перидотитов из кимберлитов (по данным табл. 10)

Компоненты	Среднее содержание по 17 анализам	В пересчете на свежую породу *	Содержание в 1 дм <sup>3</sup> породы при $\rho = 3,2$	
			г	моль
SiO <sub>2</sub>	41,17	43,11	1379,52	22,958
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,96	0,012
FeO	7,70	6,67	245,82	3,004
MnO	0,08	0,07		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,43	19,96	0,125
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,19		
MgO(+NiO)	35,91	44,63	1428,16	35,421
CaO	1,87	1,62	51,84	0,924
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,70	2,34	74,88	0,734
H <sub>2</sub> O	9,07	0,38	12,06	0,669
K <sub>2</sub> O	0,16	0,14	16,80	—
Прочие	0,44	0,39		
Сумма	99,96	100,00	3200,00	—

\* См. примечание к табл. 10.

шихся фазах по сравнению с проплавленными породами. В противоположность оливину и пироксенам вновь кристаллизующиеся гранаты должны обладать повышенной железистостью (повышенным содержанием алмандинового компонента) из-за общего снижения давления.

Для упрощения расчетов ограничимся рассмотрением только важнейших минералов и компонентов, а в качестве единичного объема примем 1  $\text{дм}^3$ . Тогда химический баланс процесса кинематической дифференциации кимберлитовых расплавов при осадке, соответствующем по составу включениям гранатовых перидотитов (табл. 22), и принимаемой модели вещества верхней мантии (табл. 23) может быть выражен следующим приближенным уравнением:



в расплав

Входящие в уравнение (III-2) компоненты составляют более 99% соединений, слагающих породы. Остались невключенными некоторые второстепенные ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и др.) и летучие компоненты, важнейшим из которых является, по всей вероятности,  $\text{H}_2\text{O}$  (см. табл. 23).

Петрохимические особенности кимберлитов различных районов позволяют заключить, что из всех аксессуарных компонентов наибольшей способностью к накоплению в кимберлитовых расплавах обладает  $\text{K}_2\text{O}$ , содержание которой в породах некоторых трубок достигает 1,8—2,1 и даже 2,8% [Милашев, 1965]. Иначе ведет себя  $\text{Na}_2\text{O}$ , которая связывается в жадеитовом компоненте пироксенов [Милашев и др., 1963] и поэтому обычно не имеет тенденции к накоплению в расплаве.

$\text{H}_2\text{O}$  не включена в вышеприведенное уравнение потому, что в основе его лежит состав важнейших порообразующих минералов, а существование гидроксилсодержащих минералов (в частности, флогопита) в породах верхней мантии не доказано. Нельзя, по-видимому, считать случайностью отсутствие первичных гидросиликатов и гидратов в родственных включениях кимберлитов.

Вместе с тем имеются веские причины связывать происхождение ювенильных вод с дегазацией пород верхней мантии [Виноградов, 1962 и др.].

Согласно оценкам различных исследователей, недифференцированное вещество мантии содержит 0,6—1,0%  $H_2O$ . Верхняя мантия платформенных областей подверглась значительной дифференциации, результатом которой явилась частичная экстракция легкоплавких и летучих компонентов и формирование мощной коры.

Содержание  $H_2O$  в таком субстрате, несомненно, ниже первичного и составляет, по-видимому, около 0,4%.

Степень извлечения  $H_2O$  из пород субстрата в процессе подъема кимберлитовых магм по механизму зонного плавления определить затруднительно, поскольку экспериментальные данные отсутствуют. В связи с этим для дальнейших построений приводятся два варианта расчета при 10- и 50-процентной «усвояемости»  $H_2O$  кимберлитовой магмой, что составляет 0,04 и 0,2% от веса переплавляемых пород соответственно.

Описываемый уравнением (III-2) процесс является экзотермическим и сопровождается выделением примерно 7 ккал на 1  $дм^3$  «перерабатывавшегося» вещества.

Принципиальная возможность использования приведенной схемы для анализа природных процессов, вероятно, может быть проверена путем сравнения вычисленного и реального среднего химического состава кимберлитов. Рассчитаем возможный состав магмы, прошедшей различный путь в породах мантии. При зарождении магмы состав ее, вероятно, практически не

отличался от состава подвергшихся плавлению пород. В дальнейшем магма постепенно обогащалась легкоплавкими и летучими компонентами. Ожидаемые изменения состава кимберлитовых расплавов в процессе подъема по механизму зонной плавки с заданной уравнением (III-2) контрастностью относительно важнейших компонентов и при различной «извлекаемости» аксессуарных элементов и воды иллюстрируется табл. 24.

Сравним полученные результаты со средними содержаниями важнейших показательных элементов в кимберлитах Якутии (см. табл. 7). В итоге сопоставления напрашивается вывод о том, что кимберлитовые расплавы достигали средней степени дифференциации после

Таблица 23

Количественное соотношение важнейших компонентов в гранатовом перидотите, принимаемом в качестве модели вещества верхней мантии в соответствии с уравнением (III-2) и табл. 22

Компоненты	Состав модели, вес. %
$SiO_2$	43,20
$TiO_2$	0,06
$MgO (+NiO)$	44,30
$FeO (+MnO)$	6,76
$Fe_2O_3 (+Cr_2O_3)$	0,62
$CaO$	1,77
$Al_2O_3$	2,36
$\Sigma$	99,07
$H_2O$	(0,39)
$K_2O$	(0,15)
Прочие	(0,39)
$\Sigma$	100,00

## Вероятный состав кимберлитовых расплавов\*

Компоненты	Состав исходного расплава, вес. %	Ожидаемый состав расплава (вес. %) при отношении объема переплавленного вещества мантии к объему магматического очага					
		2	20	40	50	60	70
SiO <sub>2</sub>	43,20	43,28 ** 43,35	44,05 44,80	44,82 46,40	45,17 47,13	45,55 47,97	45,91 48,76
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,12 0,12	0,65 0,67	1,22 1,26	1,47 1,54	1,77 1,86	2,05 2,16
MgO (+NiO)	44,30	43,52 43,60	36,87 37,49	29,64 30,69	26,41 27,56	22,75 23,94	19,40 20,58
FeO (+MnO)	6,76	6,78 6,79	6,94 7,06	7,11 7,35	7,18 7,47	7,26 7,64	7,33 7,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (+Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,62	0,62 0,62	0,62 0,62	0,62 0,62	0,62 0,62	0,62 0,62	0,62 0,62
CaO	1,77	2,07 2,40	4,77 2,75	7,77 3,14	9,15 3,31	10,74 3,50	12,22 3,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36	0,60 2,41	2,37 2,80	4,28 3,25	5,14 3,45	6,10 3,68	6,99 3,90
H <sub>2</sub> O	0,39	0,43 0,61	0,81 1,08	1,20 1,66	1,39 1,94	1,60 2,25	1,80 2,53
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O + + P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> +	0,54	0,61 0,61	1,08 0,98	1,66 1,46	1,94 1,69	2,25 1,95	2,53 2,18
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

\* Состав кимберлитовых расплавов, достигавшийся в итоге зонного плавления различных объемов вещества верхней мантии при заданном уравнении (III-2) контрастности процесса по важнейшим элементам и различной ассимилятивности H<sub>2</sub>O и легкоплавких компонентов.

\*\* В числителе — значения при ассимиляции 0,2% H<sub>2</sub>O и 0,03% второстепенных компонентов, в знаменателе — при ассимиляции 0,04% H<sub>2</sub>O и 0,025% второстепенных компонентов.

проплавления примерно 50-кратного объема пород субстрата. Протяженность пути движения кимберлитовой магмы при этом измерялась высотой «столба» переплавленного вещества субстрата, которая при прочих равных условиях зависела от поперечного сечения поднимавшегося магматического очага. Площадь сечения, естественно, определялась объемом и формой очага.

Конфигурация очага являлась результатом динамического равновесия между процессами плавления и кристаллизации, регулируемого и удовлетворяющего требованиям оптимальности энергетического баланса процесса. Расчеты показывают, что при движении по принципу зонного плавления оптимальный баланс тепловой и механической энергии устанавливается при каплевидной форме

очага, ориентированного заостренным концом вниз и обладающего соотношением осей порядка 1 : 3.

Возможный способ определения минимального (критического) объема магмы, при котором она приобретала способность к автономному движению, и оценки возможного изменения объема в процессе подъема расплавов по механизму зонной плавки рассматривается в гл. VII. Здесь, несколько забегаю вперед, отметим лишь, что в модели, описываемой уравнением (III-2), первоначальный объем магмы не претерпевал существенных изменений в ходе радиального перемещения.

В связи с воронкообразной формой диатрем и значительной величиной эрозионного среза территории со времени внедрения кимберлитов сохранившееся количество их на уровне современной поверхности составляет, вероятно, не более 30% первоначального объема. Суммарный объем пород, выполняющих трубки взрыва и дайки в каждом из кимберлитовых полей якутской провинции на уровне современного эрозионного среза, составляет в среднем 0,07—0,08 км<sup>3</sup>. Отсюда объем очагов кимберлитовой магмы при подъеме до апикальных горизонтов верхней мантии в среднем может быть принят равным 0,25 км<sup>3</sup>.

С учетом всего изложенного следует заключить, что в моделируемых уравнением (III-2) процессах кимберлитовые расплавы при каплевидной форме очага и конечном объеме 0,25 км<sup>3</sup> достигали средней степени дифференциации после полного переплавления «столба» субстрата высотой около 40 км. Полученная цифра характеризует лишь нижний предел, но не отражает общую высоту подъема кимберлитовых расплавов в верхней мантии. При оценке полной высоты подъема необходимо учитывать два весьма важных обстоятельства, оказывающих существенное влияние на искомую величину. Так, во-первых, радиальное перемещение кимберлитовой магмы осуществлялось, вероятно, не только за счет проплавления, но также, по-видимому, и в результате частичного обрушения кровли. Мелкие обломки плавильлись, не достигая придонной части зоны, а сравнительно крупные обломки и блоки пород опускались на дно магматического очага, хоронились под осаждавшимися из расплава кристаллами и таким образом исключались из процесса. Вследствие этого соответствующей степени дифференциации расплавы могли достигать после прохождения несколько большего пути, чем в случае полного переплавления пород на «трассе» радиального движения магматических очагов.

Критический размер обломков, начиная с которого они достигали донной части очага, можно оценить, рассчитав по формуле Стокса (В. Эйтель, 1962) скорость их осаждения и вычислив с помощью уравнений теплопроводности [Ингерсолл Л. Р., Зобель, Ингерсолл А. К., 1959] время, необходимое для расплавления обломков. Однако действительные масштабы обрушения кровли, а тем более количество крупных обломков, установить, по-видимому, невозможно, и поэтому обоснованные поправки к данным табл. 24 пока рассчитать не удастся. Сугубо предположительно ве-

личина таких поправок может быть оценена в 50%. В таком случае, т. е. при «переработке» лишь половины пород проплавления толщ, кимберлитовым расплавом для достижения средней степени дифференцированности нужно было пройти путь около 80 км.

Второе обстоятельство, которое необходимо учитывать при оценках общей высоты подъема кимберлитовых расплавов, заключается в том, что величина суммарного объема определялась не только движением расплава относительно проплавления пород, но также и расстоянием, на которое поднималось вмещающее кимберлитовую магму вещество верхней мантии, охваченное конвективным течением [Милашев, 1968а]. Скорость движения расплавов по механизму зонной плавки, согласно оценкам В. А. Магницкого [1965], составляет примерно 0,1—1,0 см/год, что, как будет показано в гл. IV, практически совпадает с вероятными скоростями конвективных течений разуплотненного вещества субстрата. В итоге общая высота подъема расплавов приблизительно в 2 раза превышает их собственный путь, и поэтому с учетом изложенного следует заключить, что средней степени дифференциации кимберлитовые магмы достигали примерно 160 км выше уровня, с которого начиналось их автономное движение. Прибавив к полученным цифрам среднюю величину толщины земной коры в платформенных областях, получим 200 км, т. е. как раз те значения глубин зарождения кимберлитовых магм, которые совпадают с оценками, даваемыми большинством исследователей.

Резюмируя изложенное, можно отметить, что совпадение расчетного состава кимберлитовой магмы при допустимом пути ее подъема в мантии со средним составом кимберлитов свидетельствует: а) о применимости принципов зонной плавки для моделирования природных процессов; б) о приемлемости рассчитанного среднего химического и минерального состава пород мантии в качестве уточненной модели вещества верхней мантии платформенных областей. В связи с этим приведенные модель субстрата и схема эволюции кимберлитовых расплавов использованы при анализе физико-химических условий образования кимберлитов. Для проведения такого анализа необходимо предварительно обсудить вероятные значения главных физических параметров (вязкости, температуры, давления) расплава и пород верхней мантии.

---

ВЯЗКОСТЬ ВЕЩЕСТВА И ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ  
В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В первые годы изучения геофизических явлений исследователи исходили из представлений, что механические процессы в Земле являются идеально упругими. Затем стала учитываться возможность проявления замедленно упругих процессов (упругое последствие, стойкая вязкость, внутреннее трение) и течений (упруго-вязкие процессы). В твердых телах стойкая вязкость часто приводит к процессам, подобным тем, которые вызываются вязким течением в истинных жидкостях; после мгновенно приложенного постоянного напряжения оба процесса приводят к смещению, величина которого асимптотически приближается к смещению, определяемому законом Гука.

Из-за большой сложности неупругих процессов и невозможности непосредственных замеров физических свойств субстрата используемые для их характеристики и расчетов уравнения являются в лучшем случае грубым приближением, а для решения некоторых задач могут быть даже бесполезными. В связи с этим теоретические расчеты в деталях обычно не соответствуют особенностям природных процессов [Гутенберг, 1963].

Для решения затрагиваемых в работе вопросов среди большого числа неупругих процессов наибольший интерес представляют различного рода течения (крип, вязкое течение, пластическое течение). Теоретические представления процессов течения осложняются существованием предела текучести — минимального напряжения, которое нужно преодолеть, чтобы течение могло начаться. Применение к природным процессам результатов лабораторных испытаний горных пород осложняется тем, что при наличии достаточного времени материалы могут течь при сравнительно малых напряжениях. Вместе с тем горы высотой до 10 км не обнаруживают как будто бы заметного проседания со времени начала наблюдений. Правда, в этих случаях явления текучести могут быть затушеваны тектоническими процессами иного происхождения. В качестве предела текучести для верхней части земной коры обычно принимается величина порядка  $10^9$  дин/см<sup>2</sup>, что примерно соответствует результатам лабораторных испытаний образцов некоторых типов горных пород [Гутенберг, 1963].

Необходимо учитывать, что природа вязкости коры и самой верхней части мантии, т. е. литосферы, в значительной степени определяется глубиной. В верхних слоях коры до глубины 10—15 км преобладает движение по разломам, и следовательно, в применении к глубинам коры можно говорить о «мнимой» вязкости [Ушаков, 1968]. На глубинах от 10—15 до 30—50 км под океанами и 60—100 км под континентами, вероятно, преобладает ползучесть, а глубже, в пределах астеносферы, как отмечает В. А. Магницкий [1965], — диффузная вязкость.

Предполагается, что при исследованиях постепенного движения материала в недрах Земли можно допустить ньютоново течение. Это положение часто используется в качестве первого приближения, поскольку фактические данные практически отсутствуют, а процессы слишком сложны, чтобы можно было получить точные количественные характеристики.

В настоящее время описаны лишь два явления: послеледниковое поднятие и расползание дна океанов, которые могут дать, по-видимому, наиболее приближенное к действительности представление о порядке величины вязкости субстрата и скорости подкоровых течений\*.

Послеледниковое поднятие наблюдается в Фенноскандинавии и в районе Великих озер в Северной Америке. Скорость подъема суши максимальна (1 м/100 лет) в центральных частях бывших областей оледенения, убывает до нуля вблизи границы прежнего ледникового покрова и приобретает даже небольшую отрицательную величину за его пределами [Гутенберг, 1963]. Определение вязкой отдачи Земли после исчезновения ледовой нагрузки в Фенноскандинавии было проведено Хэскеллом [Haskell, 1935, 1936]. Основываясь на предположениях о преобладании ньютоновой вязкости и постоянстве коэффициента вязкости для всей мантии, Хэскелл получил для этого коэффициента значение  $2,6-3,2 \cdot 10^{21}$  нз, что несколько ниже оценок величины  $\eta$ , приводимой большинством исследователей (примерно  $10^{22}-10^{23}$  нз). Поскольку модуль сдвига  $t$  обычно принимается равным  $5 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup>, то по уравнению Джеффриса  $\eta = tq$  время релаксации  $q$  составит многие тысячи лет. Однако следует иметь в виду, что процессы, связанные с послеледниковым поднятием, конечно, не являются проявлением чисто ньютонова течения, но, по всей вероятности, могут содержать упруго-пластическую деформацию, и тогда  $\eta$  должно изменяться с глубиной.

Весьма важен полученный Хэскеллом вывод о том, что после снятия ледовой нагрузки процессы течения должны охватывать большую часть мантии под областью оледенения и что вертикальное смещение мало уменьшается на глубине, равной радиусу первоначального груза, а на удвоенной глубине оно составляет половину смещения на поверхности.

На основе представлений о расползании краев континентальной коры и верхней мантии под океанами С. А. Ушаковым [1968] определены динамические коэффициенты вязкости земной коры и верхнего (надстеносферного) слоя мантии в океанических областях. Для оценок использовано уравнение Навью — Стокса медленного движения вязкой жидкости (случай весьма малых чисел Рейнольдса):

$$\eta \approx \frac{\rho gh^3 t}{\Delta L^2}, \quad (IV-1)$$

\* Определение коэффициента вязкости вещества мантии возможно также по вариациям чандлеровского периода нутации, на основании наблюдений над твердыми земными приливами и другими явлениями. Однако получаемые этими методами результаты весьма ненадежны.

где  $\rho$  — плотность давящего слоя;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $h$  — толщина давящего слоя;  $t$  — время с момента начала движения;  $\Delta L$  — характерная ширина переходной зоны.

Приняв время с момента образования океанической коры Атлантического океана, согласно Н. М. Страхову [1948] и В. В. Белоусову [1962],  $t = 2 \cdot 10^8$  лет  $\approx 6 \cdot 10^{15}$  сек, плотность давящего слоя  $\rho \approx 3$  г/см<sup>3</sup> и толщину  $h = (4 \div 5) \cdot 10^5$  см,  $\Delta L = (4 \div 5) \cdot 10^6$  см, С. А. Ушаков получил для динамического коэффициента вязкости этой коры значения  $\eta \approx 10^{22} \div 10^{24}$  нз.

При оценке динамического коэффициента вязкости надастеносферного слоя мантии С. А. Ушаков исходил из представлений о конвективной неустойчивости этого слоя. В качестве возможной причины неустойчивости предполагается либо поступление менее плотного вещества из астеносферы, либо разуплотнение нижней части литосферы. Под действием силы тяжести вещество пониженной плотности ( $v_r = 7,3 \div 7,6$  км/сек,  $\rho \approx 3,0 \div 3,1$  г/см<sup>3</sup>) должно расползаться. Горизонтальная составляющая силы, обуславливающая расползание разуплотненного вещества мантии, зависит от  $\Delta\rho$  и мощности менее плотного слоя, поэтому она увеличивается от глубины 30 км (в океанических областях) до нижней границы коры по закону, близкому к линейному. В данном интервале глубин температура уменьшается, вероятно, также почти линейно. При таких условиях величина динамического коэффициента эффективной вязкости вещества возрастает по закону, близкому к экспоненциальному, и поэтому максимальная скорость расползания вещества пониженной плотности должна быть на глубине около 20 км.

Полагая, что начало расползания в верхнем слое мантии синхронно с образованием Атлантического океана (около 200 млн. лет), приняв  $\Delta L = 500 \div 1000$  км  $= (5 \div 10) \cdot 10^7$  см,  $\rho = \Delta\rho = 0,4$  г/см<sup>3</sup>,  $H = 10^6$  см и подставив их в формулу (IV-1), С. А. Ушаков получил для динамического коэффициента эффективной вязкости верхней мантии на глубине 20 км под океанами значения  $10^{21} - 10^{22}$  нз. Ошибки в определении времени расползания относительно мало сказываются на искомой величине. Так, например, если этот процесс начался даже 20 млн. лет назад, то расчетное значение  $\eta$  составит примерно  $10^{20} - 10^{21}$  нз.

В качестве новых не привлекавшихся ранее материалов для суждений о вязкости и динамических процессах в верхней мантии платформенных областей могут быть использованы некоторые закономерности проявления кимберлитового вулканизма. В интересующем нас аспекте наибольшее значение имеет концентрически-зональное строение провинций и в первую очередь омоложение возраста кимберлитов по мере удаления от центральных частей к периферии провинций, а также синхронность кимберлитообразования с периодами резкого и устойчивого воздымания участков платформ, в пределах которых локализуются кимберлиты соответствующего возраста.

Расстояние между центральными частями Далдыно-Алакинского и Нижнеоленекского районов составляет 630 км. Достаточно

надежные данные о возрасте кимберлитов этих районов [Милашев, Шульгина, 1959; Милашев и др., 1963; Харьков, 1967] позволяют заключить, что ультраосновной вулканизм в их пределах проявился с интервалом примерно 240 млн. лет. Отсюда средняя «скорость» распространения кимберлитового вулканизма составляет около 0,3 см/год. Почти такая же величина (0,3—0,4 см/год) получается и по Южно-Африканской провинции, где кимберлиты алмазной субфации внедрились, очевидно, в позднем триасе — ранней юре (Ягерсфонтейнское, Кимберлейское поля и др.), а абсолютный возраст кимберлитов пироповой субфации (Сатерлендское поле) равен 58 млн. лет [Дю Тойт, 1957; Милашев, 1965].

На основе представлений о тесной генетической связи развития кимберлитового вулканизма с подкоровыми конвективными течениями «скорость» распространения вулканизма следует рассматривать как функцию скорости конвективных потоков в верхней мантии. В первом приближении их можно, по-видимому, считать равными по величине. По расчетам Ц. Пикериса [Pekeris, 1935] и Л. А. Латыниной [1958] скорость конвективных потоков в верхней мантии составляет в среднем около 1 см/год, т. е. является величиной того же порядка, что и «скорость» распространения кимберлитового вулканизма.

Если кимберлитовый вулканизм действительно связан с подкоровыми течениями, то исходя из концентрически-зонального строения алмазных провинций следует ожидать, что под центральными областями провинций мобилизованные массы вещества верхней мантии перемещались, по-видимому, почти вертикально, а в промежуточных и периферийных зонах — растекались в близгоризонтальных направлениях [Милашев, 1968а]. При такой (грибообразной) схеме движения наибольшей скоростью мобилизованные массы должны были обладать, вероятно, в осевой зоне вертикального отрезка пути. В ходе близгоризонтального растекания мобилизованного вещества скорость движения его по мере удаления от центральных частей провинции все более и более замедлялась. Отсюда следует, что во внутренних зонах провинций «скорость» распространения кимберлитового вулканизма должна быть больше, чем в окраинных.

Имеющиеся материалы (табл. 25) свидетельствуют о полуторакратном замедлении скорости на периферии по сравнению с промежуточными зонами провинции. Поскольку возраст кимберлитов каждого из трех приведенных в табл. 25 районов установлен достаточно надежно и ограничен сравнительно узкими пределами, то полученные цифры нельзя считать случайными, и они могут рассматриваться как определенное подтверждение генетической связи кимберлитобразования с конвективными потоками в верхней мантии.

Подкоровые течения обуславливают, по всей вероятности, и синхронное кимберлитовому вулканизму воздымание земной коры. Привлекаемые для объяснения вертикальных движений земной коры полиморфный, электронный переход и химическая перестройка

## Время проявления кимберлитового вулканизма в различных районах Сибирской платформы

Районы развития кимберлитов	Возраст кимберлитов	Интервал времени, млн. лет	Расстояние между центрами районов, км	«Скорость» распространения кимберлитового вулканизма, см/год
Далдыно-Алаkitский Нижнеоленекский	D <sub>3</sub> — C <sub>1</sub> Cr	240	630	0,26
Далдыно-Алаkitский Среднеоленекский	D <sub>3</sub> — C <sub>1</sub> T <sub>3</sub> — J <sub>1</sub> <sup>1</sup>	150	450	0,30
Среднеоленекский Нижнеоленекский	T <sub>3</sub> — J <sub>1</sub> <sup>1</sup> Cr	90	180	0,20

вещества мантии, очевидно, имеют место в определенных случаях, но не могут быть использованы для объяснения синхронного с внедрением кимберлитов подъема участков платформы.

Нельзя не отметить, что гипотеза подкорковых течений встречает определенные возражения с теоретических позиций, и некоторые исследователи (Субботин, Наумчик, Рахимов, 1964) вообще отвергают ее как возможную причину вертикальных движений земной коры. Наиболее серьезные возражения против данной гипотезы основываются на результатах мировой гравиметрической съемки, при которой не было установлено ни отрицательных аномалий в зонах прогибов, ни соответствующих положительных аномалий в областях поднятий. Кроме того, вследствие фазовых превращений и изменчивости состава мантии подкорковые течения могут приостанавливаться или по крайней мере ослабляться. Однако Венинг Мейнес [Heiskanen, Meinesz, 1958], рассмотрев эти возражения, теоретически показал, что конвективные потоки в верхней мантии при определенных условиях возможны.

Таким образом, представления о существовании гравитационной конвекции в недрах Земли и о генетической взаимосвязи с этими процессами тектогенеза получают все более широкое распространение [Артюшков, 1968 и др.].

Гипотеза о конвективных или других подкорковых течениях облегчает объяснение большинства тектонических проблем, поэтому многие исследователи строят свои схемы на этих предположениях. К сожалению, ни тип, ни какие-либо другие детали соответствующих неупругих процессов, как правило, не обсуждаются.

Концентрически-зональное строение кимберлитовых провинций дает основание предполагать, как уже отмечалось, о грибообразной схеме движения вещества, участвующего в конвективных течениях верхней мантии под древними платформами. В соответствии с изложенными представлениями и учитывая полученные данные о порядке «скорости» распространения кимберлитового вулканизма в раз-

личных зонах провинций, можно в самых общих чертах оценить некоторые параметры конвективных ячеек.

О характере распространения конвективных потоков в эпоху кимберлитового вулканизма с определенной степенью вероятности можно судить по относительному расположению разнофациальных кимберлитов в пределах соответствующих провинций. В Южно-Африканской провинции кимберлиты располагаются на территории, напоминающей по форме эллипс с осями около 1300 и 1800 км. Длинная ось ориентирована на северо-восток (см. рис. 3). Достаточно надежное определение очертаний Якутской (Центрально-Сибирской) провинции затрудняется тем, что почти все обнаруженные кимберлитовые поля концентрируются в ее северной и центральной частях (см. рис. 2). Однако наличие кимберлитов пироповой субфации в районе Чадобецкого поднятия и в бассейне верхнего течения р. Алдана позволяет ограничить рассматриваемую провинцию с юга и востока. В этих границах Центрально-Сибирская кимберлитовая провинция обладает близкими к изометрическим очертаниям при среднем диаметре около 1600 км.

Таким образом, в подкоровых глубинах платформенных областей в эпоху кимберлитового вулканизма поднятые конвективными течениями массы субстрата распространялись почти горизонтально и примерно на одинаковое расстояние от центров.

Размеры захваченных вертикальными течениями областей мантии, по-видимому, могут быть сравними по площади с внутренними частями кимберлитовых провинций, т. е. они достигают нескольких сотен километров в поперечнике (в Центральной Сибири и Южной Африке около 300 км). Определенным подтверждением реальности радиальных перемещений локальных масс во внутренних геосферах и в первую очередь в верхней мантии могут служить скачкообразные ускорения и замедления скорости вращения Земли [Парийский, 1955, 1963].

Практически одинаковое время проявления кимберлитового вулканизма в определенных зонах и неуклонное омоложение возраста кимберлитов от центра к периферии провинций свидетельствуют, по всей вероятности, об одноактном «всплывании» разогретого вещества и постепенном растекании поднявшегося блока в верхних горизонтах мантии. В результате горизонтального растекания глубинных масс возникавшие в них очаги кимберлитовой магмы оказывались все более удаленными от центра, чем и обуславливалось последовательное развитие кимберлитового вулканизма в центральных, промежуточных и в периферийных зонах провинций.

По вопросу о вероятных причинах регионального разогрева верхней мантии высказываются различные предположения: распад радиоактивных веществ, экранирующее влияние земной коры в континентальных областях и т. п. Ввиду сложности и достаточной самостоятельности эта проблема здесь не обсуждается. Вместе с тем независимо от причин разогрева не может вызывать сомнений большая продолжительность локального повышения (набора) температуры до значений, при которых становилось возможным появление

конвективных потоков. Принимая во внимание достаточно высокую теплопроводность вещества верхней мантии, можно предполагать, что градиенты температур в областях разогрева были невелики и не превышали, по-видимому, долей градуса или первых единиц градусов на километр. Вследствие малой величины температурных градиентов поднимавшиеся массы, по крайней мере на первом этапе движения, не имели, вероятно, резко выраженных границ, и поэтому конфигурация «всплывавшего» блока может быть условно принята как изометрическая.

Конечной формой растекания блока мобилизованных пород могла явиться гигантская линза, очертания и размеры которой в плане примерно соответствовали площади кимберлитовых провинций. Очевидно, что мощность линзы зависела от объема сформировавшегося ее глубинного вещества. Количество «всплывавшего» вещества верхней мантии определить даже приближенно весьма трудно. Если допустить, что конвективные течения возникали в интервале глубин 300—400 км вследствие разогрева примерно 50-километровой толщи вещества верхней мантии на площади с диаметром порядка 600 км, то объем охваченной мобилизацией области составляет около  $14 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>. При таком объеме разогретого субстрата и заданной площади растекания его ( $\sim 2 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) могла сформироваться линза, мощность которой на краях составляла около 2 км, а в центральной части достигала 17 км.

Достигнутая к настоящему времени геофизическая изученность Сибирской платформы не позволяет, к сожалению, с достаточной надежностью заключить о наличии или отсутствии неоднородностей в верхней мантии, масштабы которых были бы сравнимы с возможными размерами такой линзы. Вместе с тем, несмотря на очевидную приближенность выполненных расчетов, полученные данные сопоставимы с результатами изучения глубинного строения литосферы под Срединно-Атлантическим хребтом, где верхняя мантия характеризуется конвективной неустойчивостью. Изучавшие этот район американские исследователи [Talvani, Heezen, Worsel, 1965] пришли к выводу, что характер аномалий силы тяжести в редукции Буге неопровержимо свидетельствует о наличии компенсации избыточных масс хребта. Компенсация осуществляется за счет слоя верхней мантии пониженной плотности, который достигает коры только непосредственно под рифтовой зоной, где  $v_r = 7,3 \div 7,7$  км/сек. Приняв на основании этой скорости более легкого вещества верхней мантии близкой к  $3,1$  г/см<sup>3</sup>, в результате интерпретации аномалий Буге были получены схемы глубинного строения. Согласно некоторым из них, в сечении, поперечном удлинению хребта, разуплотненное вещество верхней мантии имеет вид гигантской ( $\sim 2000$  км в диаметре) линзы, толщина которой в центральной части составляет около 25 км и уменьшается к краям до 2 км (рис. 12).

Подъем к основанию земной коры огромных масс разуплотненного глубинного вещества, обладавшего повышенной температурой и высокой вязкостью, несомненно, должен был иметь большие геологические последствия, обуславливая интенсификацию магматизма,

тектогенеза и других процессов на обширных площадях платформенных областей. Нельзя, очевидно, считать случайным тот факт, что интенсивный трапзовый магматизм проявился на Сибирской платформе вслед за кимберлитовым вулканизмом. Поля массового развития трапзов охватывают почти весь центр и западную половину Центрально-Сибирской кимберлитовой провинции и, кроме того, развиты на северо-востоке платформы, где предполагается присутствие второй (Северо-Сибирской) кимберлитовой провинции [Милашев, 1968д]. Однако развитие высказанных предположений о генетической взаимосвязи платформенного магматизма с конвективными течениями вещества верхней мантии представляет собой сложную и достаточно самостоятельную проблему, которая должна явиться предметом специальных исследований и в данной работе не рассматривается.

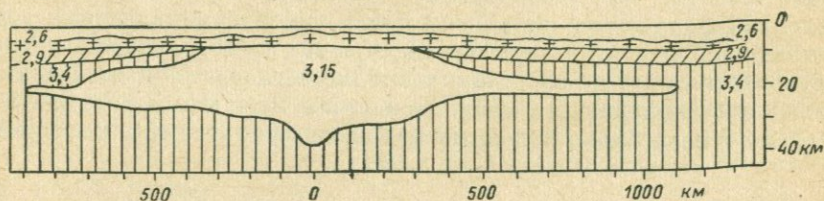


Рис. 12. Схема глубинного строения литосферы под Срединно-Атлантическим хребтом [Talvani, Heesen, Worsel, 1965].

Мобилизация огромных масс вещества достаточно высокой вязкости сопровождалась деформацией вышележащих зон мантии и приводила к воздыманию обширных участков земной коры, которое по мере тангенциального растекания поднятого с глубины вещества распространялось от центральных к периферийным зонам кимберлитовых провинций.

На основе палеогеографических реконструкций [Геология Сибирской платформы, 1966] можно заключить о сравнительно небольших амплитудах поднятий и незначительных величинах абсолютных отметок рельефа Сибирской платформы в эпоху кимберлитового вулканизма. Эти материалы в соответствии с учением об изостазии свидетельствуют о достаточной близости толщины земной коры в палеозое-мезозое и в настоящее время на этом участке планеты.

Из приведенных данных следует, что приращение объема вещества в верхних горизонтах мантии в связи с притоком из глубины практически полностью компенсировалось за счет растекания его в близгоризонтальных направлениях. В процессе тангенциального движения мобилизованное вещество распространялось, по-видимому, вдоль границы раздела коры и верхней мантии. Если так, то сравнительно небольшие амплитуды воздымания платформенных областей в эпоху кимберлитового вулканизма можно рассматривать как свидетельство того, что динамические напряжения, обусловленные подъемом глубинных масс, уравновешивались противодействием

земной коры и компенсировались частичным перераспределением (опусканием?) пород верхней мантии.

Динамическое равновесие между корой и мобилизованными массами верхней мантии позволяет оценить вязкость участвующего в конвективном течении вещества. Приняв мощность платформенной коры равной 35 км при средней плотности пород  $2,67 \text{ г/см}^3$  [Гутенберг, 1963], а протяженность отдельных зон и временный интервал проявления кимберлитового вулканизма — в соответствии с табл. 27, получим с помощью формулы (IV-1) приближенные значения динамических коэффициентов вязкости мобилизованного субстрата на различном удалении от центра кимберлитовой провинции Якутии. Величина этого коэффициента для участка между Далдыно-Алакитским и Среднеоленекским районами составляет около  $2,62 \cdot 10^{23} \text{ пз}$ ; на участке от Среднеоленекского до Нижнеоленекского района — около  $0,98 \cdot 10^{24} \text{ пз}$ . Несмотря на очевидную приближенность вычислений, полученное четырехкратное увеличение вязкости вещества верхней мантии в периферийных зонах кимберлитовых провинций, по-видимому, не случайно и вполне согласуется с постепенным снижением температуры мобилизованных масс по мере движения их среди относительно холодных пород, подстилающих земную кору.

---

## ГЛАВА V

### ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Зарождение кимберлитовых расплавов в подкоровых глубинах, подъем их к дневной поверхности, где происходила кристаллизация и интенсивные постмагматические процессы, свидетельствуют о том, что формирование кимберлитов охватывает весьма широкий диапазон температур и давлений. Очевидно, что даже приблизительное определение термодинамических параметров формирования этих пород сопряжено с большими трудностями. Степень надежности получаемых результатов для отдельных этапов процесса образования кимберлитов различна, поскольку в некоторых случаях удается провести соответствующие определения с помощью почти прямых данных, но обычно при оценках такого рода неизбежны допущения, справедливость которых может быть проверена лишь в итоге дальнейших исследований. Так, если давление при кристаллизации магмы в трубках и дайках, а также на постмагматической стадии вполне можно приравнять нагрузке вышележащих пород, то для определения давления кимберлитовых расплавов в период подкоровой эволюции приходится оперировать косвенными данными, в основе которых лежат термодинамические, геофизические расчеты

и т. п. Еще сложнее обстоит дело с установлением температуры, оценки которой целесообразно провести для каждой стадии сложного процесса образования кимберлитов в отдельности.

## ТЕМПЕРАТУРА В ПОДКОРОВЫЙ ПЕРИОД ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Перед изложением результатов, полученных при оценке температуры подкоровой эволюции кимберлитовых магм, приведем краткий обзор существующих предположений о температурах, господствующих в коре и верхней мантии Земли. Это позволит составить более полное представление о рассматриваемом вопросе и вместе с тем необходимо для сравнения полученных результатов с температурой, установленной другими методами.

### Обзор гипотез о температуре коры и верхней мантии Земли

Важнейшими источниками сведений о температуре внутренних частей Земли являются данные о генерации тепла главными типами горных пород, о температуре изливающихся лав, а также геотермические измерения и результаты экспериментального плавления глубинных горных пород.

Геотермические измерения показали, что интенсивность тепловых потоков на различных участках поверхности планеты варьирует в достаточно широких пределах. Наименьшие значения тепловых потоков характерны для платформ, а максимальные — отмечаются в молодых складчатых и вулканических областях. Равенство теплового потока на континентах и океанах свидетельствует, что на единицу поверхности приходится одинаковая генерация тепла в обоих случаях. Однако, если на континентах тепло генерируется в основном породами коры, куда в процессе эволюции первичного субстрата были увлечены радиоактивные элементы, то под океанами источники тепла находятся на значительной глубине, поскольку мантия здесь почти не дифференцирована. На величину современного теплового потока у поверхности Земли влияет генерация тепла в породах, слагающих лишь верхние 400 км планеты [Магницкий, 1965].

Результаты вычислений ожидаемой температуры на глубинах до 50 км, выполненные В. А. Магницким [1965] с помощью уравнения, связывающего суммарную генерацию тепла до определенной глубины, температура земной поверхности, теплопроводность пород коры и верхней мантии, приведены в табл. 26.

Почти аналогичные значения получаются и при расчетах максимальных температур, не противоречащих сейсмическим данным. К иным результатам приводит анализ распространения термонагнетических толщ, обуславливающих происхождение аномального магнитного поля Земли. Глубина залегания подошвы таких толщ позволяет установить глубины, до которых породы еще могут приобретать термонагнетичность, т. е. где температура не превышает

## Температура на разных глубинах Земли

Глубина, км	Температура, °С	Глубина, км	Температура, °С
Континент		Океан	
20	380	11	130
40	650	40	850
50	700	50	1100

точку Кюри для ферромагнетиков. В платформенных областях нижние кромки термонамагнитических геологических объектов расположены на глубинах 10—20 км. При переходе к океаническим областям глубины залегания подошвы термонамагнитических масс опускаются до 30—40 км, а в глубоководных впадинах даже до 60 км. Следовательно, в океанических областях на глубинах 30—60 км температура земных недр не превышает 600—700° С. По данным измерений тепловых потоков точка Кюри под континентами может быть отнесена на глубины около 25—28 км, а под океанами на 50—55 км [Гайнаков, 1966].

Электропроводность горных пород, залегающих на разных глубинах, сильно зависит от степени нагрева вещества, поэтому может быть использована для определения температуры земных недр. В породах верхней мантии существенное значение имеют полупроводниковая и ионная электропроводность. Правда, для глубин до 100 км второй из них можно пренебречь, равно как и влиянием давления. В настоящее время известен лишь порядок величины электропроводности вещества Земли на глубине от 20 до 100 км, и поэтому достаточно надежные определения температуры его пока невозможны. Ориентировочно температура на глубине 100 км может быть оценена в 1200—1400° С [Магницкий, 1965].

Вулканизм является несомненным свидетельством плавления вещества в глубинах Земли. Согласно современным представлениям о вулканической деятельности, температура в магматических очагах незначительно отличается от вмещающего субстрата, и поэтому, несмотря на локальное распространение вулканов, результаты их изучения могут быть использованы для суждения о степени нагрева земных недр. Общая задача распадается на две частные: определение глубины залегания первичных магматических очагов и оценка температуры в очагах. Задерживание магмой поперечных сейсмических волн позволяет обнаруживать местонахождение очагов с достаточной надежностью. Кроме того, установлена тесная связь режима извержения вулканов с землетрясениями, эпицентры которых располагаются на глубинах 50—150 км [Гутенберг, 1963].

Для установления температуры магматических очагов используются данные о температуре излившихся лав, а также экспериментальные определения температуры плавления соответствующих гор-

ных пород. Однако как первый, так и второй способы дают лишь весьма приближенные результаты. Температура ныне изливающихся лав, по непосредственным измерениям составляет 1000—1200° С. Очевидно, что полученные результаты не могут быть отождествлены с температурой магмы в очаге, поскольку в процессе подъема расплава происходили как потери тепла (через стенки канала, вследствие адиабатического расширения, выделения газов и т. п.), так и нагревание расплава за счет химических реакций.

Надежные количественные оценки влияния всех факторов на конечную температуру расплавов пока невозможны. Л. К. Грейтон [1949] считает, что наибольший эффект дает охлаждение в результате адиабатического расширения летучих компонентов. По его расчетам, охлаждение кислых расплавов, содержащих до 8,5% H<sub>2</sub>O, может достигать 250° С и происходит главным образом на последних 5 км подъема. Магмы с меньшим содержанием воды будут испытывать и меньшее охлаждение. Обычно принимается, что температура в вулканических очагах на глубинах 50—100 км составляет около 1100—1300° С [Магницкий, 1965].

Экспериментальное плавление горных пород является полупрямым методом оценки температуры земных недр. Среди многочисленных исследований по определению температуры плавления наибольший интерес представляют результаты экспериментов с ультраосновными породами, и особенно с гранатовыми перидотитами и меймечитами.

Ито Кейсуке и Кеннеди [It, Kennedy, 1966] провели определение интервалов плавления и фазовые соотношения включений гранатовых лерцолитов из кимберлитов. При низких давлениях устойчивой являлась ассоциация *Фо—Ди—Эн—Шп*. Начиная с давления 23 кбар *Шп* вытесняется *Гр*. При атмосферном давлении перидотит начинает плавиться при 1100° С. С повышением давления до 20 кбар первая определяемая жидкость появляется при 1320° С, а с повышением до 40 кбар — при 1570° С. В процессе охлаждения первым кристаллизуется оливин, к которому с 1375° С при атмосферном давлении и с 1750° С при 20 кбар присоединяется ортопироксен.

Бликие результаты получены и другими исследователями, экспериментировавшими со смесями различного состава из оливина, ортопироксена, диоксида и граната (пироба), отобранными из родственных включений в кимберлитах. О'Хара [O'Hara, 1963] установил, что при 30 кбар температуры тройных и четверных эвтектик в таких смесях равны 1400—1650° С, причем частичное плавление оливинсодержащих смесей на 100—150° ниже, чем гранат-двупироксеновых. При повторной кристаллизации большинство смесей сохраняет исходный состав, и лишь *Ол—Гр—Ди*-смесь производит значительное количество ортопироксена, содержащего до 10% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Б. Девис, А. Шерер [1968] определили, что начало плавления четырехфазовой ассоциации *Ди—Эн—Гр—Ол* при 40 кбар происходит в изобарической инвариантной точке 1680 ± 10° С. Эта температура выше, чем температура части ликвидуса ассоциации *Ди—Гр—Ол*, так что, вероятно, с 1680° С и выше происходит

реакция, приводящая к исчезновению *Эн*. В процессе охлаждения при атмосферном давлении сначала кристаллизуется *Фо*. Следующая фаза начинает кристаллизоваться на 200° С ниже ликвидуса. Полностью кристаллизация заканчивается в пятерной точке *Ди—Ол—Ан—Эн*-жидкость при 1248° С.

Наличие воды должно несколько понижать температуру плавления. Об этом свидетельствуют и результаты экспериментов. Так, например, при 17 *кбар* в присутствии воды температура плавления диоксида снижается примерно на 350° С по сравнению с «сухой» системой [Рябчиков, 1968]. Однако экспериментальное плавление меймечита в присутствии около 3% H<sub>2</sub>O свидетельствует о сравнительно небольшом понижении температуры плавления породы, которая в интервале давлений от атмосферного до 35 *кбар* составляет 1400—1600° С [Геншафт и др., 1967а, б]. Почти аналогичные результаты получены и при экспериментах с хромитоносными аподунитовыми серпентинитами в условиях давлений до 30 *кбар* и температуре до 1600° С. Перекристаллизация серпентинита вблизи точки плавления происходит с образованием ассоциации оливин — клиноэнстатит — магнетит. Кривая плавления соединяет точки 10 *кбар* — 1300° С, 15 *кбар* — 1400° С и т. д., имея наклон 100° на 5 *кбар* [Хитаров, 1968].

В итоге обобщения и анализа геофизических, геохимических и экспериментальных данных В. В. Белоусов [1965] разработал схему физических параметров в тектоносфере материков (рис. 13). Существующие представления о температуре более глубоких горизонтов верхней мантии суммированы Д. Ферхугеном [1958] и Б. Гутенбергом [1963]. Приведенные в их работах данные о температуре

Таблица 27

Оценки температуры (°С) в верхней мантии по расчетам различных исследователей

Литературный источник	Глубина, км				
	100	200	300	400	500
Adams, 1924 . . . . .	1300	1900	2400	—	—
Daly, 1943 . . . . .	1200 (70)	—	—	—	2400
Ферхуген, 1958 . . . . .	950	1250	1370	1500	1600
Gutenberg, 1939 . . . . .	1500	1600	1700	—	1800
Gutenberg, 1951 . . . . .	1570	1800	1860	1900	1930
Jacobs, 1956 . . . . .	1500	1800	1950	2180	2370
Jeffreys, 1929 . . . . .	1100	1700	2100	2800	3400
Lubimova, 1958 . . . . .	850	1400	1830	2050	2270
Urey, 1952 . . . . .	—	2000	—	—	2700
Wolff, 1943 . . . . .	1710 (70) 2660 (120)	—	—	—	—
Среднее . . . . .	1600	1681	1887	2086	2309

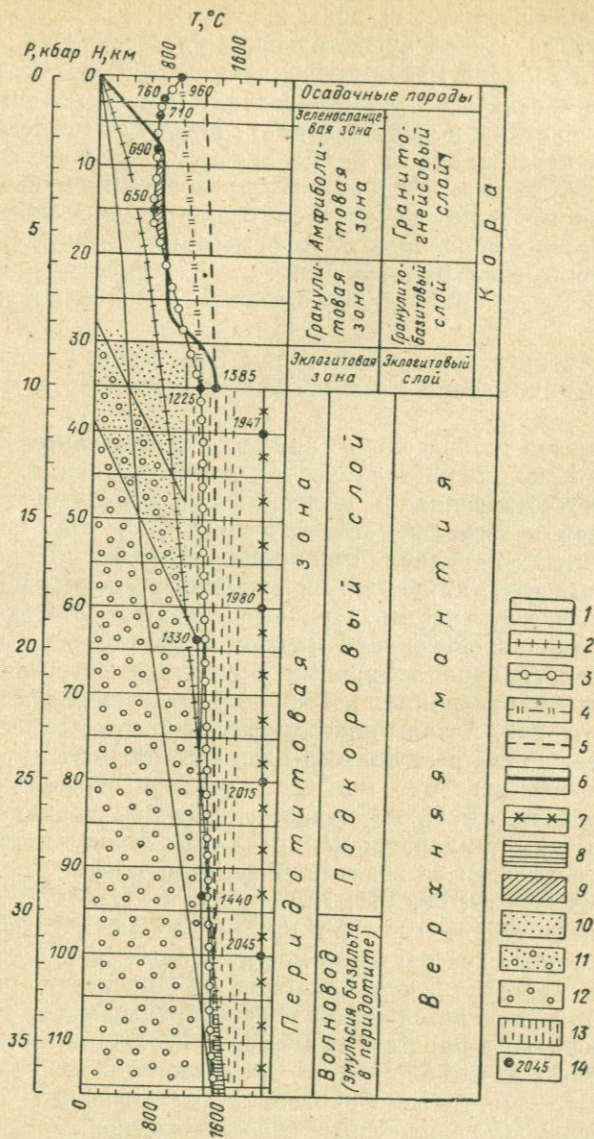


Рис. 13. Физические параметры земной коры и верхней мантии материков [Белоусов, 1965].  
 1 — минимум нормальной (платформенной) температуры; 2 — максимум нормальной (платформенной) температуры; 3 — температура выщавления гранитов в верхней части коры (в присутствии воды), базальтов в нижней части коры и верхней мантии; 4 — температура «сухого» плавления в коре; 5 — температура поднимающихся астенолитов; 6 — температура плавления ультраосновных пород верхней мантии; 7 — температура полного плавления в земной коре геосинклиналей в период частичной инверсии; 8 — температура полного плавления базальтов; 9 — область гранитизации, 10 — область кристаллизации базальтов; 11 — область кристаллизации базальтов и эклогитов; 12 — область кристаллизации эклогитов; 13 — область базальтовых расплавов; 14 — температурная точка.

на глубинах, с которых, по всей вероятности, происходил конвективный подъем субстрата, сведены в табл. 27.

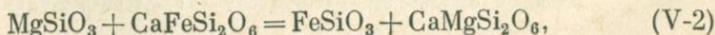
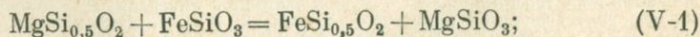
В заключение обзора существующих представлений о температуре в коре и верхней мантии необходимо подчеркнуть, что приведенные оценки относятся, строго говоря, к современному распределению температуры в земных недрах. Между тем с позиций гипотезы о возникновении очагов кимберлитовых расплавов в поднимавшихся конвективными течениями мобилизованных массах разогретого глубинного вещества следует ожидать неизбежный подъем геотерм в верхних оболочках платформенных областей Земли в период кимберлитового вулканизма.

### Определение температуры образования родственных включений по распределению магния и железа между оливинами и пироксенами

Общепринятое собирательное название «родственные включения» для желваков полнокристаллических ультраосновных пород, постоянно присутствующих в кимберлитах, отражает уверенность исследователей в теснейшей генетической связи этих обособлений с вмещающими их породами. Все признают также, что родственные включения вынесены кимберлитовой магмой из подкорových глубин. Однако, как уже отмечалось, одни исследователи считают эти желваки обломками пород верхней мантии, а другие — рассматривают их в качестве гломеропорфировых скоплений (сегрегаций) интрателлурических вкрапленников, выкристаллизовавшихся из кимберлитовых расплавов. Автор придерживается гипотезы о сегрегационном генезисе родственных включений и считает поэтому, что температура образования их может характеризовать температуру кимберлитовой магмы, а не пород, слагающих верхнюю мантию. Правда, больших температурных различий между кимберлитовой магмой и породившим ее веществом верхней мантии, по-видимому, не существует (см. гл. IV, VII, IX).

Определение температуры по распределению железа и магния (применение закона действующих масс для определения температуры равновесной кристаллизации оливина и пироксена родственных включений) представляется весьма перспективным методом косвенной оценки температур в процессе подкоровой эволюции кимберлитовых магм. Решение задачи облегчается тем обстоятельством, что форстерит — фаялит, энстатит — ферросилит и диопсид — геденбергит представляют собой совершенные твердые растворы.

Согласно Рамбергу, Деворе [Ramberg and Devore, 1951] и А. А. Маракушеву [1968], равновесие между этими минералами определяется обменными реакциями



константы равновесия которых выражаются следующими уравнениями:

$$\left( \frac{{}^a\text{FeSi}_{0,5}\text{O}_2}{{}^a\text{MgSi}_{0,5}\text{O}_2} \right) : \left( \frac{{}^a\text{FeSiO}_3}{{}^a\text{MgSiO}_3} \right) = K_1; \quad (\text{V-3})$$

$$\left( \frac{{}^a\text{FeSiO}_3}{{}^a\text{MgSiO}_3} \right) : \left( \frac{{}^a\text{CaFeSi}_2\text{O}_6}{{}^a\text{CaMgSi}_2\text{O}_6} \right) = K_2, \quad (\text{V-4})$$

где  $a$  — химическая активность компонентов.

Допущение об идеальности распределения компонентов между рассматриваемыми минералами позволяет упростить выражение для константы равновесия, которая в таком случае становится равной коэффициенту распределения железа и магния между минералами  $K_p$ , т. е.

$$K'_p = \left( \frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \right)_{\text{Oa}} : \left( \frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \right)_{\text{Эн}}; \quad (\text{V-5})$$

$$K''_p = \left( \frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \right)_{\text{Эн}} : \left( \frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \right)_{\text{Ди}}. \quad (\text{V-6})$$

Поскольку  $\ln K = -\Delta Z/RT$ , то  $\ln K \approx -\Delta H_T^0/RT + \Delta S_T^0/R - P \Delta V/RT$ .

Для упрощенных расчетов можно допустить, что изменения теплоемкостей близки нулю. Тогда

$$\ln K \approx -\frac{\Delta H_{298}}{RT} + \frac{\Delta S_{298}}{R}. \quad (\text{V-7})$$

Значит, для определения температуры равновесной кристаллизации оливинов и пироксенов надо знать по крайней мере  $K$ ,  $\Delta H$  и  $\Delta S$ , а при необходимости учета давления — еще  $P$  и  $\Delta V$ , поскольку в таком случае

$$\ln K \approx -\frac{\Delta H_{298} + P\Delta V}{RT} + \frac{\Delta S_{298}}{R}. \quad (\text{V-8})$$

Из формулы (V-8) получим выражение для приближенного вычисления температуры кристаллизации

$$T \approx \frac{H_{298} + \Delta V \cdot 0,0242P}{S_{298} - R \ln K}, \quad (\text{V-9})$$

где  $[T]$  °К;  $[P]$  ат;  $[R]$  кал/(град·моль).

Термодинамические константы минералов в различных справочниках нередко значительно расходятся по величине. Расхождения обусловлены отчасти различиями экспериментальных и расчетных методов определения констант. Кроме того, существенные расхождения термодинамических констант минералов из группы силикатов объясняются тем, что до последнего времени при расчетах стандартных энтальпий и стандартных изобарных потенциалов образования сложных веществ исследователи брали  $\Delta H^0_{298}$  для  $\text{SiO}_2$  равным  $-205,4$  ккал/моль по Ф. Россини [Rossini a. o., 1952] или  $-210,26$  ккал/моль по С. Хюммелю и Х. Швите [Hummel and Schwiete, 1959], а для  $\text{Al}_2\text{O}_3$   $-400,4$  ккал/моль по А. Д. Маху [Mah, 1963].

Для уменьшения несогласованности значений термодинамических констант минералов И. К. Карпов, С. А. Кашин, В. Д. Пампуро [1968] провели специальные пересчеты по единой системе и опубликовали уточненные значения  $\Delta H^{\circ}_{298}$ ,  $\Delta Z^{\circ}_{298}$  и  $\Delta S^{\circ}_{298}$ . Однако использование даже этих уточненных термодинамических констант оливинов и ромбических пироксенов не позволяет вычислять температуру кристаллизации родственных включений по формуле (V-9) с достаточной надежностью. Вычисление  $\Delta S^{\circ}_{298}$  по уравнению (V-2) невозможно в связи с отсутствием данных по геденбергиту.

Несколько лучшие результаты, по-видимому, могут быть получены при использовании экспериментальных данных Д. Грина, А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1964]. В изученных ими магнезиальных оливинах и ортопироксенах при температуре 1250°С и нормальном давлении величина отношения  $\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{Ол}} : \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{Эн}}$  равна 1,15—1,24. Практически в тех же пределах (1,08—1,22) находится отношение  $\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{Ол}} : \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{Эн}}$  из родственных включений в кимберлитах, что в сочетании с высокой магнезиальностью минералов в родственных включениях  $\left[\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{Ол}} = 0,084 \div 0,085; \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{Эн}} = 0,069 \div 0,079\right]$  допускает привлечение результатов, полученных Д. Грином и А. Рингвудом, для оценки температуры равновесной кристаллизации оливина и ортопироксена, слагающих интрателлурические сегрегации в кимберлитах. Вероятная средняя температура кристаллизации их при давлениях, равных  $2 \cdot 10^4$ ,  $4 \cdot 10^4$ ,  $6 \cdot 10^4$  и  $7,5 \cdot 10^4$  ат, составляет 1370, 1500, 1620 и 1700°С соответственно.

Полученные результаты являются приближенными средними температурами кристаллизации оливинсодержащих сегрегационных обособлений (родственных включений) из кимберлитов Якутии. Наряду со средними несомненный интерес представляют частные определения температуры кристаллизации родственных включений из конкретных трубок. Большинство опубликованных химических анализов характеризует состав оливинов и ортопироксенов, выделенных из разных образцов, и поэтому для частных определений температуры не пригодно.

Химические анализы сосуществующих (из одного образца) оливина и пироксена, к сожалению, очень малочисленны и относятся к родственным включениям лишь из двух трубок — «Обнаженной» и «Тейб Патсо»\*. Результаты химических анализов, физические

\* В работе Никсона [Nixon, Knorring, Rooke, 1963] приведены также анализы ромбического пироксена и оливина из включения в кимберлите трубки «Лихобонг». К сожалению, анализ оливина не совсем доброкачественный, поскольку, несмотря на наличие в пробе заметного количества  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ , не определены не только  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , но даже и потери при прокаливании.

Химические анализы оливина и энстатита из нодуля гранатового лерцолита трубки «Мир», опубликованные в работе Е. В. Францесон [1968], ненадежны, поскольку сумма окислов в анализе оливина составляет 99,30, а в энстатите лишь 99,09 вес. % при содержании в пробе 4,66%  $\text{CO}_2$ .

свойства минералов и петрография этих нодулей приведены в соответствующих работах [Милашев и др., 1963; Nixon, Knorring, Rooke, 1963]. При расчетах компонентного состава в результаты химических анализов вносились поправки на примесь вторичных минералов, как это сделано в табл. 12, 13 и 17. В итоге было установлено, что оливин из родственных включений в трубке «Обнаженная» содержит (среднее по двум образцам) 92,75% форстерита, а ромбический пироксен — 93,22% энстатита (при пересчете на  $Эн + Фс = 100\%$ ), в трубке «Тейб Патсо» 92,5 и 93,8% соответственно. Отсюда константы равновесия, вычисляемые по формуле (V-5), составляют для первой трубки 1,13, а для второй — 1,23, т. е. полностью совпадают с  $(Fe/Mg)_{Ol} : (Fe/Mg)_{En}$  в опытах Д. Грина и А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1964] при температуре 1250° С и атмосферном давлении. С учетом изложенного и после внесения поправки на давление получим, что температура равновесной кристаллизации родственных включений из кимберлитов трубок «Обнаженная» и «Тейб Патсо» при давлениях  $2 \cdot 10^4$  и  $4 \cdot 10^4$  ат составляет примерно 1370 и 1500° С соответственно.

Полученные значения температуры кристаллизации родственных включений находятся в соответствии с оценками температур, произведенных по результатам экспериментального изучения взаимной растворимости  $MgSiO_3$  и  $CaMgSi_2O_6$ . Как уже упоминалось, количество «пертитовых» вростков диопсида в энстатите из родственных включений достигает 20%, а энстатитовых в диопсиде 40—50%. Твердые растворы со столь высоким первичным содержанием моноклинного пироксена в ромбическом и ортопироксена в моноклинном возникали, судя по экспериментальным данным [Boyd, Schairer, 1964], при температуре около 1400° С. Б. Дэвис [Davis, 1963], изучавший растворимость энстатита в диопсиде при атмосферном давлении и при 30 кбар, показал, что давление практически не влияет на взаимную растворимость этих пироксенов. Отсюда вытекает принципиальная возможность использования этой пары минералов в качестве геотермометров. При этом, однако, следует иметь в виду установленную Д. Грином и А. Рингвудом [1968б] тенденцию изменения пределов взаимной растворимости у пироксенов, содержащих железистые компоненты, по сравнению с чисто магниевыми и кальциево-магниевыми разновидностями.

### Определение температуры образования родственных включений по распределению магния, железа и кальция в гранатах и пироксенах

Равновесное распределение компонентов между гранатами и пироксенами в зависимости от температуры и давления системы изучалось многими исследователями. Наиболее полно этот вопрос рассмотрен в работе Л. Л. Перчука [1967].

Железо-магниевое отношение в сосуществующих гранатах и пироксенах, как и у вышеописанных равновесных пар оливина и пироксенов, может быть использовано для установления термо-

динамических параметров их кристаллизации. Возможность применения закона действующих масс для таких минеральных ассоциаций вытекает из того, что данные минералы образуют серии твердых растворов: пирон — альмандин, диопсид — геденбергит и энстатит — ферросилит. К сожалению, наличие в гранате из родственных включений существенной примеси других компонентов (гроссуляра, уваровита и др.) значительно усложняет задачу и не может не отразиться на степени достоверности получаемых результатов.

Определение термодинамических параметров кристаллизации сосуществующих гранатов и пироксенов по железо-магниевому отношению сильно затрудняется еще и тем, что на распределение этих элементов в рассматриваемых минералах заметное влияние оказывает не только температура, но и давление. Вследствие указанных обстоятельств и отсутствия полноценных экспериментальных данных поставленная задача в первом приближении может быть решена лишь косвенным путем — на основе анализа сопряженного изменения кальциевости сосуществующих граната и клинопироксена [Перчук, 1967].

Кальциевость сосуществующих граната и клинопироксена экспериментально изучена при термодинамических условиях, характерных для верхней мантии. В результате экспериментов установлено, что распределение кальция между гранатом и моноклинным пироксеном определяется главным образом температурой и практически не зависит от давления [Грин, Рингвуд, 1968б; Kushiro, Yoder, 1966].

Не столь единодушны исследователи, изучавшие распределение кальция в породах различных метаморфических фаций. По мнению одних геологов, повышение давления сопровождается возрастанием кальциевости граната [Соболев, 1961; Маракушев, 1965], а другие считают, что увеличение давления обуславливает переход кальция из граната в клинопироксен [Лутц, 1964а, б]. С. Банно [Banno, 1965] в итоге сравнения состава сосуществующих граната и пироксена гранулитов, а также включений из щелочных базальтов и кимберлитов пришел к выводу об отсутствии заметного изменения кальциевости этих минералов в изученных горных породах. Этот вывод, занимающий промежуточное положение между крайними точками зрения и совпадающий с экспериментальными данными, по-видимому, наиболее близок к действительности.

Л. Л. Перчук [1967] на основании допущения о ведущей роли температуры в распределении кальция между гранатом и моноклинным пироксеном разработал методику приближенной оценки температуры и давления кристаллизации по распределению кальция и магния в сосуществующих парах указанных минералов. Для кальциевости граната предложено выражение

$$\kappa_{Ca}^{Gr} = \frac{Ca}{Mg + Ca + Fe + Mn + (Na + K)}, \quad (V-10)$$

а клинопироксена

$$\kappa_{Ca}^{Pl} = \frac{Ca}{Ca + Na + K}. \quad (V-11)$$

Поскольку в равновесии химические потенциалы кальция граната и пироксена равны, т. е.  $\mu_{Ca}^{Gr} = \mu_{Ca}^{Pl}$ , то в чисто кальциевых гранате и клинопироксене отношение  $\chi_{Ca}^{Gr}/\chi_{Ca}^{Pl}$  представляет собой частный коэффициент распределения  $K^{Ca}$ . Этот коэффициент не может быть выражен в общепринятом виде [аналогично уравнениям (V-3—V-6)] из-за сложного состава минералов ( $\mu_{(Mg, Fe)}^{Gr} \neq \mu_{(Na, K)}^{Pl}$  и т. д.). Ничего не дает и привлечение парциальных молярных энтальпии и энтропии кальциевых компонентов в гранате и клинопироксене, поскольку значения этих термодинамических функций не известны.

Для выяснения характера влияния температуры и давления на  $K^{Ca}$  Л. Л. Перчук использовал парагенетические ассоциации, температуры образования которых оценены с помощью амфибол-гранатового геотермометра. Установлено возрастание  $K^{Ca}$  с увеличением в парагенезисе водосодержащих минералов, т. е. с понижением температуры, а также незначительное возрастание  $K^{Ca}$  при увеличении давления. Установив температуры образования изученных парагенетических ассоциаций по амфибол-гранатовому геотермометру и допустив, что состав гранатов изменяется лишь в соотношении  $CaO \rightleftharpoons (FeO + MgO + MnO)$ , а клинопироксена  $CaO \rightleftharpoons (Na_2O + K_2O)$ , Л. Л. Перчук [1967] вывел приближенные изотермы распределения кальция между гранатом и клинопироксеном в диапазоне 250—750° С. В связи с неизбежными погрешностями определений температуры и невозможностью учета последствий изменения кальциевости граната и пироксена, вариаций их магнезиальности и глиноземистости надежность получаемых результатов невелика. Более того, выяснилось, что при возрастании температуры выше 770° С кальциевость сосуществующего с пироксеном граната увеличивается. Из-за экстремального характера зависимости  $K^{Ca}$  от температуры при оценках температур равновесной кристаллизации граната и клинопироксена в горных породах получаются два значения, причем выбор единственно правильного из них не всегда возможен. Для решения возникающей дилеммы в парагенезисах с ромбическим пироксеном Л. Л. Перчук рекомендует воспользоваться зависимостью соотношения магнезиальности граната и ортопироксена от температуры. Нельзя не отметить, что в связи с многокомпонентностью природных гранатов эта зависимость пока еще изучена лишь в первом приближении, и поэтому данный метод можно использовать только для весьма ориентировочных оценок температур равновесной кристаллизации минералов.

В работе Л. Л. Перчука [1967] приведены результаты определения температуры по распределению кальция, магния и железа между гранатами и пироксенами в нескольких образцах родственных включений из сибирских и африканских кимберлитов. Полученные значения температур лежат в пределах 680—800° С, в среднем около 730—760° С. С помощью этой методики мы дополнительно провели оценку температуры образования еще одного включения (гранатового

лерцолита из кимберлита трубки «Обнаженная»), химические анализы минералов которого опубликованы в монографии, посвященной кимберлитам северо-восточной части Сибирской платформы [Милашев и др., 1963]. Судя по распределению кальция в гранате и клинопироксене, температура кристаллизации изученного нодуля составляла  $710^{\circ}\text{C}$ ; оценка по соотношению магнезиальности граната и энстатита дала существенно более высокую температуру ( $880^{\circ}\text{C}$ ).

Таким образом, определенные по методу Л. Л. Перчука температуры образования родственных включений в кимберлитах, мантийное происхождение которых не вызывает сомнений, значительно ниже существующих оценок температуры верхней мантии по геофизическим данным, а также экспериментально установленных температур плавления этих пород при различных и в том числе при сверхвысоких давлениях. На основании изложенного следует заключить, что метод определения температуры по распределению кальция, магния и железа в гранате и пироксенах применительно, по крайней мере, к родственным включениям из кимберлитов дает, по-видимому, систематическое занижение результатов.

### **Определение температуры образования алмазов по морфологии кристаллов и содержащимся в них минеральным включениям**

Морфология кристаллов алмаза, как и других минералов, зависит и, следовательно, является показателем условий их образования. Принципиальный характер зависимости морфологических особенностей кристаллов алмаза от физико-химических параметров системы выявлен в результате экспериментальных работ [Литвин, Бутузов, 1968; Die Diamantsynthese. . ., 1966]. При этих исследованиях установлено закономерное изменение габитуса кристаллов алмаза по мере изменения  $p - T$ -условий в системе Ni—C. В непрерывном ряду куб — октаэдр выделено несколько равновесных типов кристаллов промежуточного габитуса. Примечательно, что при максимальных параметрах равновесной формой является октаэдр, а при минимальных — куб (рис. 14).

Для упрощения технической стороны эксперимента требовалось снижение температуры образования алмазов, что достигалось введением в шихту никеля и железа. Эксперименты проводились в диапазоне давлений от 60 до 70 *кбар*. При  $1500^{\circ}\text{C}$  возникали октаэдры, при  $1300\text{--}1400^{\circ}$  — комбинация куба и октаэдра, а при  $1230^{\circ}$  — кубические кристаллы алмаза.

На морфологию равновесных форм выделений алмаза помимо термодинамических условий влияет также химический состав среды. Так, например, в системе Mn—C алмазы образуются исключительно в виде октаэдрических кристаллов. Геохимические, минералогические и петрографические исследования кимберлитов, отличающихся по количеству алмазов кубического габитуса, позволяют заключить о несущественных различиях первичного содержания как никеля, так и марганца в этих разновидностях пород. Отсюда

следует, что наличие кубических кристаллов алмаза в кимберлитах обусловлено влиянием или каких-либо других химических элементов или (что более вероятно) спецификой термодинамического режима формирования месторождений.

Поскольку природные алмазы кристаллизуются в среде, весьма далекой по химическому составу от вышеуказанных искусственных систем, выводы о термодинамических условиях кристаллизации синтетических алмазов при изучении природных объектов могут использоваться лишь с определенной степенью условности. Так, в частности, вследствие добавок к шихтам специальных веществ, снижающих температуру образования алмазов, исключается возможность отождествления установившихся при эксперименте температур с температурами кристаллизации алмазов в кимберлитовых магмах. Вместе с тем, признавая кубические кристаллы в качестве наиболее низкотемпературной генерации алмаза, следует заключить, что присутствие их является свидетельством существенного снижения температуры магмы на протяжении периода выделения алмазов. В подкорковых глубинах, где происходило выделение алмазов, столь значительное (примерно 200° С) снижение температуры не могло произойти за короткое время, и, следовательно, период кристаллизации алмазов охватывал достаточно продолжительный отрезок времени.

Хорошо известно и широко используется при исследованиях гидротермальных минералов определение температуры их образования методом гомогенизации газовой-жидких включений. Термометрические методы оценки температуры кристаллизации магматических минералов применяются в меньших масштабах, причем базируются почти исключительно на включениях расплава.

В 1953 г. Ф. Смит [Smith] указал на возможность определения температуры и давления кристаллизации минералов по точке исчезновения упругих деформаций решетки на границе минерала-хозяина с присутствующими в нем первичными твердыми включениями. Впоследствии эта идея (пьезогомогенизации) была математически разработана И. Розенфельдом и А. Чейзом [Rosenfeld, Chase, 1961].

Метод пьезогомогенизации относится к числу полупрямых способов определения термодинамических параметров кристаллизации минералов и поэтому имеет несомненные преимущества перед

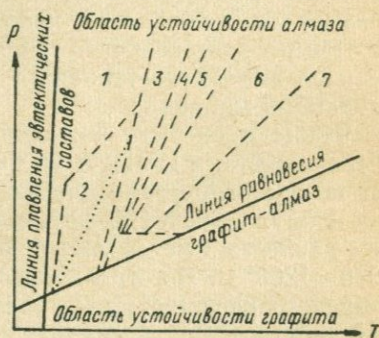


Рис. 14.  $P$ - $T$ -условия образования морфологических разновидностей непрерывного ряда куб — октаэдр у кристаллов алмаза в системе Ni—C [Литвин, Бутзов, 1968].

1 — куб; 2 — куб с незначительным развитием граней октаэдра; 3 — куб со значительным развитием граней октаэдра; 4 — кубооктаэдр; 5 — октаэдр со значительным развитием граней куба; 6 — октаэдр с незначительным развитием граней куба; 7 — октаэдр.

косвенными методами оценок. Однако для выполнения пьезогомогенизационных исследований необходима сложная аппаратура, поскольку непосредственные измерения параметров образования минералов по исчезновению пьезодвупреломления должны проводиться в камерах, позволяющих создавать не только высокие температуры, но и давления. Создание такой аппаратуры для пьезогомогенизационных исследований алмазов представляет значительные трудности ввиду весьма высоких давлений их образования. Если же для упрощения эксперимента добиваться исчезновения пьезодвупреломления только путем повышения температуры при атмосферном давлении и последующего пересчета наблюдаемых значений для давлений, соответствующих области стабильности алмаза, то надежность получаемых результатов сильно зависит от степени достоверности используемых при корректировке коэффициентов линейного теплового расширения и линейной сжимаемости изучаемых минералов.

Чтобы проверить возможность применения упрощенной схемы эксперимента, в НИИГА И. Ф. Гориной была выполнена серия опытов по пьезогомогенизации зон аномального двупреломления в алмазах вокруг включений оливина, граната и пироксенов при атмосферном давлении. Установлено, что пьезодвупреломление исчезает при 1080—1200° С. По этим данным, принимая величины коэффициентов теплового расширения и линейной сжимаемости минералов из сводной таблицы, приведенной в работе А. А. Козырева [1964], по формуле И. Розенфельда и А. Чейза [Rosenfeld, Chase, 1961] вычислим температуры равновесной кристаллизации алмазов с включениями оливина и граната.

Для пары алмаз — оливин (близкий к форстериту) при давлении 30—50 кбар расчетная температура составляет 1700—2100° С. Полученные результаты находятся в соответствии с температурой кристаллизации интрателлурических сегрегаций в кимберлитах алмазной субфации, вычисленной по распределению магния и железа между оливином и ортопироксеном. Для пары алмаз — гранат (с FeO = 20%) в том же диапазоне давлений вычисленные температуры кристаллизации достигают 2000—2500° С. С учетом всего изложенного по оценкам температур верхней мантии и кимберлитовых магм на интрателлурическом этапе вычисленные значения температуры равновесной кристаллизации для пары алмаз — гранат следует считать завышенными. Наблюдаемое завышение температуры обусловлено, вероятно, существенным отличием состава, и в первую очередь значительно более низкой железистостью граната, образующего включения в алмазах, по сравнению с гранатом, коэффициенты теплового расширения и линейной сжимаемости которого использовались при наших расчетах.

Таким образом, упрощенный метод пьезогомогенизации применительно к установлению температуры кристаллизации алмаза обеспечивает удовлетворительную надежность определений лишь при использовании достаточно точных коэффициентов, а в остальных случаях позволяет оценивать только порядок величин. На основании

изложенного следует ожидать, что после экспериментального установления численных значений коэффициентов теплового расширения и линейной сжимаемости минералов, приближающихся по составу к минералам, образующим включения в алмазах, пьезогомогенизационный способ определения температуры займет видное место среди других минералого-петрографических методов исследований алмазных месторождений.

## ТЕМПЕРАТУРА КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ ПРИ ДВИЖЕНИИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В результате подъема кимберлитовых магм в породах верхней мантии по механизму зонной плавки они достигали консолидированных пород, в которых могли проявляться разрывные нарушения. Такие условия нахождения пород типичны для земной коры, но могут, по-видимому, существовать локально и в примыкающих к коре частях верхней мантии. Смена движения по механизму зонной плавки подъемом магмы по глубинным разломам, несомненно, должна была сопровождаться изменением термодинамических условий, и в первую очередь падением давления и температуры.

Температура кимберлитовой магмы на пути подъема ее от подошвы до приповерхностных горизонтов земной коры может быть приблизительно оценена по минералам, кристаллизовавшимся в процессе «внутрикорового» движения кимберлитовых расплавов. Важнейшими из таких минералов наряду с оливином II являются ильменит и флогопит I.

Периоды выделения этих минералов в ходе общего процесса формирования кимберлитов устанавливаются по петрографическим и минералогическим наблюдениям. Широко известны, хотя и весьма редки в кимберлитах, включения рудных пироксенитов, которые представляют собой сростки ильменита с диопсидом. Желваки ильменита иногда содержат вроски граната, но обратные соотношения не встречались. Неоднократно наблюдались включения кристаллов флогопита в ильмените. Нередки ильменит-флогопитовые сростки. В сегрегационных обособлениях дунитов, перидотитов, пироксенитов и гранатовых разновидностей этих пород первичный флогопит неизвестен. Помимо порфировых вкрапленников флогопита в кимберлитах многих тел распространен первичный флогопит второй генерации, субпараллельное расположение чешуек которого обуславливает флюидальную текстуру этих пород.

Таким образом, петрографо-минералогические исследования свидетельствуют о том, что начало выделения ильменита совпадало с заключительной стадией кристаллизации некоторой части пироксенитовых обособлений. Периоды кристаллизации ильменита и флогопита частично перекрывались, но образование флогопита продолжалось вплоть до гипабиссального этапа, в конце которого ильменит иногда замещался перовскитом.

Температура плавления ильменита при атмосферном давлении  $1450^{\circ}\text{C}$ , а пикроильменита примерно  $1520^{\circ}\text{C}$ . Увеличение давления

повышает, а присутствие воды снижает эту температуру. Наличие первичномагматического флогопита и столь характерные для кимберлитов сильные постмагматические изменения свидетельствуют о высоком содержании  $H_2O$  в магме. Подъем расплава от подошвы до верхних горизонтов земной коры сопровождался значительным снижением общего давления. На основании изложенного, принимая во внимание минимальную температуру кристаллизации пироксенитовых включений, следует ожидать, что кристаллизация ильменита протекала в некотором диапазоне температур, верхний предел которого в первом приближении может быть оценен в  $1300-1500^\circ C$ .

По минералого-петрографическим данным устанавливается несколько более позднее выделение флогопита по сравнению с ильменитом. Поэтому в связи с общим снижением температуры по мере подъема кимберлитовой магмы следует считать, что кристаллизация флогопита протекала при относительно меньших температурах, чем ильменита. Этот вывод не противоречит результатам экспериментального изучения термодинамических условий стабильности слюды [Crowley, Roy, 1964]. Правда, опыты проводились при давлениях до 2 *кбар*, а кристаллизация флогопита в кимберлитовой магме начиналась, по-видимому, на глубинах 15—20 км, где только гидростатическое давление составляет около 5 *кбар*. Однако, поскольку экспериментальная кривая равновесия в координатах  $p - T$  при давлениях выше 0,5 *кбар* почти параллельна оси давлений (рис. 15), то для ориентировочных оценок температуры вполне допустима интерполяция до 4—5 *кбар*. Для таких давлений температура образования флогопита составит примерно  $1200^\circ C$ . Следует отметить, что кимберлитовая магма, несомненно, обладала значительным избыточным (по сравнению с гидростатическим) давлением, и поэтому начальная температура кристаллизации флогопита могла достигать, по-видимому,  $1300^\circ C$ .

Таким образом, приведенные данные о последовательности и ориентировочных температурах образования ильменита и флогопита позволяют заключить, что в процессе подъема от подошвы до приповерхностных горизонтов земной коры температура кимберлитовых магм изменялась примерно от  $1500$  до  $1200^\circ C$ .

### ТЕМПЕРАТУРА КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ ПРИ ДОСТИЖЕНИИ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИИ ДИАТРЕМ

Температура кимберлитовой магмы на заключительных этапах магматической стадии, и особенно в период формирования диатрем, претерпевала, по всей вероятности, не меньшие изменения, чем при движении по глубинным разломам в земной коре. Трудности надежного учета многочисленных факторов, влияющих на конечную температуру расплава, перечислены в первой части этой главы при рассмотрении возможности оценки температуры земных недр по температуре изливающихся лав. Там же указано, что согласно суще-

ствующим представлениям и термодинамическим расчетам температура изливающихся лав на  $100\text{--}300^\circ\text{C}$  ниже температуры расплава в первичном (подкоровом) очаге.

Температура внедрения ультраосновных расплавов при формировании интрузий ввиду невозможности непосредственных замеров оценивается по характеру метаморфизма вмещающих пород и ксенолитов. А. Т. Базилевский [1966а], используя частные решения уравнения теплопроводности, рассчитал температуру внедрения пластовой интрузии дунита. Согласно одному варианту решения, температура магмы не превышала  $1000^\circ\text{C}$ . Если же кайму амфиболитов, развитую вокруг многих интрузий гипербазитовой формации, считать контактово-метаморфическим образованием, то максимально возможные значения начальной температуры внедрения можно оценить в  $1200\text{--}1300^\circ\text{C}$ .

А. Т. Базилевский [1966б] провел также определение температуры внедрения расплава, сформировавшего секущую угольный пласт дайку слюдяного перидотита мощностью  $1,2\text{--}1,5$  м. Порода сложена измененными фенокристаллами оливина, флогопита, апатита и рудного минерала, заключенными в основной массе, т. е. по составу эта порода очень близка к меймечиту и некоторым разновидностям кимберлита. По степени нагрева угля на различном удалении от контакта и данным экспериментального плавления меймечитов делается вывод о том, что температура внедрявшегося расплава, содержавшего большое количество порфирировых вкрапленников, составляла примерно  $950^\circ\text{C}$ .

В. В. Ревердатто [1968] на основе анализа минеральных парагенезисов контактово-метаморфических пород пришел к заключению, что температура магмы альпинотипных гипербазитов в некоторых случаях определено превышала  $1100\text{--}1200^\circ\text{C}$ , а ультраосновные образования окраин платформ имели начальную температуру формирования, большую чем  $1300^\circ\text{C}$ .

Температура кимберлитовой магмы на гипабиссальном этапе, т. е. до образования трубок взрыва, может быть оценена по некоторым минералам, кристаллизация которых предшествовала процессам формирования и заполнения полостей диатрем. Для этой цели наиболее пригодны, по-видимому, магматический флогопит второй генерации, мелилит и клинопироксен (?), слагающие микролиты в основной массе кимберлитов.

Для определения вероятной температуры образования микролитов флогопита воспользуемся результатами экспериментального изучения стабильности данного минерала при различных термодинамических параметрах системы. Благодаря весьма слабой зависимости температуры образования флогопита от давления погрешности в оценках последнего не окажут существенного влияния на искомую величину. Несколько забегаая вперед, укажем, что давление кимберлитовой магмы на гипабиссальном этапе составляло, по-видимому, несколько килобар. Судя по экспериментальным данным (рис. 15), кристаллизация флогопита при таких давлениях может рассматриваться как свидетельство того, что температура

кимберлитовой магмы на рассматриваемом этапе могла достигать 1150—1200° С.

Петрографические наблюдения свидетельствуют о том, что мелилит кристаллизовался одновременно с магматическим флогопитом второй генерации или несколько раньше. Температура плавления акерманита 1454° С. Наличие геленитового компонента несколько повышает, а присутствие натрового и железистого — значительно снижает эту температуру. Температура кристаллизации мелилита, приближающегося по составу к мелилиту из кимберлитов (см. гл. II), для сухих систем составляет около 1350° С. Наличие в расплаве летучих компонентов, и в первую очередь  $H_2O$ , несомненно, снижало

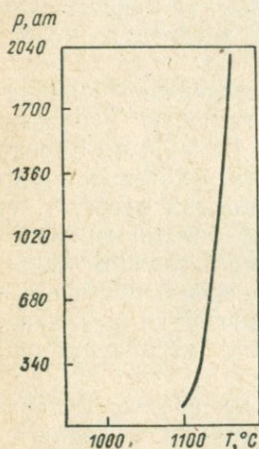


Рис. 15. Кривая стабильности флогопита [Crowley, Roy, 1964].

температуру кристаллизации мелилита, которая при характерных для кимберлитовых магм значительных содержаниях  $H_2O$  не превышала, по-видимому, 1200—1300° С.

Микролиты клинопироксена в кимберлитах не наблюдались, хотя по аналогии с меймечитами возможность образования моноклинного пироксена на заключительных этапах кристаллизации кимберлитовых магм не исключена. Серпентин-карбонатные псевдоморфозы, широко распространенные в основной массе кимберлитов и пикритовых порфиров, первично могли, по-видимому, в некоторых разновидностях иметь клинопироксеновый состав. Выделение микролитов происходило, вероятно, в верхних частях поднимавшихся столбов кимберлитовой магмы, характеризовавшихся максимальным содержанием летучих, и в первую очередь  $H_2O$ , парциальное давление которой достигало, по-видимому, 1—2 кбар. Результа-

ты экспериментальных исследований И. Д. Рябчикова [1968] свидетельствуют, что при таких условиях температура плавления диоксида составляет примерно 1300° С. Теоретически с учетом реального состава моноклинных пироксенов интрателлурических сегрегаций микролиты клинопироксена в кимберлитах при существенно диопсидовом составе должны содержать некоторое количество геденбергитового и жадеитового компонентов. Примесь геденбергита и, особенно жадеита значительно снижает температуру плавления, и поэтому температура кимберлитовой магмы условно может быть оценена в 1100—1200° С.

Монтичеллит в кимберлитах и комагматических пикритах развит преимущественно в основной массе пород и лишь отчасти развивается по оливиновым вкрапленникам. Наблюдаемые иногда крупные кристаллы его возникали, как уже отмечалось, в результате полного замещения оливина. Структурно-текстурные особенности монтичеллитовых агрегатов и взаимоотношения с окружающими минералами свидетельствуют, что подавляющая часть монтичеллита обра-

зовалась на постмагматической стадии преобразования пород. Лишь в породах единичных трубок (например, Ан. 126/63) характер выделений монтичеллита позволяет с известной долей условности допустить его магматическое происхождение. В связи с этим использование монтичеллита для оценок температуры кимберлитовых магм ограничено, тем более что эксперименты по кристаллизации его из расплавов проводились лишь на примере сухих систем [Kushiro, Yoder, 1964], а кимберлитовая магма, несомненно, обладала высоким содержанием летучих и воды.

Взрывной характер формирования кимберлитовых диатрем обуславливал падение температуры расплава из-за резкого спада давления при прорыве перекрывающих толщ. Отсюда следует, что температура кимберлитового расплава, достигшего верхних горизонтов земной коры, т. е. на гипабиссальном этапе, была существенно выше, чем при заполнении сформированных взрывами полостей диатрем [Милашев, 1968в]. Подтверждением высказанного положения могут служить результаты изучения контактового метаморфизма вмещающих пород и ксенолитов.

На уровне современного эрозионного среза вскрываются лишь верхние и средние части трубок взрыва. Эндоконтактовые изменения вмещающих пород и подавляющей массы ксенолитов, возникших при дроблении как наблюдаемых, так и уничтоженных процессами денудации вышележащих толщ, незначительны. Эти факты использовались некоторыми исследователями для обоснования точки зрения, согласно которой кимберлиты достигали осадочного чехла платформ в «холодном» состоянии. Однако за последние годы в кимберлитовых брекчиях нескольких трубок обнаружены ксенолиты, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму ультраосновной магмой.

Особый интерес для решения затронутого вопроса представляют находки в кимберлитах Верхнемунского района ксенолитов карбонатных пород, периферийные и частично внутренние зоны которых превращены в андраит-монтичеллитовые роговики, иногда содержащие куспидин [Бобривич и др., 1964]. Сходные новообразования давно известны на контакте с основными, реже с кислыми интрузиями. Указанные минеральные ассоциации по заключению Д. С. Коржинского [1940] могут быть отнесены к мелилит-монтичеллитовой фации глубинности, характеризующейся высокими температурами и низким давлением. Экспериментальными исследованиями установлено, что для образования монтичеллита в ассоциации с кальцитом необходимо сравнительно небольшое давление, но достаточно высокая температура — 700—900° С [Harker, Tuttle, 1956]. Куспидин синтезирован при давлении  $H_2O$  1360 *at* и температуре 500—700° С [Valkenburg, Rynders, 1958].

Приведенные данные определенно свидетельствуют о высокотемпературном метаморфизме некоторой части наблюдаемых в кимберлитах ксенолитов, представляющих собой, по всей вероятности, обломки пород, вмещающие нижние части диатрем, и вынесенных кимберлитовой магмой в процессе подъема и заполнения

сформированной взрывами полости трубки. Средняя глубина заложения диатрем в Верхнемунском и других районах развития кимберлитов алмазной субфации составляет около 2 км [Милашев, 1965]. Предположение о транспортировке кимберлитовой магмой ксенолитов на высоту до 2 км находит подтверждение в широкоизвестном факте присутствия в кимберлитовых телах обломков глубинных пород, слагающих кристаллический фундамент платформы, а также метаморфогенных эклогитов и родственных включений, вынесенных из подкорковых глубин.

Скарнирование и другие контактовые изменения вмещающих кимберлиты толщ наблюдались в Среднеоленинском районе, где на уровне современного эрозионного среза вскрыты более низкие прикорневые части диатрем. Так, например, вмещающие трубку «Эгизантей» известняки превращены в гранат-флогопит-апатитовую породу. В эндоконтактах многих трубок отмечаются флогопит и сильная перекристаллизация известняков и доломитов [Крутойарский и др., 1959]. Явления контактового метаморфизма вмещающих кимберлитовые тела осадочных толщ, несомненно, распространены значительно шире, но плохая обнаженность и недостаточный объем горных работ не позволили изучить их с необходимой полнотой.

Таким образом, температура кимберлитовой магмы на гипабиссальном этапе (до начала эксплозивной стадии) может быть оценена в 1100—1200° С. Сформированные взрывами полости диатрем заполнялись переохлажденной и потерявшей значительную часть летучих тестообразной массой, температура которой составляла, по-видимому, 900—1000° С.

### ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ НА ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Постмагматическая стадия формирования кимберлитов слагалась из нескольких этапов, отличавшихся термодинамическим режимом преобразования пород. В качестве наиболее раннего и высокотемпературного этапа, проявившегося в значительном числе тел, следует выделить монтчеллитизацию, которая по мере падения температуры сменялась иногда флогопитизацией, а затем практически повсеместно проявившимися серпентинизацией и карбонатизацией.

Для оценки температурного режима этапа монтчеллитизации кимберлитов можно воспользоваться данными экспериментальных исследований моновариантной реакции  $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CaMgSiO}_4$ .

Кривая динамического равновесия указанной реакции в координатах  $p - T$  экспериментально определена Р. Харкером и О. Таттлом [Harker, Tuttle, 1956]. По их данным, монтчеллит возникает в итоге распада синтетического акерманита при охлаждении системы ниже 730—750° С. В связи с незначительным объемным эффектом реакции кривая давление — температура представляет собой почти прямую линию, пересекающую под большим углом ось температуры на  $p - T$ -диаграмме.

О температурном режиме гидротермального периода постмагматической стадии формирования кимберлитов до недавнего времени приходилось судить лишь весьма ориентировочно, исходя из общих

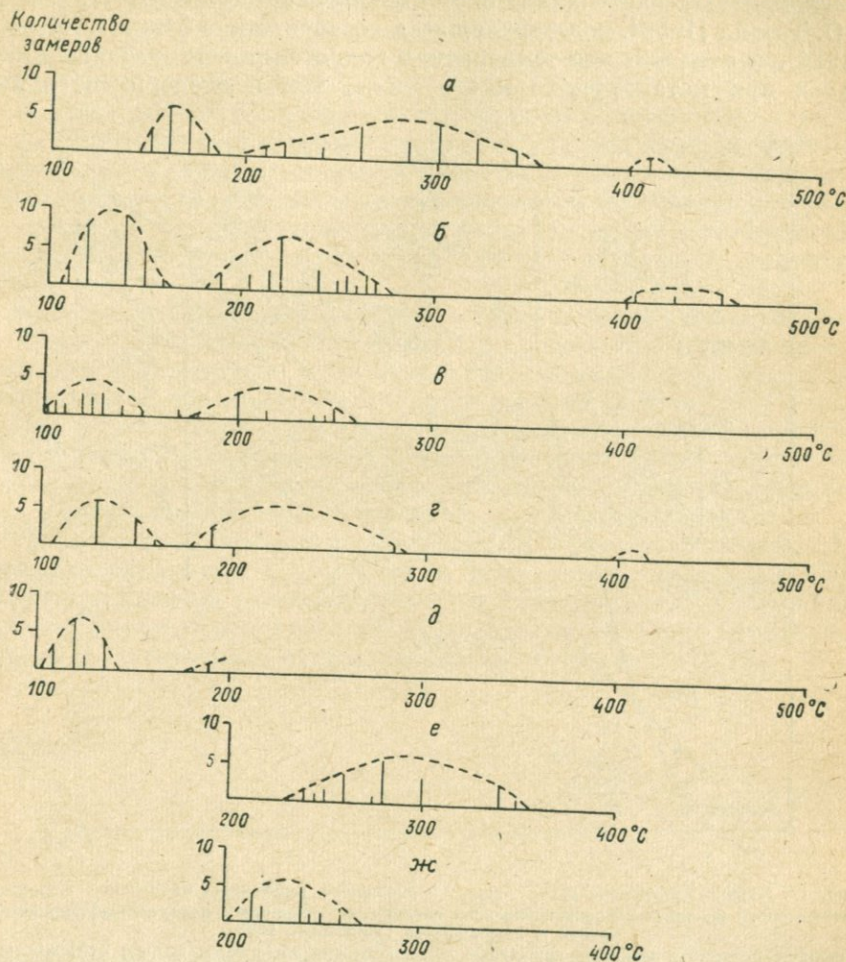


Рис. 16. Частоты гомогенизации газово-жидких включений в кальците и целестине при различных температурах [Милашев, 1965].

Кальцит, трубки: а — «Удачная-Восточная», 34 замера; б — «Дальняя», 54 замера; в — «Начальная», 23 замера; г — «Сытыканская», 18 замеров; д — «Зарница», 18 замеров. Целестин, трубка «Зарница»: е — голубой, 24 замера; жс — розовый, 17 замеров.

теоретических положений и единичных экспериментов с идеализированными и искусственными системами. Принималось, что серпентинизация этих пород протекала при температуре 400–450° С, а сменявшая ее карбонатизация — при постепенном падении температур вплоть до 100–150° С [Милашев, 1961, 1962, 1963б]. При этом отмечалось расхождение между природными процессами и экспериментальными данными, особенно резко проявляющимися в различной

оценке последовательности и температуры образования серпентина и талька.

Д. С. Коржинский критически рассмотрел результаты экспериментальных исследований системы  $MgO-SiO_2-H_2O$  Н. Боуэна и О. Таттла [1950], подтвердившиеся повторными опытами Х. Йодера [1954], и отметил, что температура гидратации-дегидратации минералов при метаморфизме много ниже, чем в экспериментальных

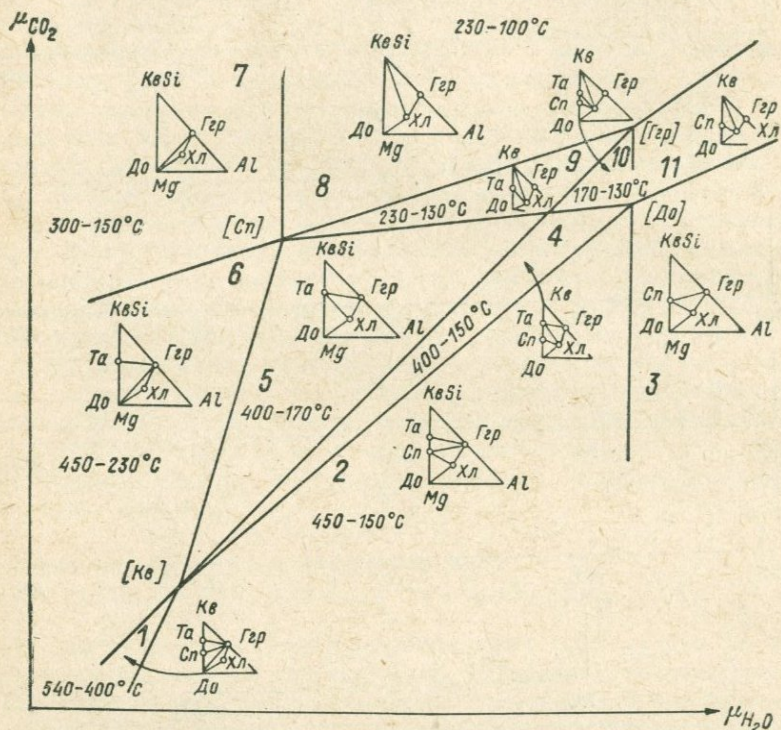


Рис. 17. Каркас диаграммы  $\mu_{CO_2} - \mu_{H_2O}$  с указанием примерных интервалов температур устойчивости различных парагенетических ассоциаций вторичных породообразующих минералов в кимберлитах [Милашев, 1965].

Цифрами показаны наиболее вероятные температурные интервалы фаций, относительные параметры  $\mu_{CO_2}$  и  $\mu_{H_2O}$  у которых определяются координаты полей на диаграмме.

условиях. Причина этих расхождений заключается в том, что в природных условиях  $P_{H_2O} < P_{общ}$ , поскольку высокая концентрация компонентов в гидротермах существенно снижает упругость паров воды, которая поэтому составляет только часть общего давления на минералы [Коржинский, 1960].

Экспериментальные исследования проводятся, как правило, на искусственных системах, состав которых обычно существенно отличается от природной среды минералообразования, что ограничивает применимость получаемых результатов для температурной эталонировки природных процессов. В связи с этим для более обоснованной

оценки температурного режима отдельных этапов и ступеней постмагматической стадии формирования кимберлитов была определена температура образования некоторых вторичных минералов кимберлитов. Исследования проводились методом гомогенизации первичных и первично-вторичных газовой-жидких включений в прозрачных минералах (кальцит, целестин) и методом декрипитации включений в магнетите [Милашев, 1965].

Изучено около 150 газово-жидких включений в кальците, слагающем жилки и гнезда в кимберлитах нескольких трубок. Частоты гомогенизации свидетельствуют о трех этапах образования кальцита в большинстве исследованных кимберлитовых тел. Лишь в трубке «Зарница» на среднем этапе вместо кальцита выделялся целестин, который при температуре ниже 200° С замещался стронцианитом (рис. 16).

Наличие в некоторых образцах кальцита однофазовых жидких включений подтверждает наблюдения об инфильтрационном происхождении определенной части карбонатов, выделявшихся из холодных растворов, температура которых не превышала 50° С.

При определении температуры образования магнетита аппаратура предварительно эталонировалась по целестину. Пробы магнетита дробились до 0,25 мм и отсеивались от пыли. Декрипитация проявлялась в интервале 350—650° С с максимумом при 400—540° С.

На основании проведенных исследований и принимая во внимание известное положение о возрастании химических потенциалов CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O при падении температуры системы [Коржинский, 1957, 1960] оценены температурные интервалы устойчивости парагенетических ассоциаций вторичных минералов кимберлитов (рис. 17).

---

## ГЛАВА VI

### ДАВЛЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Изложению результатов оценок давлений в процессе образования кимберлитов целесообразно предпослать краткий обзор существующих представлений о давлении в верхней мантии Земли, в пределах которой протекали важнейшие процессы эволюции и дифференциации кимберлитовых расплавов. Результаты предыдущих исследований, полученные совершенно иными (преимущественно геофизическими) методами, позволяют составить более полное представление о затрагиваемом вопросе и отчасти служат для проверки и сравнения оценок, выполненных по результатам изучения петрологии, минералогии и геологии кимберлитов.

## ОБЗОР ГИПОТЕЗ О ДАВЛЕНИИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Давление на различных глубинах Земли определяется главным образом весом вышележащих пород, который в свою очередь зависит от изменения плотности вещества, слагающего определенные оболочки планеты. Плотность в верхней мантии достаточно хорошо известна и приблизительно равна плотности силикатов при соответствующих давлениях. Для более глубоких горизонтов оценки плотности, приводимые различными авторами, зависят от предположений, положенных в основу расчетов. Рассчитывались изменения плотности с глубиной при допущении непрерывного возрастания плотности, линейного повышения ее отдельными скачками и т. д.

Располагая данными о законе распределения плотности, легко вычислить изменения силы тяжести и давления на различных глубинах Земли. Значения силы тяжести (1) и давления (2) внутри Земли для модели «А» Гутенберга — Буллена (см. гл. III) даны на рис. 18. Величина гидростатического давления в верхних оболочках до глубины 110 км приведена на рис. 13.

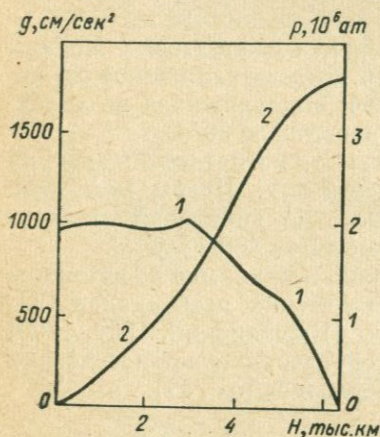


Рис. 18. Распределение давления и силы тяжести внутри Земли, вычисленные для модели «А» Гутенберга — Буллена [Магницкий, 1965].

Представления о гидростатическом распределении давления внутри Земли справедливы, очевидно, лишь в генеральном плане. При анализе всякого рода локальных явлений следует, по всей вероятности, считаться с возможными отклонениями, которые могли оказывать заметное влияние на многие процессы (магмообразование и др.).

Существенные изменения общего давления могут вызываться локальными процессами сжатия и растяжения тектоносферы, в связи с чем иногда предлагается расчленять ее на участки повышенного и пониженного давления. Поверхностный рельеф и аномалии силы тяжести, не имеющие соответствия в рельефе, оказывают, по-видимому, незначительное влияние на распределение давления в недрах [Джеффрис, 1960]. Иначе обстоит дело в случае разделения тектоносферы на вертикально движущиеся блоки, вдоль границ которых следует ожидать снижения общего давления, компенсирующегося повышением его на поверхности поднимающихся блоков [Гзовский, 1963]. Такие отклонения возрастают, вероятно, в периоды усиления контрастных движений и уменьшаются в периоды более спокойного течения процессов.

В. С. Соболев [1960, 1961] высказал предположение о возможности возникновения даже на умеренных глубинах давлений, которые могут более чем в 10 раз превышать соответствующие давлению

нагрузки, и указал, что представления о широких колебаниях давлений на одной и той же глубине является сейчас уже не гипотезой, а несомненным фактом.

Предпринимались попытки рассчитать величину отклонений давления от гидростатического, исходя из допускаемой величины напряжений, которые тектоносфера способна выдержать. При средней прочности ее, равной для касательных напряжений 5 *кбар*, получено, что максимальная величина отклонений составляет  $\pm 4$  *кбар* [Берч, 1957].

Р. Аффен и А. Жессоп [Uffen, Jessop, 1963] исследовали возможные пределы отклонений от гидростатического давления, используя данные Е. А. Любимовой [1958] о распределении температур в земных недрах и расчеты С. Мацусимы [Matsushima, 1961] по распределению прочности пород коры и верхней мантии в зависимости от давления и температуры. Оказывается, что максимальная («условно-мгновенная») прочность, выраженная в предельных касательных напряжениях, возрастает от 1,5 до 10 *кбар* от поверхности до глубины 20—40 км и падает до нуля на глубине 200 км. Примерно по такому же закону изменяется и величина вероятных отклонений от гидростатического давления, составляющих в интервале глубин 20—40 км  $\pm 13,5$ —14,1 *кбар*.

## ОЦЕНКИ ВЕРОЯТНОГО ДАВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ

Давление кимберлитовой магмы на различных этапах ее эволюции может быть оценено по некоторым минералам, которые являются своего рода геологическими барометрами. Особо важно, но вместе с тем и наиболее трудно провести количественные оценки давления на интрателлурическом этапе, термодинамические особенности течения которого в значительной степени предопределяли главнейшие направления эволюции расплавов и способствовали максимальному проявлению факторов, определявших количество и сортность алмазов в кимберлитовых породах.

Максимальное давление на подкоровом этапе формирования двух основных фацциальных групп кимберлитов (алмазной и пироповой субфаций) в первом приближении может быть оценено с помощью термодинамических расчетов и экспериментальных данных по условиям стабильной кристаллизации соответствующих типоморфных минералов.

В настоящее время мало у кого остаются сомнения в том, что алмазы кристаллизуются в кимберлитовой магме как устойчивая фаза. Термодинамические расчеты устойчивости алмаза и графита при различных температурах и давлениях проводились многими исследователями. Расчеты выполнялись с различными степенями приближения, но все они, несмотря на некоторые отличия в положении кривой равновесия (рис. 19), свидетельствуют об исключительной барофильности алмаза.

Положительная величина изобарного потенциала реакции графит  $\rightarrow$  алмаз при стандартных условиях и сравнительно малая

зависимость ее от температуры свидетельствуют о невозможности этого перехода в поверхностных и гипабиссальных условиях. Поскольку рассматриваемое полиморфное превращение происходит с сокращением объема, то при постоянной температуре возрастание давления приводит к убыванию  $\Delta Z$ . Отсюда следует, что поле устойчивости алмаза расположено в области высоких давлений. Этот вывод полностью подтверждается экспериментальными данными (рис. 20).

Таким образом, приведенные диаграммы состояния углерода могут быть использованы для приближенных оценок термодинамических условий равновесной кристаллизации алмазов. Температур-

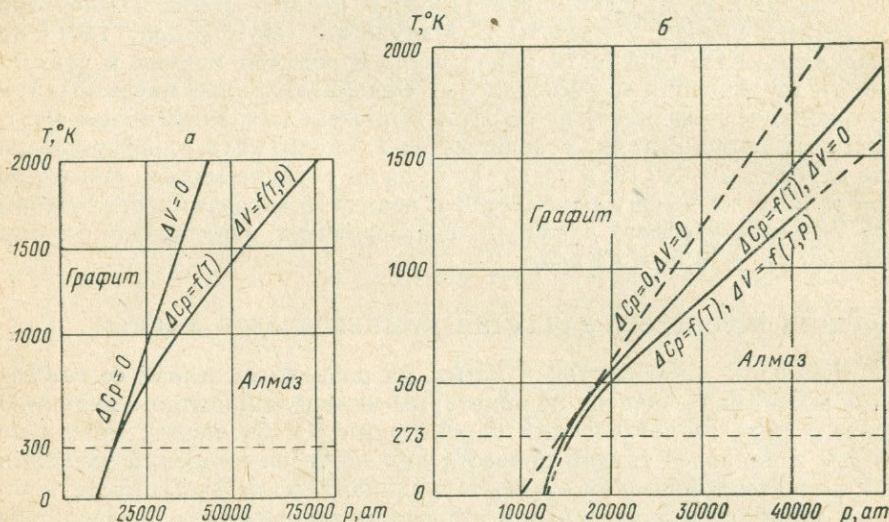


Рис. 19. Диаграмма равновесия графит  $\rightleftharpoons$  алмаз.

а — по В. А. Николаеву и В. В. Доливо-Добровольскому [1961], б — по Р. Керну и А. Вайсброду [1966].

ный диапазон эволюции кимберлитовой магмы на интрателлурическом этапе, как уже отмечалось, приблизительно установлен с помощью минералов, слагающих родственные включения. В качестве средней величины можно принять  $1723^{\circ}\text{C}$  (см. гл. V). Судя по диаграммам состояния углерода (см. рис. 19, 20), при таких температурах давление равновесной кристаллизации алмаза даже по грубым расчетам (принимая  $\Delta C_p = 0$  и  $\Delta V = 0$ ) должно превышать 43—50 кбар, а с учетом изменчивости  $C_p$  и скорости реакции составляет примерно 65—75 кбар.

При гидростатическом характере распределения такие давления господствуют на глубинах 200—230 км. Температура в этом интервале глубин земных недр по оценкам различных исследователей колеблется от  $1250$  до  $2050^{\circ}\text{C}$ , в среднем около  $1700^{\circ}\text{C}$  (см. табл. 27).

Таким образом, температура и давление на интрателлурическом этапе эволюции кимберлитовых магм алмазной субфации, оцененные

с помощью термодинамических расчетов по минералам родственных включений и алмазам, находятся в соответствии с оценками аналогичных параметров вещества верхней мантии, выполненными другими (преимущественно геофизическими) методами. Вполне удовлетворительная сходимость термодинамических параметров, определенных различными способами, свидетельствует, по-видимому, об отсутствии значительных систематических ошибок у использованных методов.

Термодинамические параметры подкорового периода эволюции магм, сформировавшие в дальнейшем кимберлиты не только алмазной, но и пироповой субфаций, могут быть приближенно оценены с помощью экспериментальных исследований систем, близких по составу гранатовым перидотитам. Для этой цели наиболее важны результаты изучения реакций: а) сильноглиноземистый энстатит  $\rightleftharpoons$  малоглиноземистый энстатит + пироп; б) энстатит + шпинель  $\rightleftharpoons$  форстерит + пироп; в) сильноглиноземистый диопсид  $\rightleftharpoons$  малоглиноземистый диопсид + пироп. Экспериментальное исследование первой реакции провели Ф. Бойд и Дж. Ингленд [1968], И. Мак-Грегор и А. Рингвуд [1968], а второй — И. Мак-Грегор [1968]. Результаты изучения третьей реакции пока не опубликованы.

Повышение давления сдвигает равновесия указанных реакций вправо, а возрастание температуры смещает их влево. Значит, для определения давления, например, по первой реакции, помимо данных о содержании  $Al_2O_3$  (или  $\Sigma R_2O_3$ ) в энстатите, надо знать еще и температуру равновесного протекания ее, т. е. температуру кристаллизации содержащих эти пироксены и гранаты родственных включений.

Необходимые сведения по энстатитам из включений гранатовых перидотитов и гранатовых пироксенитов в кимберлитах алмазной и пироповой субфаций возьмем из табл. 12—15 и гл. V. При нанесении этих данных на диаграмму, приведенную в работе Ф. Бойда и Дж. Ингленда [1968, рис. 53], устанавливается, что давление при кристаллизации родственных включений в кимберлитах алмазной субфации намного превосходит соответствующие давления у кимберлитов пироповой субфации. Таким образом, получаемые относительные величины давлений на интрателлурическом этапе формирования разнофациальных кимберлитов находятся в соответствии с результатами оценок термодинамических параметров, проведенными другими методами.

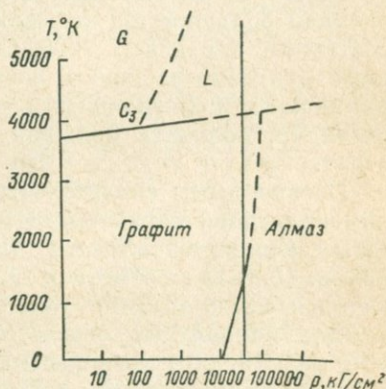


Рис. 20. Диаграмма состояния углерода [Bundy e. a., 1955].

$C_3$  — тройная точка графита. Пунктирные участки фазовых границ не имеют экспериментального подтверждения.

Вместе с тем нельзя не отметить, что абсолютные значения давлений, получаемые по нашим данным с помощью упомянутой диаграммы, весьма сомнительны. Так, например, для кимберлитов пироповой субфации при среднем содержании в энстатите  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2% (см. табл. 13) и температуре кристаллизации родственных включений примерно  $1500^\circ\text{C}$  давление на интрателлурическом этапе получается около 60 кбар.

Столь сильное (примерно двух-трехкратное) завышение результатов нельзя отнести за счет погрешности в определении температуры. Ведь если даже допустить, что температура кристаллизации родственных включений была всего  $1000^\circ\text{C}$ , то и тогда при наблюдаемом содержании  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в энстатите расчетное давление составляет около 35 кбар. При гидростатическом распределении такое давление господствует на глубине примерно 120 км, а температура там по оценкам большинства исследователей значительно превышает  $1000^\circ\text{C}$ , составляя в среднем  $1600^\circ\text{C}$  (см. табл. 27, рис. 13). Кроме того, кимберлитовые расплавы, возникавшие, по всей вероятности, в поднимавшихся конвективными течениями глубинных массах, не могли, очевидно, обладать меньшей температурой, чем окружающий субстрат.

Неоспоримым свидетельством высокой ( $\geq 1500^\circ\text{C}$ ) температуры кимберлитовой магмы являются уже упоминавшиеся в гл. V результаты экспериментального плавления различных ультраосновных пород. Нельзя не отметить также, что даже минимальные из получающихся по диаграмме Бойда — Ингланда значения термодинамических параметров соответствуют области устойчивости алмаза (см. рис. 19, 20), хотя рассматривались породы, сформировавшиеся в условиях пироповой субфации кимберлитовой фации.

Одной из возможных причин указанных расхождений может явиться совершенно иной режим снижения температуры и давления после кристаллизации ортопироксена и граната в кимберлитовой магме и в экспериментальной. Закалка продуктов реакции в опытах обеспечивала фиксацию именно того состава пироксена, который находился в равновесии с гранатом при заданных и измеренных условиях.

В природных процессах, протекавших на больших глубинах, столь быстрое изменение термодинамических параметров представляется совершенно невероятным. Подъем кимберлитовой магмы в породах верхней мантии по механизму зонной плавки сопровождался, по всей вероятности, сравнительно медленным падением температуры и давления. Из диаграммы Бойда — Ингланда следует, что при охлаждении системы в условиях постоянного или достаточно медленно снижавшегося давления содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в энстатите будет уменьшаться, что может сопровождаться выпадением пироба из твердого раствора.

Таким образом, вследствие отмеченных особенностей изменения термодинамического режима в процессе подкоровой эволюции кимберлитовых расплавов ранее выделившиеся ортопироксены постепенно и неуклонно теряли  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , который шел на образование вновь

возникавшего граната. В итоге конечное содержание  $Al_2O_3$  в ромбических пироксенах, слагающих сегрегации в кимберлитах, оказывалось значительно ниже первоначального. Тот факт, что состав пироксенов из разнофациальных кимберлитов не сдвинулся и они все же существенно отличаются по количеству глинозема, обусловлен, по всей вероятности, общеизвестным законом о замедлении, а затем и практическом прекращении большинства химических и физических процессов вообще и распада твердых растворов в частности по мере падения температуры системы. Температуру, при которой выпадение граната из твердого раствора ортопироксена в кимберлитах практически прекращалось, с достаточной надежностью определить трудно. Для сугубо ориентировочных оценок можно воспользоваться данными Ф. Бойда и Дж. Ингланда [1968], установивших, что скорость такой реакции даже в условиях гидротермального синтеза при температуре ниже  $1100^\circ C$  замедляется до значений, исключающих удовлетворительное определение положения точек равновесия.

Давление, несомненно, влияло на степень растворения в ортопироксене не только  $Al_2O_3$ , но также  $Fe_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ . Содержание последних, составляющее около половины  $\sum R_2O_3$  в пироксенах из кимберлитов алмазной субфации, существенно ниже, чем в пироксенах из кимберлитов пироповой субфации (см. табл. 13).

В связи с изложенным напрашивается предположение о том, что учет количества всех полуторных окислов в ортопироксене мог бы способствовать уточнению получаемых оценок давления. Однако и этот путь не может привести к существенному уточнению искомой величины, поскольку, как следует из сопоставления экспериментов Бойда и Ингланда [1968] с опытами И. Мак-Грегора и А. Рингвуда [1968],  $Fe_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  не заменяют  $Al_2O_3$ , а присутствуют наряду с ним. Результаты указанных исследователей свидетельствуют, что содержание  $Al_2O_3$  в ромбических пироксенах, равновесных с гранатом, при одинаковых температуре и давлении в опытах с природными и искусственными составами одинаково, а  $\sum R_2O_3$  при равных термодинамических условиях в природных ортопироксенах значительно больше, чем в искусственных (где шихта практически не содержала железа и хрома).

Таким образом, результаты экспериментального изучения системы энстатит — пироп позволяют оценивать относительные давления кимберлитовых расплавов на интрателлурическом этапе формирования в разных условиях, но эти данные, по-видимому, еще не могут быть использованы для достаточно надежных количественных оценок величины давления кимберлитовых расплавов в период их подкоровой эволюции.

Реакция  $Эн + Шп \rightleftharpoons Фо + Пр$  экспериментально изучена И. Мак-Грегором [1968] на примере системы молярного состава  $1Фо + 1Пр$ . Установлено, в частности, что кристаллизация пиропов из расплава может идти при температуре около  $1750^\circ C$  и давлении не ниже 33 кбар. Однако следует иметь в виду, что гранатовые

перидотиты родственных включений из кимберлитов и принимаемые в качестве модели вещества верхней мантии существенно отличаются по количественному соотношению и составу минералов (особенно граната) от системы, изученной И. Мак-Грегором. Изменчивость состава системы, очевидно, не могла не отразиться на границах поля устойчивости граната. Об этом свидетельствуют и экспериментальные данные. Так, например, в опытах Д. Грина и А. Рингвуда [1968б] по плавлению оливинового толеита, оливинового базальта и пикрита кристаллизация граната из расплава происходила в диапазоне 1320—1370° С при 18 и не наблюдалась при 13,5 *кбар*. Судя по результатам электронного анализа, согласующимся с данными прямого определения глинозема, гранат, возникавший в опытах с оливиновым базальтом при 18 *кбар*, содержал 60 (среднее по двум анализам), а при 27 *кбар* — 68,3% пиропового компонента.

Гранаты из кимберлитов пироповой субфации по содержанию пиропового компонента практически идентичны гранатам, полученным в экспериментах Д. Грина и А. Рингвуда. На основании всего изложенного можно предположить, что при кристаллизации родственных включений из кимберлитовых расплавов пироповой субфации поле устойчивости граната распространяется, вероятно, до давлений 20—25 *кбар*.

Несколько забегая вперед, необходимо отметить, что в процессе движения по механизму зонной плавки среди пород верхней мантии кимберлитовые магмы постепенно обогащались летучими компонентами, создававшими дополнительное давление в магматических очагах. Вследствие этого по мере радиального перемещения расплава давления в магматических очагах все более и более превышали по величине гидростатические давления, существовавшие в подкорковых глубинах за счет нагрузки вышележащих толщ.

Оценки давлений кимберлитовых расплавов на гиабиссальном этапе также сопряжены с большими затруднениями. Для решения данной задачи могут быть использованы по крайней мере два принципиально различных метода: а) расчеты, основанные на вычислении критических давлений прорыва перекрывающих толщ при заданных механических свойствах и мощности слагающих эти толщи горных пород, б) использование результатов экспериментальных исследований параметров устойчивости минералов, кристаллизовавшихся в кимберлитовой магме на гиабиссальном этапе.

Средняя глубина заложения диатрем, судя по геологическим данным, в районах развития кимберлитов алмазной субфации составляет около 2,0 *км*, а в районах распространения кимберлитов пироповой субфации — примерно 0,6 *км*. С уменьшением средней глубины прорыва (а значит, и давления расплава) пропорционально убывает и средняя площадь диатрем, составляющая для указанных типов районов в Якутии соответственно 1,02 и 0,27 *га* [Милашев, 1965].

Кимберлитовые тела на Сибирской платформе, за единичными исключениями, залегают в карбонатных толщах верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, сложенных преимущественно плотными изве-

стняками и доломитами. При атмосферном давлении прочность плотных известняков и доломитов на сжатие составляет 2300—2600 кг/см<sup>2</sup>. В условиях всестороннего давления механические свойства горных пород повышаются. Так, по данным В. Г. Васильева, В. В. Ковальского, Н. В. Черского [1961], при гидростатическом давлении 1300—1500 ат прочность горных пород на сжатие увеличивается в 5—6 раз, а сопротивление разрыву возрастает до 0,13 от величины сопротивления сжатию.

Отсюда следует, что на глубине залегания кимберлитовых диатрем алмазной субфации, где давление за счет веса перекрывающих толщ равно примерно 540 кг/см<sup>2</sup>, сопротивление разрыву вмещающих кимберлиты карбонатных пород составляет около 1000—1200 кг/см<sup>2</sup>. Аналогичные оценки критических напряжений в карбонатных породах на средних глубинах заложения кимберлитовых диатрем пироповой субфации дают величину порядка 400 кг/см<sup>2</sup>.

Учитывая полученные значения критических напряжений разрыва для вмещающих диатремы пород, оценим давления кимберлитовой магмы, при которых в карбонатных породах платформенного чехла возникали разрывные напряжения, близкие к разрушающим. Как установлено при разведке и эксплуатации коренных месторождений алмазов Сибири и Африки, кимберлитовые трубки с глубиной переходят в дайки. Мощность таких даек измеряется первыми метрами, а прослеженная длина — сотнями метров. Значит, верхнее полупространство над дайками, в котором проявлялись разрывные напряжения, можно условно отождествить с горизонтально лежащим полуцилиндром. Тогда наибольшие напряжения  $\sigma$  в своде перекрывающих дайку пород могут быть ориентировочно оценены по формулам для расчета толстостенных сосудов и, в частности, по приближенному уравнению

$$\sigma = \frac{p_2 r_2^3 - p_1 r_1^3}{r_1^3 - r_2^3} + (p_2 - p_1) \frac{r_1^2 r_2^2}{2(r_1^3 - r_2^3)}, \quad (\text{VI-1})$$

где  $p_1$  и  $p_2$  — внешнее и внутреннее давление,  $r_1$  и  $r_2$  — наружный и внутренний радиусы цилиндра.

Для оценки примерных давлений кимберлитовой магмы, вызвавших критические разрывные напряжения во вмещающих породах, при полуцилиндрической конфигурации напряженной зоны над дайками, мощность даек следует приравнять внутреннему диаметру, а мощность перекрывающих толщ — наружному радиусу этой зоны. Подставив соответствующие значения в формулу (VI-1), найдем, что для образования диатрем в районах развития кимберлитов алмазной субфации давление магмы должно было составлять примерно 4500 ат, а пироповой субфации — 1500 ат.

Полученные оценки давлений для разнофазальных кимберлитовых магм на гипабиссальном этапе их эволюции не противоречат петрологическим данным. Как уже отмечалось, в кимберлитах кроме вторичного встречается и первичный монтичеллит, который, согласно уже упоминавшимся экспериментальным исследованиям Куширо и Йодера [Kushiro, Yoder, 1964], может кристаллизоваться из расплавов лишь при сравнительно невысоких давлениях — до 7—8 кбар.

Таким образом, вычисленные значения давлений — 4500 и 1500 ат, хотя и с известной долей условности, могут быть приняты в качестве приближенных оценок давления на гипабиссальном этапе образования кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, сформировавших трубки взрыва. Дайки кимберлитов, обнажающиеся на одном уровне с диатремами, формировались расплавами, обладавшими существенно меньшими давлениями. (В противном случае взрывной прорыв вмещающих пород неизбежно должен был произойти с большей глубины и на уровне современного эрозионного среза наблюдались бы лишь диатремы). И не случайно, по-видимому, что при близкой величине эрозионного среза в различных районах алмазосной провинции дайки встречаются почти исключительно на периферии ее, т. е. в областях преимущественного развития кимберлитов пироповой субфации.

---

## ГЛАВА VII

### ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС И КРИТИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА ПРИ ДВИЖЕНИИ ПО МЕХАНИЗМУ ЗОННОЙ ПЛАВКИ \*

Причины возникновения, химический и тепловой балансы процессов эволюции и движения кимберлитовых расплавов по механизму зонной плавки в подкоровых глубинах, а также состав, физические параметры субстрата и динамические процессы в верхней мантии платформенных областей рассмотрены в предыдущих главах. Для большей полноты освещения затрагиваемой проблемы и дополнительной проверки правомерности развиваемых представлений о процессах подкоровой эволюции кимберлитовых магм необходимо обсудить некоторые физические аспекты гипотезы и, в частности, оценить критический объем магматического очага, при котором обеспечивался подъем расплавов по модели, описываемой уравнением (III-2).

Зарождение кимберлитовых расплавов происходило в блоках разогретого разуплотненного субстрата, «всплывавшего» с глубины 300—400 км. В процессе радиального перемещения вещества гидростатическое давление снижалось и наступал момент, начиная с которого температура мобилизованного субстрата становилась равной температуре плавления его. Благодаря значительным горизонтальным размерам и потерям тепла на поверхности температура внутри блока превышала температуру на его краях. Вследствие

---

\* Глава написана совместно с Е. И. Шахиным.

этого локальное плавление вещества, слагавшего центральные части блока, начиналось на бóльшей глубине, чем в периферийных зонах.

Рассмотрим эволюцию кимберлитовых очагов, возникавших в центральной части блока мобилизованного субстрата на глубине  $h_0$  около 200 км. Энергия относительного перегрева поднимавшихся масс расходовалась на теплоту плавления их, в результате чего возникавшие капли расплава увеличивались в размерах и, сливаясь между собой, формировали сравнительно крупные магматические очаги. В вертикальном разрезе магматической камеры наряду с градиентом давления существовал также температурный градиент, величина которого значительно превышала адиабатический.

При достижении определенных (критических) размеров очага происходило адиабатическое перемешивание расплава. С этого момента начинали сказываться не столько температурные различия очага и его окружения, сколько циркуляция расплава вследствие тепловой гравитационной конвекции, обуславливавшей «включение механизма» автономного радиального движения очага по принципу зонной плавки.

Рассмотрим в общих чертах механизм этого движения. Находящийся у дна расплав конвективно поднимался вверх на место порций расплава, обладавших меньшей температурой. Подъем относительно перегретого расплава в верхнюю часть камеры приводил к повышению температуры и усиленному плавлению ее кровли, которое сопровождалось поглощением тепла и охлаждением магмы примерно до температуры плавления пород вмещающего субстрата на верхних уровнях. «Остывший» расплав вытеснялся новыми порциями разогретой магмы и опускался вниз, приходя на нижние уровни переохлажденным в сравнении с температурой плавления на этих уровнях. Переохлаждение вызывало кристаллизацию с осаждением кристаллита на дне камеры, а выделявшаяся тепловая энергия поднимала температуру магмы.

Благодаря тому что перемешивание расплава сопровождалось плавлением и кристаллизацией, внутри очага восстанавливался нарушенный конвекцией температурный градиент и поддерживалось температурное поле, соответствовавшее температурам равновесного плавления на тех глубинах, где находился очаг. Посредством обусловленного этим температурным полем противотока расплава внутри камеры осуществлялось автономное перемещение расплава вверх, связанное с постепенным изменением его состава.

В энергетический баланс процесса наряду с теплотами плавления и кристаллизации вносили вклад механическая энергия в результате гравитационного опускания расплавлявшегося вещества кровли и конвективного поднятия вещества нижних слоев, а также энергия, расходованная на преодоление внутреннего трения. Последнее по мере подъема очага к земной коре и снижения температуры магмы все сильнее препятствовало циркуляции в очаге, поскольку вязкость расплавов обратно пропорциональна степени их нагрева. Различные температур расплава и вмещающих его пород, по-видимому,

паращает при подъеме и приводит к некоторому дополнительному увеличению объема камеры, что способствует циркуляции.

Движение кимберлитовых расплавов на протяжении всего периода подкоровой эволюции происходило в веществе верхней мантии, представляющем собой смесь твердых растворов железисто-магнезиальных оливинов, пироксенов, гранатов и шпинелидов. Между компонентами растворов возможны обратимые химические реакции, эндотермические в одном направлении и экзотермические в обратном направлении. Радиальное перемещение кимберлитовых очагов, осуществлявшееся путем проплавления кровли и кристаллизацией в придонной части, протекало с преимущественным проявлением эндо- и экзотермических реакций в верхней и нижней частях камеры соответственно.

В связи с наличием внутри очага градиентов температуры и давления константы равновесия и энергетические характеристики этих реакций по вертикальному разрезу камеры различны. Поэтому выделяющаяся при кристаллизации удельная теплота  $\lambda_2$  отлична от удельной теплоты плавления  $\lambda_1$ . Мы отождествляем  $\lambda_2 - \lambda_1$  с теплотой некоторой результирующей экзотермической реакции, которая, выражая существенную несимметрию цикла плавление — кристаллизация, описывает расщепление и итоговое перераспределение компонентов поступавшего в очаг расплавлявшегося вещества. Подавляющая масса этого вещества кристаллизовалась и отлагалась на дне камеры, а некоторая часть его ассимилировалась расплавом и продолжала эволюцию вместе с ним. Это перераспределение приводило к тому, что по мере развития процесса химический состав кимберлитового расплава все более контрастировал с составом проплавленного субстрата. Заметим, что теплоты процесса связаны соотношением  $\lambda_1 \approx \lambda_2 \gg \lambda_2 - \lambda_1$ .

Результирующая реакция и ее теплота изменялись в зависимости от определявшейся высотой подъема расплава степени его дифференциации. Развитие системы определялось согласованными с вариациями формы камеры изменениями  $\lambda_2$  как наиболее гибкого показателя изменчивости физико-химических условий процесса.

Выведем уравнение энергии для нашей системы. Обозначим через  $l$  расстояние, пройденное очагом относительно субстрата снизу вверх, через  $V(l)$  — достигнутый к этому времени объем и через  $\rho_1$  и  $\rho_2$  — усредненный удельный вес соответственно опускавшегося и поднимающегося расплава. Разность  $\rho_1 - \rho_2$  положительна, и зависимость ее от  $l$  мы здесь пренебрегаем.

Перемещение очага на расстояние  $dl$  заключается в расплавлении объема  $dV_1(l)$  с затратой теплоты  $\lambda_1 dV_1$  и кристаллизацией объема  $dV_2(l)$  с выделением теплоты  $\lambda_2 dV_2$ . Приращение объема при этом составит  $dV = dV_1 - dV_2$ . Помимо кристаллизации и плавления, энергия выделяется также за счет «стекания» расплавившегося на своде камеры вещества, в то время как встречное движение сопровождается затратой энергии. В результате этого эффективный выигрыш механической энергии при подъеме очага на  $dl$

равен  $\frac{1}{2} (\rho_1 - \rho_2) V(l) dl$ . Множитель  $\frac{1}{2}$  вводится потому, что внутри камеры вещество движется противотоком. Следовательно, если не учитывать вязкость, в значительной мере ослабляющую циркуляцию, уравнение энергии имеет вид:

$$\lambda_1 dV_1 = \lambda_2 dV_2 + \frac{1}{2} (\rho_1 - \rho_2) dVl. \quad (\text{VII-1})$$

Из этого уравнения видно, что для правильной оценки динамики процесса необходимы надежные данные о зависимости теплот реакции от величины давления и температуры в гравитационном поле, обеспечивающем на каждой стадии развития баланс тепловой и механической энергии расплава, необходимый для поддержания температурного градиента, от наличия которого зависит функционирование системы.

Уравнение (VII-1) выражает изменчивость состава расплава в процессе движения его в породах верхней мантии по механизму зонной плавки и позволяет вычислить объем очагов, прошедших различный путь, при известных зависимостях  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  и формы от  $l$ . Поскольку теплота плавления  $\lambda_1$  практически не зависит от химического состава магмы, примем, что она не зависит и от  $l$ . Тогда уравнение энергии позволяет качественно проанализировать характер зависимости  $\lambda_2$  и формы очага от  $l$ .

В начальный период движения очага размеры его и пропорциональная объему механическая энергия были невелики. Из уравнения (VII-1) следует, что при малых и умеренных объемах расплава теплота  $\lambda_2(l)$  должна быть значительной, т. е. на первой стадии подкоровой эволюции расплавов происходило интенсивное «сжигание» вещества, проплавляемого магмой субстрата. Теплота результирующей химической реакции процессов зонной плавки на первом этапе движения кимберлитового очага, определяемая по уравнению (III-2), составляла  $\lambda_2 - \lambda_1 = 7 \text{ ккал/дм}^3$  (см. гл. III, IX). Градиент давления способствовал более сильному плавлению в верхней части очага, вследствие чего он несколько расширялся сверху и сужался в нижней части, т. е. имел каплевидную конфигурацию. При каплевидной форме камеры обеспечивались также оптимальные условия кристаллизации в нисходящих потоках расплава.

При достижении очагом большего объема выделение механической энергии не могло компенсироваться при прежнем  $\lambda_2$  за счет увеличения расплавленной массы, пропорционального площади поверхности. Это влекло изменение типа обмена вещества между системой и средой, который выравнивал энергетический баланс путем повышения доли легкоплавких составляющих среди осаждавшегося на дне камеры кристаллата. В итоге  $\lambda_2$  убывала, рост очага приостанавливался, а форма камеры, стремясь воспрепятствовать росту, приближалась к изометрической, поскольку при заданном объеме минимальным поверхностным эффектом обладает шар.

Результаты анализа физико-химических условий формирования и энергетической направленности эволюции кимберлитовых расплавов в подкоровых глубинах свидетельствуют о том, что в итоге неук-

лонной дифференциации по принципу зонной плавки химический состав кимберлитовых магм достигал уровня, при котором неизбежно претерпевал существенное изменение состав кристаллата, а следовательно, и величина  $\lambda_2$ . Разность теплот кристаллизации и плавления на второй стадии эволюции кимберлитовых расплавов составляла около  $3 \text{ ккал/дм}^3$ . Переход между первой и второй стадиями по контрастности был достаточно резким, скачкообразным и для среднепараметрических процессов совершался при  $l_1 \approx 40 \text{ км}$ . Радиальное перемещение кимберлитовой магмы, как уже отмечалось в гл. III и IV, осуществлялось путем проплавления и обрушения кровли в блоках мобилизованного субстрата, скорость «всплывания» которого соизмерима со скоростью автономного движения очага. В связи с этим эволюция «средних» кимберлитовых расплавов на протяжении практически всего подкорового развития протекала в физико-химическом режиме, соответствовавшем первой стадии.

Таким образом, проведенные качественные рассуждения позволяют в соответствии с геолого-петрологическими данными различать две стадии в процессе движения очага, отделенные друг от друга уменьшением  $\lambda_2$ . Решая уравнение для каждой стадии в отдельности, убедимся, что полученная зависимость объема от координаты действительно передает снижение темпа роста очага на второй стадии. Будем для простоты считать, что теплоты кристаллизации  $\lambda_1'$  и  $\lambda_2''$  на первой и второй стадиях соответственно не зависели от координаты  $l$  и что на протяжении всей эволюции очаг имел форму шара, радиус которого обозначим  $r(l)$ . Выразим расплавившийся и закристаллизовавшийся объемы при перемещении на  $dl$  изометричного магматического очага через величину перемещения:

$$dV_1 = \pi r^2(l) dl + 2\pi r^2(l) dr(l),$$

$$dV_2 = \pi r^2(l) dl - 2\pi r^2(l) dr(l).$$

Тогда уравнение энергии записывается относительно радиуса очага

$$\frac{dr}{dl} - \frac{\rho_1 - \rho_2}{3(\lambda_1 + \lambda_2)} r + \frac{\lambda_1 - \lambda_2}{2(\lambda_1 + \lambda_2)} = 0,$$

и его общее решение имеет вид

$$r(l) = C e^{\frac{\rho_1 - \rho_2}{3(\lambda_1 + \lambda_2)} l} + \frac{3(\lambda_1 - \lambda_2)}{2(\rho_1 - \rho_2)},$$

где  $C$  — постоянная интегрирования, которая отличается для первой и второй стадий.

Определив ее из условия непрерывности объема, получим при  $l < l_1$

$$r(l) = \left[ r_0 + \frac{3(\lambda_2' - \lambda_1)}{2(\rho_1 - \rho_2)} \right] e^{\frac{(\rho_1 - \rho_2)}{3(\lambda_1 + \lambda_2')} l} - \frac{3(\lambda_2' - \lambda_1)}{2(\rho_1 - \rho_2)} \quad 0 < l < l_1. \quad (\text{VII-2})$$

Здесь  $r_0 = r(0)$  представляет собой критический размер, при котором начинается внутрикамерная конвекция и движение очага в субстрате. На второй фазе движения

$$r(l) = \left[ r(l_1) + \frac{3(\lambda_2'' - \lambda_1)}{2(\rho_1 - \rho_2)} \right] e^{\frac{(\rho_1 - \rho_2)}{3(\lambda_1 + \lambda_2'')}} (l - l_1) - \frac{3(\lambda_2'' - \lambda_1)}{2(\rho_1 - \rho_2)} l > l_1 \quad (\text{VII-3})$$

ИЛИ

$$r(l) = \left\{ \left[ r_0 + \frac{3(\lambda_2' - \lambda_1)}{2(\rho_1 - \rho_2)} \right] e^{\frac{(\rho_1 - \rho_2)}{3(\lambda_1 + \lambda_2')}} l_1 - \frac{3(\lambda_2' - \lambda_2'')}{2(\rho_1 - \rho_2)} \right\} e^{\frac{(\rho_1 - \rho_2)}{3(\lambda_1 + \lambda_2')}} (l - l_1) - \frac{3(\lambda_2'' - \lambda_1)}{2(\rho_1 - \rho_2)}$$

Из сопоставления формул (VII-2) и (VII-3) нетрудно убедиться, что  $\frac{dr}{dl} \Big|_{l=l_1+0} < \frac{dr}{dl} \Big|_{l=l_1-0}$ , т. е. уменьшение  $\lambda_2$  приводит, как ожидалось, к замедлению роста очага.

Таким образом, уравнение (VII-1) действительно позволяет сделать некоторые общие предположения об энергетической характеристике избирательной кристаллизации вещества в процессе движения кимберлитовой магмы по механизму зонной плавки без обсуждения химизма этого процесса. Конечно, помимо зависимости объема от координаты  $l$  возможно определить другие функции, описывающие эволюцию системы, с целью составить более точное представление об ее саморегуляции. При этом следует иметь в виду, что эволюция магматического очага как открытой системы происходит благодаря обусловленной физическими законами нелинейности, «гибкости», обеспечивающей оптимальную с точки зрения ее развития дифференциацию веществ и оказывающей регулирующее влияние на это развитие.

Для сверки получаемых по формуле (VII-2) результатов с геологическими данными о средних объемах расплавов, формировавших трубки взрыва и дайки в отдельных полях, необходимо оценить критический объем  $V_0$ , являющийся порогом конвекции. Поскольку показатель экспоненты, входящий в формулу (VII-2), близок к нулю, величина  $V_0$  должна быть одного порядка с объемом кимберлитовой магмы, формировавшей трубку взрыва на соответствующих участках платформы. Напомним, что в уравнении (VII-1) не учтены вязкость и температурное различие расплава и окружающего его вещества.

При оценках  $V_0$  с использованием известного критерия Рэлея приемлемые значения  $V_0$  могут быть получены лишь в том случае, если вязкость или теплопроводность кимберлитового расплава на несколько порядков меньше, чем у вмещающего субстрата. Согласно приведенным в гл. IV оценкам, вещество верхней мантии платформенных областей в период развития кимберлитового вулканизма характеризовалось  $\eta \approx 10^{23} \div 10^{24}$  *пз*. Кимберлитовые расплавы,

безусловно, не обладали столь высокой вязкостью, что позволяет определять  $V_0$  с помощью критерия Рэлея. И не случайно, по-видимому, теоретические вычисления объемов кимберлитовых очагов дают вполне удовлетворительную сходимость с комплексом геологических данных (гл. III, IX).

---

## ГЛАВА VIII

### ГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КИМБЕРЛИТОВ И ОЦЕНКИ СТЕПЕНИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ИХ МАГМ

Результаты петрохимического изучения кимберлитов Якутской и Южноафриканской провинций свидетельствуют о значительных колебаниях состава кимберлитов как из отдельных трубок в пределах одного поля, так и среднего химического состава пород различных полей.

Из-за характерных для кимберлитов сильных постмагматических изменений результаты химических анализов этих пород позволяют оценивать первичное (имевшееся в расплаве при формировании диатрем) содержание лишь так называемых показательных элементов, не претерпевавших существенного выноса и перераспределения при вторичных процессах (см. гл. II). Такими элементами, как уже отмечалось, являются Fe, Ti, Cr, Al, K и некоторые другие. Традиционные петрохимические методы, основанные на учете количественных соотношений всех порообразующих компонентов, при изучении первичных особенностей химического состава столь измененных пород малоэффективны. В связи с этим для выявления первичных особенностей химического состава кимберлитовых магм, сформировавших породы отдельных трубок, полей и районов, сравнения проводились по величине содержаний показательных элементов, а значимость расхождений оценивалась с помощью статистических критериев согласия [Милашев, 1965]. При изучении процессов дифференциации и в некоторых других случаях более удобным является графический анализ петрохимических данных.

Для графического изображения многокомпонентных систем требуется многомерное пространство. Так, например, если требуется представлять состав в виде точки, то для системы из  $n+1$  компонентов необходимо пользоваться  $n$  измерениями. Число даже важнейших показательных элементов кимберлитов, как видно из вышеприведенного перечня, равно 5. Однако при графическом изображении петрохимических особенностей кимберлитов целесообразно ограничиться

трехмерным пространством, поскольку более чем трехмерное пространство не может быть представлено наглядно.

В трехмерном пространстве при показе состава в виде точки может быть изображена система из четырех элементов или четырех групп компонентов, общее содержание которых должно быть принято за 100%. На этом принципе основан общеизвестный метод А. Н. Заварицкого. При графическом анализе петрохимических особенностей кимберлитов также целесообразно воспользоваться прямоугольным тетраэдром. Однако в отличие от ранее применявшихся методов графического изображения состава пород на диаграмме, предназначенной для изучения петрохимии столь измененных пород, как кимберлиты, каждая из трех взаимно перпендикулярных осей должна соответствовать содержанию какого-либо из показательных элементов. Количественное соотношение других показательных элементов может быть отражено с помощью дополнительных векторов и т. п.

Изменчивость содержания каждого показательного элемента в кимберлитах отражает специфические особенности первичного химического состава этих пород. Однако при выборе элементов, содержание которых будут определять координаты фигуративных точек кимберлитов на трехосевой диаграмме, можно руководствоваться различными принципами. Для исследований петрогенетических особенностей кимберлитов оптимальным представляется вариант диаграммы с осями Ti, Fe, Al. «Предпочтение» этим элементам по сравнению с остальными показательными элементами оказано по следующим соображениям.

Титан не образует протоматмических минералов, благодаря чему интенсивно накапливается в кимберлитовых расплавах в процессе подъема их по механизму зонной плавки в породах верхней мантии. При последующем движении кимберлитовой магмы по ослабленным зонам в базальтовом слое и сиалической оболочке ассимиляция титана практически исключена, поскольку габбро-базальты и метаморфические породы кристаллического фундамента платформы обладают относительно более низким содержанием этого элемента, чем кимберлитовые расплавы [Милашев, 1965].

Железо более, чем другие показательные элементы, изменчиво по абсолютной величине содержаний, амплитуда которых у крайних разновидностей кимберлитов достигает 9,5%. Столь широкий диапазон содержаний данного элемента, несомненно, обусловлен значительными различиями физико-химических условий образования отдельных разновидностей пород, поскольку даже сравнительно небольшие изменения железистости расплавов свидетельствуют о существенных отличиях энергетического режима их эволюции.

Третьим элементом, содержание которого целесообразно использовать для определения координат фигуративных точек кимберлитов на трехосевой петрохимической диаграмме, выбран алюминий, имеющий в интересующем нас аспекте некоторые преимущества перед хромом и калием. Амплитуда колебаний количества алюминия в кимберлитах по абсолютной величине значительно (примерно в 20 раз) выше, чем хрома, и поэтому они лучше, чем содержание

последнего, могут характеризовать специфику термодинамических условий формирования пород. Изменения содержаний калия и алюминия в кимберлитовых расплавах по геохимической значимости, по-видимому, сопоставимы. Однако калий при некоторых (правда, достаточно редких) постмагматических явлениях ведет себя как «полупоказательный» элемент, и поэтому данные о его содержании лучше использовать для определения не основных, а дополнительных петрохимических характеристик кимберлитов.

Рассмотрим возможные способы графического изображения состава кимберлитов, при которых содержание железа, титана и алюминия является координатами фигуративных точек пород в трехмерном пространстве, а количественные соотношения хрома и калия отражены с помощью векторов. При попытках передать объемность трехмерных моделей точечных и векторных диаграмм на плоскости (оксагональные проекции и т. п.) уже при относительно небольшом числе объектов теряется наглядность и аналитические операции затрудняются. Однако этот недостаток легко устраним благодаря тому, что точка, положение которой фиксируется координатами трехмерного пространства, может быть изображена двумя проекциями в двумерном пространстве (т. е. на плоскости) или тремя проекциями в одномерном пространстве. Положение проекций в обоих случаях определяется координатами, измеряемыми по осям. Особо следует подчеркнуть, что, поскольку фигуративные точки отражают химический состав пород, координаты их могут быть только положительными.

С учетом всего изложенного при построении оптимального варианта диаграммы для изучения петрохимических особенностей кимберлитов трехмерное пространство целесообразно «развернуть» таким образом, чтобы координатные оси, соответствующие весовому содержанию главных показательных элементов (но не окислов!), расположились в виде буквы Т. Содержание титана в кимберлитах, как правило, значительно уступает количеству железа и алюминия, поэтому для большей наглядности диаграммы масштаб «титановой» оси следует увеличить по сравнению с масштабом двух других осей.

Количественное соотношение хрома и калия можно показать с помощью вектора, длина и наклон которого определяются содержанием данных элементов в породе. Отношение средних содержаний хрома и калия в кимберлитах составляет около 1 : 6. В прямоугольной системе координат вектор, соответствующий такому отношению, образует с осью К угол около  $10^\circ$ . Между тем известно, что наглядность векторного изображения изменчивости количественного соотношения максимальна при углах наклона вектора, близких к  $45^\circ$ . Этого можно достигнуть, например, 6-кратным укрупнением масштаба оси для нанесения содержания хрома по сравнению с масштабом оси калия. На практике при построении вектора Cr—К технически проще и удобнее исходить из единства масштабов по осям К и Cr, а для приближения наклона вектора к  $45^\circ$  наблюдаемое содержание последнего умножить на 6, что равносильно 6-кратному укрупнению масштаба по оси Cr.

Вектор Cr—К достаточно поместить у одной из проекций фигуративной точки соответствующей разновидности кимберлита. Учитывая некоторое кристаллохимическое сходство хрома и алюминия, а также определенную близость геохимической истории калия и алюминия, вектор Cr—К целесообразно располагать у той проекции фигуративной точки породы, одной из координат для которой служит содержание алюминия.

Предлагаемый вариант диаграммы для графического анализа петрохимических особенностей кимберлитов по содержанию важнейших показательных элементов приведен на рис. 21. При необходимости учета количественных соотношений других показательных элементов они могут быть отражены с помощью векторов в левой части диаграммы, т. е. у проекций фигуративных точек, одной из

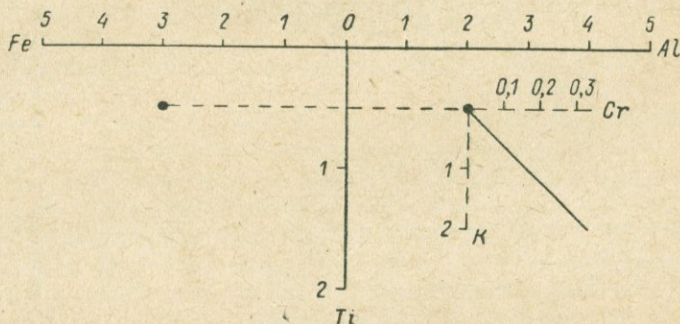


Рис. 21. Каркас и схема построения диаграммы для графического анализа петрохимических особенностей кимберлитов по содержанию важнейших показательных элементов.

координат для которых служит содержание железа. Диаграммы этого типа пригодны для петрохимических исследований не только кимберлитов, но и других сильно измененных пород, в частности, ультрабазитов, многие первичные порообразующие компоненты которых претерпевали вынос и перераспределение на постмагматической стадии.

На рис. 22 приведены проекции фигуративных точек, соответствующих средним содержаниям важнейших показательных элементов в кимберлитах различных полей и районов Якутии, численные значения которых даны в табл. 7. Даже при беглом просмотре этой диаграммы отчетливо видны основные тенденции изменения химического состава кимберлитов в пределах якутской провинции. Фигуративные точки располагаются в виде полос, свидетельствуя о наличии корреляционных зависимостей между содержанием железа, титана и алюминия. Отчетливо выступают отличительные особенности химического состава кимберлитов, сформировавшихся в различных фациальных условиях: фигуративные точки их группируются на сравнительно обособленных участках диаграммы, что наиболее хорошо видно в проекции Fe—Ti. Кимберлиты алмазной субфации существенно отличаются от пород, образовавшихся в иных фациальных

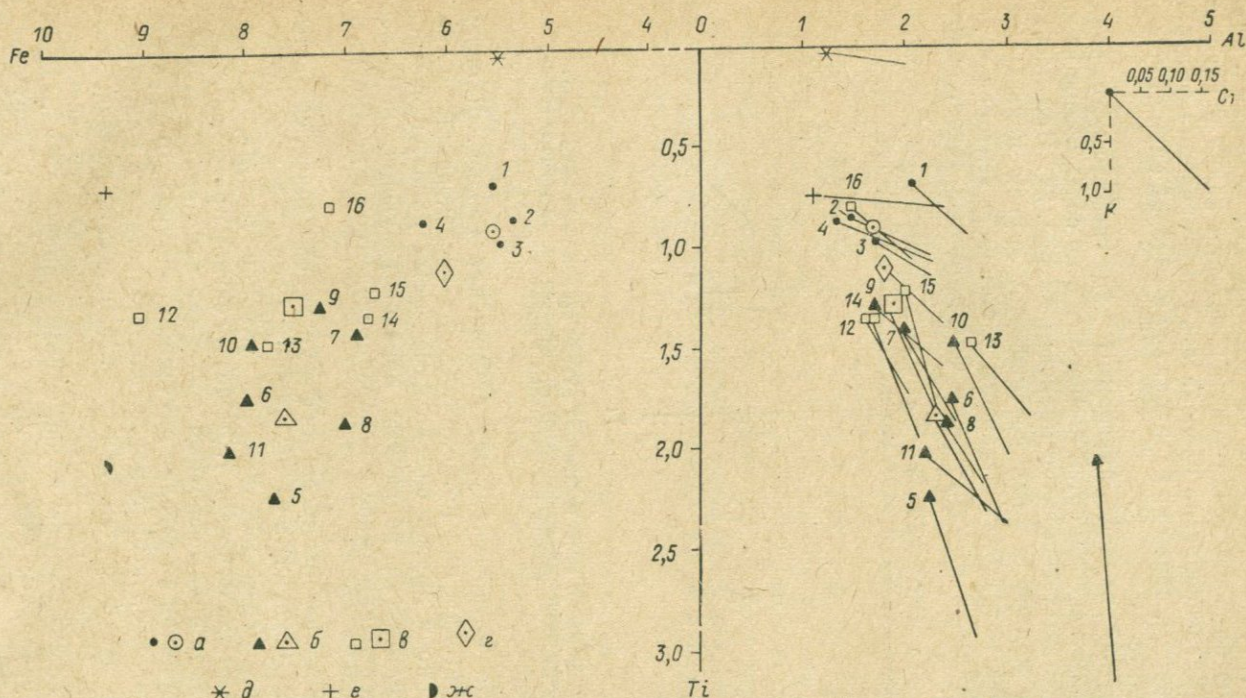


Рис. 22. Диаграмма средних химических составов кимберлитов различных полей и районов Якутии.

Средний химический состав пород отдельных полей и фациальных групп кимберлитов в целом: а — алмазной субфации; б — совместного развития алмазной и пирроновой субфации; в — пирроновой субфации; г — средневзвешенный состав кимберлитов якутской провинции; д — гранатового перидотита, принимаемого в качестве модели вещества верхней мантии (см. табл. 23); е — меймечита (среднее по 13 анализам); ж — альенита (среднее по 3 анализам) Котуй-Маймечинского района.

Цифрами обозначены фигуративные точки кимберлитов: 1 — Малоботуобинского района, 2 — Мархино-Алакитского поля, 3 — Далдынского поля, 4 — Верхнемунского района, 5 — Омонос-Кутугунского поля, 6 — Лучачанского поля, 7 — Куранахского поля, 8 — Сгоньор-Моторго поля, 9 — Чомурдахского поля, 10 — Нижнекуонамского поля, 11 — Среднекуонамского поля, 12 — Джюкенского поля, 13 — Нижнеукукитского поля, 14 — Мерчимденского поля, 15 — Верхнемолодинского поля, 16 — Куойско-Бенчичинского поля.

условиях не только координатами фигуративных точек, но также по величине и наклону вектора Ст—К.

Для сравнения на эту диаграмму нанесены также фигуративные точки меймечитов и альнеитов Котуй-Маймечинского района и гранатового перидотита, принимаемого в качестве модели вещества верхней мантии платформенных областей (см. табл. 23). Средние содержания показательных элементов в меймечитах и альнеитах вычислены по результатам химических анализов, опубликованных в работе Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егорова [1962].

Преимущества графического сравнения петрохимических особенностей кимберлитов отдельных трубок полей и районов перед визуальным сопоставлением и статистическими оценками значимости расхождения показательных элементов очевидны. Однако в ряде случаев необходимо располагать характеристикой, которая отражала бы количественные особенности химического состава породы в виде одной величины.

Различия наблюдаемых содержаний показательных элементов в породах свидетельствуют о различиях химического состава магмы, сформировавшей эти породы. Тесная генетическая связь кимберлитовых расплавов с верхней мантией в настоящее время не вызывает сомнений, и поэтому возникает вопрос, не являются ли наблюдаемые колебания химического состава кимберлитов следствием изменчивости состава субстрата на различных участках платформы. Несмотря на внешнюю привлекательность этого предположения, оно должно быть отвергнуто, как противоречащее геолого-геофизическим данным. Вещество верхней мантии, судя по геофизическим и геохимическим данным, обладает достаточно выдержанным химическим составом. А поскольку высота подъема кимберлитовых расплавов по механизму зонной плавки в породах верхней мантии измерялась многими десятками километров, то и локальные неоднородности субстрата практически не могли оказывать влияния на конечный химический состав магмы, который усреднялся благодаря значительной протяженности пути движения.

Комплекс петрологических, геохимических и минералогических исследований дает основание заключить, что определяющим фактором наблюдаемой изменчивости химического состава кимберлитов, несомненно, является дифференциация кимберлитовых расплавов, происходившая главным образом в процессе подъема магмы по механизму зонной плавки в породах верхней мантии. Значительно меньшие (на 1—2 порядка) последствия имели кристаллизационная дифференциация и частичная ассимиляция некоторых компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и др.) при движении магмы по разломам в силикатной оболочке.

Одинаковое содержание показательных элементов в кимберлитовых расплавах могло быть достигнуто как в результате «переработки» сравнительно большого объема пород верхней мантии по механизму зонной плавки при относительно невысокой контрастности процесса (т. е. при незначительных отличиях вновь кристаллизовавшихся фаз от состава проплавления пород), так и при обратном соотношении

этих величин. Другими словами, степень дифференциации кимберлитовых расплавов при подъеме их в породах верхней мантии по принципу зонного плавления зависела от контрастности процесса и от соотношения объемов переплавленного вещества и магматического очага, что можно записать в следующем виде:

$$\text{СД} = \text{КД} \cdot \text{ОД}, \quad (\text{VIII-1})$$

где СД — показатель степени дифференциации магмы; КД — показатель контрастности процесса дифференциации; ОД — «объемный показатель» дифференциации.

На фоне общего закономерного изменения химического состава кимберлиты различных диатрем, полей и районов Якутии, даже в случае близости содержаний одного или двух показательных элементов, как правило, отличаются по количественному соотношению других компонентов (см. табл. 7, рис. 22). Значит, контрастность дифференциации кимберлитовых магм по отдельным элементам в различных районах не была постоянной и зависела от специфики формирования расплавов (в первую очередь от особенностей термодинамического режима их эволюции), и поэтому она может служить показателем данной специфики.

Относительную изменчивость концентрации любого из показательных элементов за весь период эволюции расплава можно получить, разделив разность между наблюдаемым содержанием данного элемента в кимберлите ( $I_i^k$ ) и содержанием его в исходной магме на величину содержания этого элемента в породах субстрата ( $I_i^s$ ). Состав исходной магмы принимается идентичным составу субстрата.  $(I_i^k - I_i^s)/I_i^s$  не характеризует контрастность дифференциации, поскольку одинаковые значения этого отношения могут быть получены при различной контрастности за счет изменчивости объема переплавляемого вещества, согласно уравнению (VIII-1).

Для определения контрастности процесса дифференциации кимберлитовых расплавов необходимо выбрать меру, позволяющую оценивать интенсивность накопления (относительную «ассимилятивность») каждого элемента. Критерии для независимого определения интенсивности накопления химических элементов в кимберлитовых расплавах на современном уровне знаний установить не представляется возможным. В связи с этим ограничимся пока оценками относительной интенсивности накопления важнейших показательных элементов по сравнению с каким-либо одним из них. Опорным, или эталонным, элементом, интенсивность накопления которого в расплаве должна быть принята за единицу, в принципе может быть выбран любой из показательных элементов. Однако наиболее удобно в качестве такого компонента принять титан, поскольку он не образует протомажматических минералов и отличается поэтому максимальной интенсивностью при сублинейном законе накопления в кимберлитовых расплавах.

Приняв интенсивность возрастания концентрации титана в кимберлитовых магмах за единицу, легко вычислить относительную интенсивность изменения содержания и остальных показательных

элементов. При возрастании количества титана в магме относительно содержания его в исходном расплаве ( $Ti_c$ ) весовое количество каждого из остальных элементов изменится на величину

$$\frac{(I_i^k - I_i^c) Ti_c}{I_i^c (Ti_k - Ti_c)}$$

Относительная контрастность процесса дифференциации в численном выражении может быть приравнена сумме показателей относительной интенсивности отдельных элементов, и поэтому в случае, когда за эталонный элемент берется титан, выражение для расчетов КД в общей форме примет следующий вид:

$$КД_{Ti}^{(n)} = \frac{(I_1^k - I_1^c) Ti_c}{I_1^c (Ti_k - Ti_c)} + \dots + \frac{(I_{n-1}^k - I_{n-1}^c) Ti_c}{I_{n-1}^c (Ti_k - Ti_c)} + 1, \quad (VIII-2)$$

где  $КД_{Ti}^{(n)}$  — показатель контрастности дифференциации, вычисленный по  $n$  элементам (включая  $Ti$ ); способность к накоплению в расплаве («ассимилятивность»)  $Ti$  принята за единицу.

Рассмотрим возможные способы определения «объемного показателя» дифференциации. Приведенные в гл. III и VII расчеты могут служить лишь для самой общей ориентировочной оценки вероятных объемов магматических очагов и пород верхней мантии, переплавленных при движении кимберлитовых расплавов по механизму зонной плавки. Надежные способы определения абсолютного объема как магматических очагов, так и переплавляющихся пород верхней мантии пока неизвестны.

В связи с невозможностью независимых определений ОД приходится искать пути для оценок относительной интенсивности этого показателя по косвенным данным. В качестве косвенных данных может быть использована, в частности, степень изменения содержания одного из показательных элементов в расплаве по сравнению с количеством его в исходной магме, т. е. отношение  $I_i^k/I_i^c$ . Коррелируемость вычисленных таким способом относительных значений ОД с действительной величиной этого показателя зависит главным образом от степени постоянства «ассимилятивности» избранного (реперного) элемента в кимберлитовых расплавах. Среди важнейших показательных элементов кимберлитов, как следует из вышеприведенной краткой характеристики каждого из них, наибольшим постоянством «ассимилятивности» обладает, по-видимому, титан. Допускать полную неизменность контрастности процесса дифференциации кимберлитовых расплавов даже в отношении титана, конечно, нельзя: вполне вероятно, что она убывала по мере повышения в расплаве концентрации данного компонента. Однако имеющиеся материалы дают основание предполагать, что при равенстве содержаний титана интенсивность его накопления в кимберлитовых расплавах, отличавшихся по фаціальным условиям формирования и химическому составу, в первом приближении может считаться постоянной. Характер

изменения «ассимилятивности» титана по мере роста его концентрации в расплаве с достаточной надежностью определить затруднительно, но для оценок относительной величины ОД это, по-видимому, несущественно.

На основании изложенного следует заключить, что относительная величина ОД может быть выражена посредством отношения  $Ti_k/Ti_c$ , т. е.

$$ОД_{Ti} = f\left(\frac{Ti_k}{Ti_c}\right). \quad (VIII-3)$$

При контрастности процесса дифференциации, принятой в уравнении III-2, содержание титана в расплаве возрастает на  $Ti_c$  после «переработки» пород верхней мантии в количестве, равном удвоенному объему магматического очага. Однако из-за очевидной приближенности этой оценки и отмеченного выше вероятного убывания «ассимилятивности» титана при повышении его содержания в расплаве, а также в связи с относительным характером  $ОД_{Ti}$ , формула (VIII-3) может быть переписана следующим образом:

$$ОД_{Ti} = \frac{Ti_k}{Ti_c}. \quad (VIII-4)$$

Располагая формулами (VIII-2) и (VIII-3) и учитывая формулу (VIII-4), нетрудно вывести выражение для приближенных оценок относительной изменчивости степени дифференциации кимберлитовых расплавов, которое в общей форме имеет вид

$$СД_{Ti}^{(n)} = \left[ \frac{(I_1^k - I_1^c) Ti_c}{I_1^c (Ti_k - Ti_c)} + \dots + \frac{(I_{n-1}^k - I_{n-1}^c) Ti_c}{I_{n-1}^c (Ti_k - Ti_c)} + 1 \right] \cdot \frac{Ti_k}{Ti_c}, \quad (VIII-5)$$

а для упрощения вычислительных операций легко преобразуется в

$$СД_{Ti}^n = \left( \frac{I_1^k - I_1^c}{I_1^c} + \dots + \frac{I_{n-1}^k - I_{n-1}^c}{I_{n-1}^c} + \frac{Ti_k - Ti_c}{Ti_c} \right) \cdot \frac{Ti_k}{Ti_k - Ti_c}. \quad (VIII-6)$$

Вычисление  $СД_{Ti}^{(n)}$  с помощью формулы (VIII-6) целесообразно проводить в случаях, когда требуется определить лишь величину данного показателя. Между тем для сравнения процессов формирования различных пород имеет значение не только достигнутая расплавами суммарная степень дифференциации, но и величины частных показателей контрастности по отдельным элементам, которые содержат важную информацию об энергетическом балансе и других особенностях процесса. Таким образом, относительно большая трудоемкость вычисления  $СД_{Ti}^{(n)}$  по формуле (VIII-5) компенсируется получением дополнительных данных о генетических особенностях изучаемых пород.

Необходимые для расчетов  $СД_{Ti}^{(n)}$  значения  $I_i^c$ , т. е. содержания отдельных показательных элементов в исходном расплаве, согласно представлениям о зарождении кимберлитовых магм в результате локального плавления поднимавшегося конвективными потоками субстрата, должны быть приравнены содержанию соответствующих элементов в породах верхней мантии. При вычислении титанового

показателя степени дифференциации по пяти важнейшим показательным элементам и гранато-перидотитовой модели вещества верхней мантии (см. табл. 23) формула (VIII-5) будет иметь вид

$$СД_{Ti}^{(5)} = \left[ \frac{(Fe_K - 5,50) \cdot 0,036}{5,50 (Ti_K - 0,036)} + \frac{(Al_K - 1,25) \cdot 0,036}{1,25 (Ti_K - 0,036)} + \frac{(K_K - 0,12) \cdot 0,036}{0,12 (Ti_K - 0,036)} + \frac{(Cr_K - 0,13) \cdot 0,036}{0,13 (Ti_K - 0,036)} + 1 \right] \cdot \frac{Ti_K}{0,036} \quad (VIII-7)$$

Абсолютная величина  $СД_{Ti}^{(n)}$ , получаемая по формулам (VIII-5) — (VIII-7), зависит от  $I_i^c$ , значения которых определяются принимаемой моделью вещества верхней мантии. И хотя из-за относительного характера  $СД$  абсолютная величина его сама по себе смысловой нагрузки не несет, следует иметь в виду, что в силу отмеченных обстоятельств сравнение относительных значений  $СД_{Ti}^{(n)}$  для кимберлитов отдельных диатрем, полей и районов правомочно лишь при вычислении их с использованием единой модели субстрата. Результаты вычисления  $СД_{Ti}^{(5)}$  кимберлитов отдельных полей и районов Якутии на основе принимаемой нами модели (см. табл. 23) и при допущении идентичности субстрата «среднему гранатовому перидотиту» из кимберлитов (см. табл. 10), приведенные в табл. 28, свидетельствуют, что, несмотря на расхождение абсолютных значений, относительная величина  $СД_{Ti}^{(5)}$  в обоих случаях вполне выдержана.

Кимберлиты алмазной субфации характеризуются невысокими значениями  $СД_{Ti}^{(5)}$  (23,14—28,98) и минимальной средневзвешенной величиной этого коэффициента (27,56). В полях совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций  $СД_{Ti}^{(5)}$  колеблется в пределах 32,89—73,68, составляя в среднем 59,38.  $СД_{Ti}^{(5)}$  кимберлитов пироповой субфации изменяется от 25,50 до 47,28, а в среднем по данной группе значение этого коэффициента составляет 44,37.

Существенные особенности процесса дифференциации магм, формировавших кимберлиты в различных полях, выявляются также при сравнении частных показателей контрастности и в первую очередь  $КД_{Ti}^{Fe}$ . В силу того что тепловой баланс кинематической дифференциации ультраосновных магм определяется главным образом соотношением  $Mg : Fe$  у вновь кристаллизовавшихся фаз и проплавляемых пород субстрата,  $КД_{Ti}^{Fe}$  является одним из важнейших показателей физико-химической обстановки процесса формирования кимберлитовых расплавов, характеризуя, в частности, энергетическую направленность эволюции их в подкоровых глубинах.

Приведенные в табл. 28 значения  $КД_{Ti}^{Fe}$  для кимберлитов различных полей Якутии свидетельствуют в пользу предположения о том, что продвижение по механизму зонной плавки магматических очагов, расположенных в периферийных частях конвективных потоков субстрата, требовало относительно высокой генерации тепла в процессе кинематической дифференциации их, в то время как аналогичные процессы в приосевых зонах потоков могли идти при незначительном выделении или даже с поглощением тепла. Так, у кимберлитов алмазной субфации, расплавы которых формировались в приосевых

частях мобилизованных масс субстрата, средневзвешенный  $KD_{Ti}^{Fe}$  близок к нулю (0,0002), а частные значения данного коэффициента по отдельным полям выражаются даже отрицательными величинами. Существенно более высокими значениями  $KD_{Ti}^{Fe}$  обладают породы в полях совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а также «чисто» пироповой субфации. У кимберлитов, развитых в полях первой из указанных групп,  $KD_{Ti}^{Fe}$  составляет 0,0054—0,0105, в среднем — 0,0080; у кимберлитов из полей второй группы величина этого коэффициента лежит в пределах 0,0064—0,0178 при средней величине, равной 0,0103. Полученные результаты хорошо уязвляются с несколько повышенной железистостью интрателлурических вкрапленников оливина в кимберлитах алмазной субфации по сравнению с аналогичными вкрапленниками из кимберлитов пироповой субфации (см. табл. 12).

Тот факт, что кимберлиты пироповой субфации при умеренной величине  $SD_{Ti}^{(5)}$  характеризуются максимальными значениями  $KD_{Ti}^{Fe}$ , находится в полном соответствии с представлениями о минимальной глубине зарождения (а значит, и пути подъема до коры) сформировавших эти породы расплавов и о необходимости максимальной (по сравнению с кимберлитами других субфаций) генерации тепла для осуществления подъема и процесса кинематической дифференциации по механизму зонной плавки.

Дополнительным, хотя и косвенным подтверждением предположения об энергетической причинности отличий  $KD_{Ti}^{Fe}$  у разнофациальных кимберлитов может служить тот факт, что контрастность дифференциации их расплавов по алюминию и калию, мало зависящих от теплового баланса процесса, колебалась в узких пределах (см. табл. 28).

---

## ГЛАВА IX

### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Образование кимберлитов явилось итогом весьма сложных физико-химических и геологических процессов, начинавшихся в подкоровых глубинах и заканчивавшихся в приповерхностных условиях. Анализ и выявление даже главнейших закономерностей и особенностей таких процессов на современном уровне знаний представляют большие, а чаще практически непреодолимые трудности. В связи с этим пока можно представить лишь качественную схему формирования

кимберлитов и комагматических с ними порфировых ультраосновных пород, которая позволит систематизировать имеющиеся материалы по геологии, петрографии и минералогии коренных месторождений алмазов и наметить некоторые тенденции процессов их образования.

Формирование кимберлитов и родственных им порфировых ультраосновных пород может быть разделено на три основные стадии: интрузивную, эксплозивную и постмагматическую, каждая из которых распадается на несколько этапов.

## **ИНТРУЗИВНАЯ СТАДИЯ**

Интрузивная стадия включает три главнейших этапа: интрателлурический, плутонический и гипабиссальный. Аналогичное подразделение интрузивной стадии формирования кимберлитов предлагалось и ранее [Милашев, 1960б, 1961, 1965, 1968а, в; Милашев и др., 1963; Рабкин, Милашев, 1960]. Однако следует отметить, что в работах, опубликованных до 1964 г., механизм подъема расплава в мантии не рассматривался, а обогащение магмы литофильными элементами связывалось исключительно с явлениями ассимиляции при движении ее в сиалической оболочке. В более поздних работах при анализе и объяснении петрологических и геохимических особенностей кимберлитов различных районов использовались принципы кинематической дифференциации, которая связывалась с подъемом магмы в породах верхней мантии по механизму зонного плавления. Дальнейшее развитие эти представления получают в данной работе.

С учетом отмеченной во введении направленности выполненных исследований, конечной целью которых явилась разработка критериев для прогнозирования месторождений высокосортных алмазов, наибольшее внимание уделено анализу процессов на интрателлурическом этапе, поскольку именно в этот период происходила кристаллизация и, следовательно, формировались главнейшие свойства алмазов. Вместе с тем некоторые свойства алмазов обусловлены процессами, протекавшими на плутоническом и последующих этапах образования кимберлитов, и поэтому на вопросе о зависимости качественных признаков алмазов от условий образования кимберлитов целесообразно остановиться после рассмотрения физико-химических особенностей всего процесса формирования алмазоносных пород. В связи с этим рассмотрение указанного вопроса приведено в следующей главе настоящей работы.

### **Интрателлурический этап**

При зарождении и в начальный период движения среди пород верхней мантии расплав был близок по составу к исходному субстрату. Минеральный состав выделявшихся из расплава кристаллических фаз на первом и последующих этапах подъема зависел от нескольких факторов. В качестве важнейших из них могут быть указаны химический состав расплава, термодинамические условия системы, а также структура расплава, которая в значительной степени

обусловливалась структурой минералов, слагающих проплавленные породы верхней мантии. Оценки температуры и давления кимберлитовых расплавов на различных этапах их формирования приведены в гл. V и VI. Результаты этих оценок суммированы на рис. 23.

Термодинамические расчеты с использованием методов классической термодинамики позволяют определять возможность и направление процессов, строить температурные и концентрационные поля устойчивости продуктов реакций в условиях равновесного состояния,

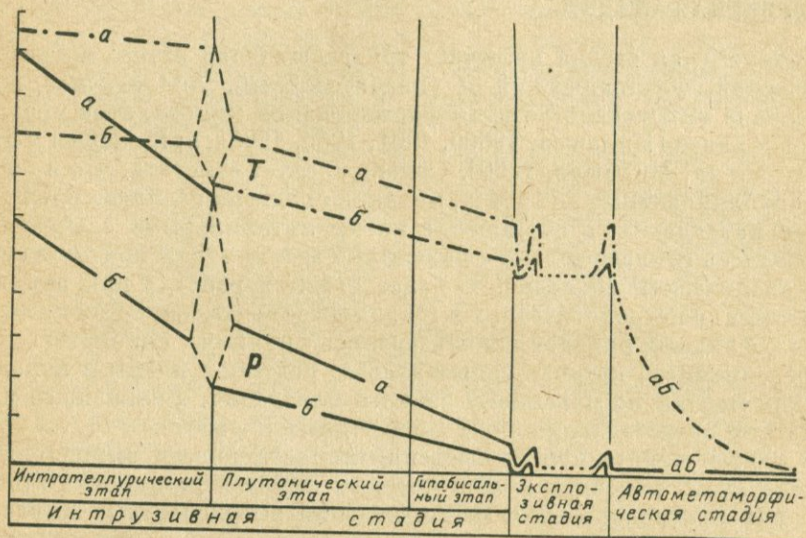


Рис. 23. Принципиальный характер изменения температуры  $T$  и давления  $p$  в процессе формирования кимберлитов алмазной (а) и пирроновой (б) субфаций. График построен по результатам оценок температур и давлений, приведенных в гл. V и VI. Масштаб одного деления на оси ординат  $T = 200^\circ \text{C}$ , для  $p = 7,5 \text{ кбар}$ .

но каким путем и с какой скоростью это равновесное состояние достигается, зависит от кинетики процесса. В тех случаях, когда структуры наиболее предпочтительных в термодинамическом отношении соединений будут в наименьшей степени отличаться от структуры расплава, из которого они выкристаллизуются, эти соединения будут наиболее предпочтительны и в кинетическом отношении. Если же структуры продуктов, наиболее выгодных в энергетическом отношении, далеки от структуры расплава, то возникают кинетические трудности прямой кристаллизации их, и поэтому первыми будут образовываться промежуточные, энергетически менее выгодные соединения, но близкие по структуре к расплаву. Такие соединения, являясь термодинамически неустойчивыми, в дальнейшем могут превращаться в энергетически более выгодные, способствуя минимизации свободной энергии системы [Бабушкин, Мчедлов-Петросян, 1966].

При оценках вероятной структуры кимберлитовых расплавов следует иметь в виду, что в процессе нагревания кристаллических веществ до температуры плавления увеличение теплового движения атомов приводит, как известно, к разрушению кристаллической решетки. Однако известно также, что при температурах, несущественно превышающих температуру ликвидуса, разрушаются не все связи между атомами. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что скрытая теплота плавления составляет обычно лишь небольшую часть всей энергии, необходимой для разрушения кристаллической структуры (теплота сублимации).

Удельный вес, показатели преломления и некоторые другие физические свойства стекол силикатных минералов имеют в целом тот же порядок, что и кристаллы. Значит, в стекле, несмотря на отсутствие свойственных минералам кристаллических решеток, имеются некоторые элементы строения, характерные для силикатов вообще. Кристаллическая структура силикатов характеризуется наличием кремнекислородных тетраэдров, присутствием которых и действующими в них связями атомов определяются главнейшие физические свойства силикатов. Естественно предположить, что и в стеклах, а при температурах, близких к ликвидусу, по-видимому, и в силикатных расплавах существуют аналогичные кремнекислородные тетраэдры. Однако, если в стеклах тетраэдры «неподвижно» связаны между собой, образуя беспорядочную пространственную решетку, то в расплавах они могут перемещаться под влиянием незначительных воздействий, обуславливая текучесть расплава.

Присущая силикатным расплавам электропроводность свидетельствует об электролитической диссоциации, т. е. о присутствии в этих расплавах ионов. Петрологические, минералогические и геохимические наблюдения дают основание предполагать, что значительная часть ионов в магмах имеет сложный состав, т. е. является комплексными анионами (Щербина, 1953, 1964).

Кимберлитовая магма зарождалась и поднималась по механизму зонной плавки в веществе верхней мантии, состав которого, вероятно, близок к гранатовым перидотитам (см. гл. III). Температура магмы, по-видимому, незначительно превышала температуру плавления этих пород, и поэтому в составе магмы существенную роль играли, очевидно, кремнекислородные тетраэдры. Часть тетраэдров, вероятнее всего, входила в состав комплексных анионов, структура которых наследовала, по-видимому, некоторые особенности строения исходных (расплавляемых) веществ.

Гранатовый перидотит, принимаемый в качестве модели пород верхней мантии, обладая существенно оливиновым составом, содержит примерно 11% ромбического и 5% моноклинного пироксенов, около 9% пиропового граната, а также небольшое количество хромшпинелидов и некоторых других минералов.

С учетом влияния структуры расплава на кинематическую предпочтительность выделения кристаллических фаз и вероятной зависимости структуры магмы от строения минеральных компонентов подвергнувшегося плавлению субстрата процесс частичной кристаллизации

Таблица 28

Средние показатели контрастности и степени дифференциации кимберлитов раз состава пород верхней мантии

Название полей и районов	При составе верхней мантии согласно табл.					КД <sub>Тl</sub> <sup>(5)</sup>
	Частные показатели контрастности процесса					
	$\frac{(Fe-5,50) \cdot 0,036}{5,50 \cdot (Ti-0,036)}$	$\frac{(Al-1,25) \cdot 0,036}{1,25 \cdot (Ti-0,036)}$	$\frac{(K-0,42) \cdot 0,036}{0,42 \cdot (Ti-0,036)}$	$\frac{(Cr-0,43) \cdot 0,036}{0,43 \cdot (Ti-0,036)}$	$\frac{(Ti-0,036) \cdot 0,036}{0,036 \cdot (Ti-0,036)}$	

## Районы и поля развития ким

Малоботубинский	0,0005	0,0347	0,1885	-0,0165	1	1,2072
Далдынское	-0,0002	0,0135	0,0740	-0,0115	1	1,0758
Мархино-Алакитское	-0,0012	0,0070	0,0839	-0,0007	1	1,0890
Верхнемунский	0,0058	0,0021	0,1009	0,0092	1	1,1180
Средневзвешенное по группе	0,0002	0,0122	0,0858	-0,0079	1	1,0902

## Районы и поля совместного развития ким

Омонс-Кутугунское	0,0065	0,0122	0,1728	-0,0072	1	1,1842
Чомурдахское	0,0092	0,0101	0,1169	-0,0055	1	1,1307
Огоньор-Моторчунское	0,0054	0,0174	0,0818	-0,0080	1	1,0966
Лучакапское	0,0094	0,0194	0,1914	-0,0080	1	1,2122
Куранахское	0,0105	0,0224	0,2812	-0,0132	1	1,3009
Среднекуонамское	0,0087	0,0132	0,0924	0,0002	1	1,1145
Нижнекуонамское	0,0107	0,0244	0,2023	-0,0079	1	1,2295
Средневзвешенное по группе	0,0076	0,0162	0,1389	-0,0072	1	1,1555

## Поля и районы развития ким

Джюкенское	0,0178	0,0077	0,1495	-0,0142	1	1,1608
Нижнеукитское	0,0106	0,0271	0,1183	-0,0059	1	1,1501
Мерчимденское	0,0064	0,0080	0,2530	-0,0106	1	1,2568
Куйокско-Беечимское	0,0143	0,0068	0,1374	-0,0111	1	1,1474
Верхнемолодинское	0,0068	0,0175	0,2632	-0,0182	1	1,2693
Средневзвешенное по группе	0,0103	0,0123	0,2195	-0,0134	1	1,2287
Средневзвешенное по Якутии	0,0031	0,0135	0,1105	-0,0082	1	1,1189

23

При составе верхней мантии, аналогичном «среднему гранатовому перидотиту» из кимберлитов (см. табл. 10)

Частные показатели контрастности процесса

ОД <sub>Ti</sub>	СД <sub>Ti</sub> <sup>(5)</sup>						КД <sub>Ti</sub> <sup>(5)</sup>	ОД <sub>Ti</sub>	СД <sub>Ti</sub> <sup>(5)</sup>
		$\frac{(Fe-5,48) \cdot 0,018}{5,48 \cdot (Ti-0,018)}$	$\frac{(Al-1,24) \cdot 0,018}{1,24 \cdot (Ti-0,018)}$	$\frac{(K-0,12) \cdot 0,018}{0,12 \cdot (Ti-0,018)}$	$\frac{(Cr-0,13) \cdot 0,018}{0,13 \cdot (Ti-0,018)}$	$\frac{(Ti-0,018) \cdot 0,018}{0,018 \cdot (Ti-0,018)}$			

берлитов алмазной субфации

19,17	23,14	0,0003	0,0173	0,0918	-0,0080	1	1,1014	38,33	42,22
26,94	28,98	-0,00004	0,0069	0,0359	-0,0056	1	1,0372	53,89	55,90
23,89	26,02	-0,0005	0,0036	0,0406	-0,0004	1	1,0433	47,78	49,85
24,17	27,02	0,0029	0,0012	0,0489	0,0045	1	1,0575	48,33	51,11
25,28	27,56	0,0001	0,0061	0,0421	-0,0043	1	1,0440	50,56	52,79

берлитов алмазной и пироповой субфаций

62,22	73,68	0,0033	0,0061	0,0859	-0,0035	1	1,0918	124,44	135,86
35,83	40,51	0,0046	0,0051	0,0577	-0,0024	1	1,0650	71,67	76,33
51,94	56,96	0,0027	0,0088	0,0405	-0,0037	1	1,0483	103,89	108,91
48,89	59,26	0,0047	0,0098	0,0947	-0,0040	1	1,1052	97,78	108,07
25,28	32,89	0,0052	0,0112	0,1383	-0,0069	1	1,1478	50,56	58,03
56,11	62,53	0,0044	0,0067	0,0458	0,0001	1	1,0570	112,22	118,62
41,39	50,89	0,0054	0,0122	0,0997	-0,0042	1	1,1131	82,78	92,14
51,39	59,38	0,0038	0,0082	0,0687	-0,0036	1	1,0771	102,78	110,70

берлитов пироповой субфации

37,22	43,21	0,0089	0,0040	0,0738	-0,0070	1	1,0797	74,44	80,37
41,11	47,28	0,0053	0,0136	0,0587	-0,0026	1	1,0750	82,22	88,39
37,22	46,79	0,0032	0,0041	0,1248	-0,0052	1	1,1269	74,44	83,89
22,22	25,50	0,0071	0,0035	0,0672	-0,0059	1	1,0719	44,44	47,63
33,89	43,02	0,0034	0,0088	0,1297	-0,0090	1	1,1329	67,78	76,79
36,11	44,37	0,0051	0,0062	0,1053	-0,0066	1	1,1100	72,22	80,16
31,11	34,81	0,0016	0,0068	0,0544	-0,0040	1	1,0588	62,22	65,88

кимберлитовых расплавов при движении их по механизму зонной плавки может быть представлен следующим образом. На первом этапе движения в веществе верхней мантии, пока расплав сравнительно мало отличался по составу от пород субстрата происходила интенсивная кристаллизация оливина, являвшегося наиболее предпочтительной фазой как в термодинамическом, так и в кинетическом отношении.

При nasledовании расплавами некоторых структурных особенностей минеральных компонентов проплавляемого субстрата среди вновь кристаллизующихся фаз, помимо оливина, могли присутствовать гранат, энстатит и клинопироксен, что учитывалось при выводе уравнения (III-2).

Некоторые выводы могут быть сделаны и в отношении основных тенденций изменения состава вновь кристаллизовавшихся фаз по сравнению с минералами, слагающими породы субстрата.

Состав оливина — важнейшего минерала кимберлитов — при эволюции расплавов по принципу зонной плавки, вероятно, не оставался постоянным, варьируя в зависимости от местоположения магматического очага относительно центральной части охваченного конвективными течениями вещества верхней мантии. С учетом отмеченной в гл. VII специфики теплового режима зарождения и эволюции кимберлитовых расплавов в различных зонах «всплывшего» блока можно предполагать, что в очагах, приуроченных к осевой зоне, вновь кристаллизующийся оливин мало, а в очагах из периферийных зон — несколько в большей степени превышал по содержанию магнезиального компонента оливин, входящий в состав проплавляемых пород.

Полученный вывод находится в соответствии с петрологическими данными. Кимберлиты алмазной субфации, сформированные расплавами, зарождение и эволюция которых по комплексу признаков должны быть отнесены к осевым частям конвективных потоков в субстрате, характеризуются меньшим средним содержанием железа, чем гранатовые перидотиты «родственных включений» и выведенной на их основе модели вещества верхней мантии (см. табл. 23). Частный показатель контрастности процесса подкоровой эволюции расплавов по железу — например,  $KD_{Ti}^{Fe}$  — для таких пород близок к нулю, а в отдельных случаях выражается даже отрицательной величиной (табл. 28). Кимберлиты в полях совместного «развития алмазной и пироповой субфаций и «чисто» пироповой субфации, расплавы которых формировались в периферийных зонах мобилизованных масс вещества верхней мантии, обладают существенно более высоким содержанием железа (см. табл. 7) и характеризуются положительной величиной  $KD_{Ti}^{Fe}$  (см. табл. 28).

В связи с высокой магнезиальностью оливина в породах верхней мантии (~92% форстерита) и ограничений, накладываемых требованиями равновесия между расплавом и выделяющимися из него кристаллами, значительное увеличение магнезиальности вновь кристаллизующегося оливина невозможно.

Изложенные обстоятельства, а также тот факт, что средневзвешенное содержание железа в кимберлитах Якутии несколько выше,

чем в родственных включениях гранатовых перидотитов, легли в основу общей (осредненной) схемы кинематической дифференциации кимберлитовых расплавов. По этой схеме количество оливина и содержание форстеритового компонента во вновь кристаллизовавшихся фазах лишь на 0,75% превышают соответствующие характеристики оливина в принимаемой модели пород верхней мантии (см. уравнение III-2).

Изменения количественных соотношений магнезиального и железистого компонентов во вновь кристаллизующихся пироксенах по сравнению с составом аналогичных минералов субстрата определялись и ограничивались, по всей вероятности, факторами, указанными при рассмотрении изменчивости состава оливина. На составе пироксенов, несомненно, сказывались также изменения давления, поскольку экспериментальные исследования [Бойд, Ингленд, 1968; Мак-Грегор, Рингвуд, 1968] свидетельствуют о наличии обратной пропорциональной зависимости между величиной давления и содержанием полуторных окислов в моноклинных и ромбических пироксенах. Отсюда следует, что пироксены, выделявшиеся из кимберлитовой магмы, должны обладать повышенным содержанием  $Al_2O_3$  и отчасти  $Fe_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  по сравнению с пироксенами проплавленого магмой вещества, поднятого конвективными течениями из областей верхней мантии, где господствовали существенно более высокие давления.

Относительно меньшая величина давлений на глубинах зарождения и последующего подъема кимберлитовых магм по сравнению с давлениями, при которых формировались вмещающие и породившие их породы глубинного субстрата, отражалась также на составе и других минералов. Так, например, вследствие изменения термодинамической обстановки и главным образом падения давления происходило уменьшение магний-хромового компонента во вновь кристаллизующихся гранатах. Неуклонное снижение давления в ходе радиального перемещения кимберлитовых очагов приводило постепенно к почти полному исчезновению магний-хромового компонента в гранатах, а затем и к убыванию доли пиропового компонента в их составе.

На основании всего изложенного следует заключить, что в начальный период подкоровой эволюции кимберлитовых расплавов большая часть выделявшихся из них кристаллических фаз была представлена высокомагнезиальным оливином, наряду с которым в небольшом количестве могли выделяться магний-хромово-пироповый гранат, энстатит и, по-видимому, диопсид. Подавляющая масса продуктов кристаллизации отлагалась в основании расплавленной зоны, компенсируя радиальное перемещение ее кровли. Часть выделившихся кристаллов и небольшие куски нерасплавившихся пород мантии захватывались конвективными потоками расплава и поддерживались во взвешенном состоянии. Движение магмы способствовало слипанию фенокристаллов и приводило к образованиюglomerофорфировых сростков. Такие сегрегационные обособления протоматматических вкрапленников постоянно присутствуют в кимберлитах и описываются обычно под названием «родственные включения».

Родственные включения в кимберлитах центральных районов провинции имеют, как уже отмечалось, почти исключительно дунитовый и гранато-перидотитовый состав. В кимберлитах, развитых в промежуточных и периферийных зонах, наряду с дунитовыми и перидотитовыми, широко распространены включения пироксенитов и гранатовых пироксенитов. Появление последних свидетельствует, вероятно, о возникновении качественных изменений состава магмы в ходе подкорковой эволюции, и поэтому интрателлурический этап, по-видимому, может быть разделен на два периода, специфические особенности которых вытекают из нижеприводимого анализа.

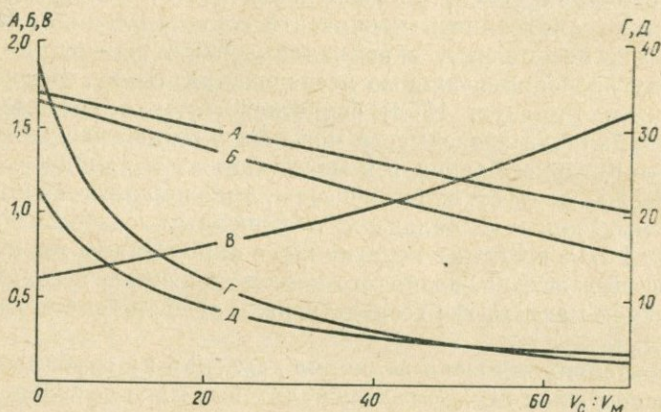


Рис. 24. Отношения молекулярных количеств важнейших компонентов в кимберлитовых расплавах, достигавшиеся в итоге зонного плавления различных объемов пород верхней мантии  $V_c$  (по сравнению с равным объемом магматического очага  $V_m$ ) при вытекающей из уравнения III-2 контрастности процесса.

Численные значения соответствующих величин приведены в табл. 29.  
 А —  $(MgO + FeO + CaO) : SiO_2$ ; Б —  $(MgO + FeO) : SiO_2$ ; В —  $(SiO_2 + CaO) : (MgO + FeO)$ ; Г —  $(MgO + FeO) : CaO$ ; Д —  $SiO_2 : CaO$ .

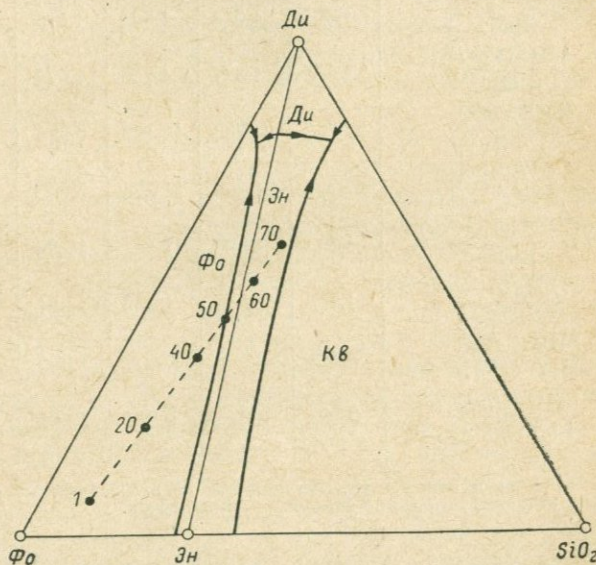
По мере радиального движения кимберлитовых расплавов, сопровождавшегося проплавлением все новых порций вещества мантии, химический состав магмы постепенно менялся. Из результатов экспериментальных исследований по зонному плавлению ультраосновных пород и принимаемого уравнения баланса вещества (III-2) следует, что кимберлитовые расплавы в процессе подъема обогащались  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ , щелочами и некоторыми другими компонентами. Развитие этого процесса приводило к существенным изменениям химического состава магмы, которые не могли не отразиться на составе кристаллизовавшихся фаз и в первую очередь на количественном соотношении оливина и пироксенов.

Уравнение (III-2), отражающее принципиальный характер эволюции химического состава и среднюю контрастность кинематической дифференциации кимберлитовых расплавов, может быть использовано в комплексе с экспериментальными данными для приближенных оценок объема пород верхней мантии, переплавление которых «обеспечивало» различную степень дифференциации кимберлитовых

расплавов, и в частности, возможность образования пироксенитовых сегрегаций.

С этой целью воспользуемся данными табл. 24 и вычислим количественное соотношение важнейших компонентов в магме после переплавления различного объема пород верхней мантии (табл. 29). Более наглядно характер изменчивости отношений между молекулярными количествами этих компонентов выступает на соответствующих графиках (рис. 24). Химический состав систем при равновесной кристаллизации оливина и пироксенов с удовлетворительной степенью приближенности может быть установлен по результатам экспериментального изучения системы  $MgO-CaO-SiO_2$ . Воспользуемся

Рис. 25. Схематическая диаграмма фазовых равновесий при давлении около 10 кбар [Йодер, Тилли, 1965] с фигуративными точками вероятного состава кимберлитовых расплавов, достигавшегося в итоге зонного плавления различного объема вещества верхней мантии при заданном уравнением III-2 контрастности процесса. Цифры у фигуративных точек соответствуют отношению объема переплавленного вещества мантии к объему магматического очага (см. табл. 24).



диаграммой фазовых равновесий  $\Phi_0-Эн-Ди-Кв$  при давлении около 10 кбар, приведенной в работе Г. С. Йодера и К. Э. Тилли [1965]. Нанесем на нее фигуративные точки вероятного состава кимберлитовых расплавов, достигавшегося в итоге зонного плавления различного объема вещества верхней мантии при заданном уравнением (III-2) контрастности процесса (рис. 25). Полученные результаты свидетельствуют о том, что состав кимберлитовых расплавов достигал области совместной кристаллизации оливина и пироксена после «переработки» примерно 50-кратного объема пород верхней мантии. Однако поскольку граница фазового равновесия  $\Phi_0-Эн$  при повышении давления несколько смещается к вершине  $\Phi_0$ , то в кимберлитовых расплавах, давление которых на интрателлурическом этапе существенно превышало 10 кбар (см. гл. VI и рис. 23), совместная кристаллизация оливина и пироксенов могла начинаться после переплавления примерно 45-кратного объема вещества верхней мантии.

Таблица 29

Величина отношений молекулярных количеств важнейших компонентов в кимберлитовых расплавах (по данным табл. 24\*)

	Исходный расплав	Отношение объема переплавленного вещества к объему магматического очага					
		2	20	40	50	60	70
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{CaO}}$	22,750	19,486	8,831	5,567	4,821	4,165	3,727
$\frac{\text{MgO} + \text{FeO}}{\text{SiO}_2}$	1,659	1,628	1,378	1,118	1,004	0,879	0,763
$\frac{1,087 \text{ MgO}}{\text{SiO}_2}$	1,662	1,627	1,356	1,071	0,947	0,809	0,683
$\frac{\text{MgO} + \text{FeO}}{\text{CaO}}$	37,747	31,730	12,169	6,224	4,830	3,659	2,844
$\frac{1,087 \text{ MgO}}{\text{CaO}}$	37,794	31,703	11,976	5,963	4,564	3,368	2,546
$\frac{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{CaO}}{\text{SiO}_2}$	1,703	1,680	1,491	1,298	1,211	1,119	1,031
$\frac{1,087 \text{ MgO} + \text{CaO}}{\text{SiO}_2}$	1,705	1,678	1,469	1,251	1,154	1,049	0,952
$\frac{\text{SiO}_2 + \text{CaO}}{\text{MgO} + \text{FeO}}$	0,629	0,646	0,808	1,055	1,203	1,411	1,662
$\frac{\text{SiO}_2 + \text{CaO}}{1,087 \text{ MgO}}$	0,603	0,646	0,821	1,101	1,275	1,533	1,856

\* Различия в степени ассимиляции  $\text{H}_2\text{O}$  и второстепенных компонентов не сказываются на величине отношений остальных компонентов.

Продолжение подъема кимберлитовой магмы по механизму зонной плавки сопровождалось дальнейшей эволюцией ее химического состава, вследствие чего наряду с выделением энстатита становилась возможной и кристаллизация диопсида.

Включения пироксенитов и гранатовых пироксенитов практически отсутствуют в кимберлитах алмазной субфации, но постоянно встречаются в кимберлитах из полей совместного развития пород алмазной и пироповой, а также чисто пироповой субфаций (см. гл. I, II). Отмеченные качественные отличия родственных включений в разнофациальных кимберлитах с изложенных позиций могут рассматриваться как свидетельство того, что расплавы кимберлитов алмазной субфации в процессе подъема по механизму зонной плавки перерабатывали менее 45—50-кратного объема субстрата (по сравнению с объемом магматического очага).

Подвижность магния, кальция и кремния при характерных для кимберлитов постмагматических процессах не позволяет, к сожалению, вычислить отношения  $(\text{MgO} + \text{FeO}) : \text{SiO}_2$  и  $(\text{MgO} + \text{FeO}) : \text{CaO}$  по результатам химических анализов пород и оценить с их

помощью относительный объем вещества, переплавленного в период подкорового формирования кимберлитов различных районов. Вместе с тем приближенные оценки относительного количества субстрата, подвергнутого зонной плавке в процессе подкоровой эволюции кимберлитовых магм, сформировавших кимберлиты различных районов, могут быть проведены с помощью уже упоминавшегося в гл. VIII «объемного показателя дифференциации», в основе которого лежит отношение  $T_{i_k} : T_{i_c}$ , согласно формуле (VIII-3).

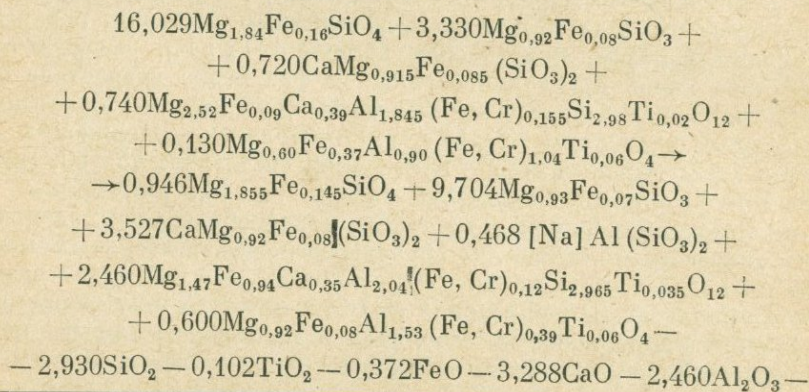
При средней контрастности процесса дифференциации, согласно уравнению (III-2), содержание титана в расплаве возрастает на  $T_{i_c}$  после переработки пород мантии в количестве 1,833, т. е. близком удвоенному объему магматического очага. Если так, то величина  $2T_{i_k} : T_{i_c}$  может служить приближенным показателем соотношения объемов магматического очага и пород субстрата, переплавленных в процессе формирования кимберлитов соответствующего поля, района и т. п. Отношения  $2T_{i_k} : T_{i_c}$  у кимберлитов алмазной субфации по отдельным полям колеблются в пределах 38—54, а в среднем по группе составляют около 50. В полях совместного нахождения кимберлитов алмазной и пироповой субфаций величина указанного отношения составляет 51—124, а средневзвешенное по группе равно 103. У кимберлитов пироповой субфации  $2T_{i_k} : T_{i_c}$  в отдельных полях изменяется от 44 до 75 при средневзвешенном значении, равном 72.

Таким образом, критическая величина  $V_c : V_m$ , выше которой в составе вновь кристаллизовавшихся фаз резко возрастала роль пироксенов, как с учетом экспериментальных данных, так и по наблюдаемым значениям  $2T_{i_k} : T_{i_c}$  у кимберлитов, содержащих и не содержащих пироксенитовые включения, составляет 45—50. Вполне удовлетворительная сходимость оценок  $V_c : V_m$ , полученных разными методами с помощью не только порообразующих элементов, но и аксессуарного титана, не образующего самостоятельных минералов на первом этапе магматической стадии, подтверждает возможность использования уравнения (III-2) в качестве модели процессов эволюции кимберлитовых расплавов в «допироксенитовый» период интрателлурического этапа. При этом следует иметь в виду, что, поскольку контрастность зонной плавки зависела от термодинамической обстановки и не оставалась постоянной у разнофациальных кимберлитов, оценки  $V_c : V_m$ , получаемые при использовании уравнения (III-2), являются, по существу, приведенными к условиям единой средней контрастности процесса. Такие приведенные к «общему знаменателю» результаты сопоставимы и поэтому удобны для сравнений и анализа. Вместе с тем получаемые величины  $V_c : V_m$  не могут отождествляться с действительными соотношениями объемов переплавленных пород субстрата и магматических очагов в подкоровый период формирования кимберлитов различных районов.

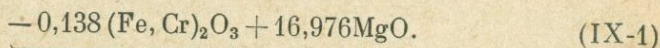
Благодаря наследованию магмой структурных особенностей расплавляемых пород и конгруэнтному характеру плавления энстатита при высоких давлениях кристаллизация оливина, хотя и в небольших масштабах, продолжалась (совместно с пироксенами) и после того, как химический состав магмы достигал области предпочтительной

кристаллизации пироксенов. Об этом, помимо теоретических соображений, свидетельствует также наличие оливина в большинстве пироксенитовых включений. Количественные соотношения и компонентный состав важнейших минералов, кристаллизовавшихся в этот период из кимберлитовой магмы, могут быть установлены по результатам изучения сегрегационных обособлений пироксенитов и гранатовых пироксенитов, присутствующих, как уже отмечалось, в кимберлитах промежуточных и периферийных зон алмазоносных провинций.

Для оценки геохимического баланса процесса зонной плавки пород верхней мантии при существенно пироксенитовом составе вновь кристаллизующихся фаз используем принятую модель субстрата (см. табл. 23) и средний химический состав родственных включений гранатовых и шпинелевых пироксенитов из кимберлитов Якутии (см. табл. 11). Для упрощения расчетов учтем только важнейшие минералы и компоненты. MnO присоединим к FeO, NiO — к MgO, а из группы полоторных окислов рассмотрим баланс Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Тогда химический баланс процесса зонной плавки по схеме гранатовый перидотит (субстрат) → гранатовый пироксенит (сегрегации) для единичного объема, равного 1 дм<sup>3</sup>, может быть приближенно выражен уравнением следующего вида:



в расплаве



в расплаве

Входящие в уравнение (IX-1) компоненты составляют более 99% соединений, слагающих рассматриваемые породы. Не включены лишь некоторые аксессуарные (K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и др.) и летучие компоненты. Na<sub>2</sub>O учтена только в правой части уравнения, поскольку заметные количества ее входят в состав моноклиновых пироксенов, интенсивная кристаллизация которых поглощает избыток данного компонента, накапливавшийся в процессе зонной плавки по схеме перидотит (субстрат) — перидотит (сегрегации), т. е. согласно уравнению (III-2).

Развитие процесса зонной плавки по уравнению (IX-1) сопровождалось истощением запасов SiO<sub>2</sub> и CaO в расплаве. Вследствие

этого количественные соотношения оливина и пироксенов среди кристаллизовавшихся в данный период минералов опять соответствовали количественным соотношениям этих минералов в гранатовых перидотитах. Значит, дальнейшая эволюция расплава должна была идти по схеме, приближенно описываемой уравнением (III-2), что неизбежно приводило к таким изменениям химического состава, при которых предпочтительным становилось выделение пироксенов, т. е. происходил возврат к схеме дифференциации, описываемой уравнением (IX-1), и т. д. Другими словами, процесс кинематической дифференциации кимберлитовых расплавов стабилизировался по содержанию  $\text{SiO}_2$ ,  $(\text{MgO} + \text{FeO})$  и  $\text{CaO}$  на пограничном уровне между областями предпочтительной кристаллизации оливина и пироксенов. Фактические материалы (наличие в кимберлитах сегрегаций перидотитового и пироксенитового состава) и термодинамический анализ свидетельствуют, что указанный уровень дифференциации поддерживался не за счет плавного возрастания содержания пироксенов среди вновь кристаллизовавшихся фаз, а за счет скачкообразных колебаний количественного соотношения оливина и пироксенов.

Таким образом, в начале интрателлурического этапа радиальное перемещение и эволюция кимберлитовых расплавов по механизму зонной плавки сопровождалась выделением кристаллата, приближающегося по составу к гранатовым перидотитам, а в дальнейшем этот процесс складывался из чередования периодов, на протяжении которых средний состав кристаллата соответствовал то гранатовым пироксенитам, то гранатовым перидотитам. Изложенное подтверждает целесообразность расчленения интрателлурического этапа на два периода — перидотитовый и пироксенит-перидотитовый. Первый период является неотъемлемой частью процесса формирования всех кимберлитов, а второй — проявляется лишь у кимберлитов, развитых в периферийных зонах провинций.

Используя принцип динамического равновесия, можно приблизительно оценить объемно-временное соотношение отдельных фаз пироксенит-перидотитового периода. С этой целью вычислим такую пропорцию между объемами вещества субстрата, переплавляемого с выделением кристаллата гранат-пироксенитового и гранат-перидотитового состава, при которой обеспечивается стабилизация кимберлитовых расплавов по относительному содержанию компонентов, играющих решающую роль в определении границ между областями стабильной кристаллизации оливина и пироксенов. При кристаллатах, идентичных по составу включениям пироксенитов ( $Pc$ ) и перидотитов ( $Pd$ ) из кимберлитов (см. табл. 10,11), и при принятой модели вещества верхней мантии (BM), динамическое равновесие процесса зонной плавки по количественному соотношению  $\text{SiO}_2$ ,  $(\text{FeO} + \text{MgO})$  и  $\text{CaO}$  может быть выражено следующим приближенным равенством:

$$2,85\text{BM} \approx 0,05Pc + 2,80Pd, \quad (\text{IX-2})$$

при соблюдении которого в кимберлитовых расплавах сохранялось постоянство отношений молекулярных количеств  $(\text{MgO} + \text{FeO})$  :  $\text{SiO}_2$  и  $(\text{MgO} + \text{FeO})$  :  $\text{CaO}$ .

Из уравнения (IX-2) следует, что на протяжении пироксенит-перидотитового периода интрателлурического этапа формирования кимберлитов объем гранат-пироксенитового кристаллата составлял в среднем около 2% общего количества вновь выделявшихся минералов, отложением которых на дне магматического очага компенсировалось проплавление пород вышележащих толщ субстрата. Полученный результат согласуется с наблюдаемой распространенностью гранат-пироксенитовых включений в кимберлитах (см. гл. II).

Чередование прослоев пироксенитового и перидотитового состава, наблюдающееся в родственных включениях некоторых трубок

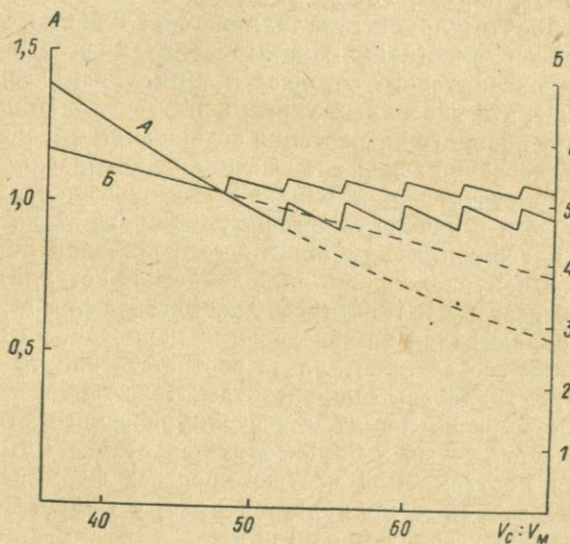


Рис. 26. Принципиальный характер циклической изменчивости величин  $(\text{MgO} + \text{FeO}) : \text{CaO}$  (A) и  $(\text{MgO} + \text{FeO}) : \text{SiO}_2$  (B) в кимберлитовых расплавах на протяжении пироксенит-перидотитового периода интрателлурического этапа.

[Бобривич, Смирнов, Соболев, 1959], свидетельствует о неоднократном повторении циклов, каждый из которых включал периоды преимущественной кристаллизации пироксенов и оливина. Длительность одного цикла при прочих равных условиях определялась временем, необходимым для выравнивания химического состава расплава, которое зависело от размеров магматического очага, скорости внутриочаговых конвективных течений и т. п.

Общее число и продолжительность отдельных фаз пироксенит-перидотитового периода интрателлурического этапа формирования кимберлитов в настоящее время оценить не представляется возможным. В общем виде циклическая и принципиальная изменчивость относительных содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $(\text{FeO} + \text{MgO})$  и  $\text{CaO}$  на протяжении пироксенит-перидотитового периода иллюстрируются рис. 26.

Необходимо отметить, что помимо уже указанных отличий перидотитовый и пироксенит-перидотитовый периоды существенно различались также и по тепловому эффекту, сопровождавшему подъем расплава в породах мантии. Выполненные нами расчеты для процессов первого периода, осредненная модель которых описывается уравнением (III-2), свидетельствуют о том, что зонная плавка в этот период протекала с выделением около  $7 \text{ ккал}$  на  $1 \text{ дм}^3$ . Радиальное движение кимберлитовых расплавов по механизму зонной плавки на пироксенит-перидотитовом периоде слагалось из эндо- и экзотермических процессов, описываемых уравнениями (IX-1) и (III-2) соответственно. Суммарный тепловой эффект зонной плавки на пироксенит-перидотитовом периоде, вычисленный с учетом уравнения (IX-2), составляет примерно  $\pm 3 \text{ ккал}$  на  $1 \text{ дм}^3$ .

Вывод о зависимости степени дифференциации расплавов от состава и объема переплавлявшегося вещества мантии и от контрастности вновь кристаллизовавшихся фаз, по сравнению с составом проплавлявшегося вещества, справедлив как в общем, так и в частных случаях. В связи с этим при анализе генетических аспектов трубок из одного поля следует принимать во внимание следующие обстоятельства. На пути движения отдельных магматических очагов даже в пределах ограниченных участков мантии при общей выдержанности среднего состава субстрата неизбежно встречались локальные неоднородности, отличавшиеся по химическому составу и тепловым физическим свойствам вещества. И хотя конечный состав расплава каждого из таких очагов («столбов»), формировавших кимберлитовые тела единого поля, в значительной мере выравнивался благодаря большой протяженности (многие десятки километров) пути их подъема в верхней мантии, полная нивелировка, естественно, не достигалась. В итоге при достаточной близости химического состава, минералогии и характера алмазоносности кимберлитов в пределах каждого отдельно взятого поля породы даже соседних трубок имеют вполне четко выраженные индивидуальные особенности.

На минеральный состав продуктов кристаллизации помимо химического состава и структуры расплава существенное влияние оказывали также и термодинамические параметры системы. Следует подчеркнуть, что это влияние не ограничивалось только отмеченными выше колебаниями компонентного состава отдельных минералов, но отражалось и на качественном минералогическом составе кристаллата, определяя, в частности, возможность появления такого важного минерала, как алмаз. По наличию или отсутствию алмаза и пирропа, являющихся своего рода геобарометрами, порфиоровые ультраосновные породы достаточно уверенно могут быть разделены на три группы: а) породы, сформировавшиеся из расплавов, термодинамические параметры которых с момента зарождения и на протяжении большей части периода подкоровой эволюции соответствовали области устойчивости алмаза; б) породы, образованные расплавами, обладавшими на интрателлурическом этапе достаточным давлением для кристаллизации пиропового граната; в) породы,

возникшие из расплавов, давление которых даже на интрателлурическом этапе не превышало, по-видимому, 15—20 кбар.

Из расплавов с относительно невысокими давлениями (<15—20 кбар) на интрателлурическом этапе выделялись лишь оливин, пироксены и пикрохромит и в дальнейшем формировались пикриты, меймечиты и т. п. Из расплавов, обладавших повышенным давлением в период подкоровой эволюции, совместно с оливином, пироксенами и хромшпинелидами кристаллизовался пироповый гранат, а при достижении верхних горизонтов земной коры возникали кимберлиты пироповой субфации. Если давление в расплаве было еще выше и достигались условия, необходимые для образования алмаза, то, наряду с перечисленными минералами, кристаллизовался алмаз и впоследствии формировались кимберлиты алмазной субфации.

Размещение магматических очагов, явившихся «колыбелью» для трех перечисленных групп порфировых ультраосновных пород, в пределах «всплывшего» блока разогретого и разуплотненного субстрата в общем виде может быть установлено на основе вышеизложенных представлений о физических условиях возникновения расплавов среди охваченных конвективным течением пород верхней мантии. Радиальное перемещение мобилизованных масс субстрата сопровождалось падением общего давления и пропорциональным снижением относительной температуры плавления. Поскольку центральные (осевые) части охваченных конвективным течением масс обладали максимальными температурами, постольку возникновение расплава здесь происходило при больших давлениях (и, следовательно, раньше), чем в периферийных зонах.

### Плутонический этап

В итоге подъема по механизму зонной плавки кимберлитовые расплавы опережали породивший их перегретый разуплотненный субстрат и достигали горизонтов, сложенных породами, степень нагрева которых существенно ниже температуры плавления. Проплавление таких толщ требовало больших затрат тепловой энергии, запасы которой у кимберлитовых магм при этих условиях исчерпывались, вероятно, на протяжении немногих километров. Однако породы при относительно невысоких температурах обладают значительной вязкостью, что создает предпосылки для проявления разрывных нарушений. И хотя последние наиболее характерны для условий земной коры, локально они могут, по-видимому, проявляться и в апикальных горизонтах верхней мантии.

Вследствие избыточного давления у кимберлитовых магм по сравнению с общим гидростатическим давлением на соответствующих глубинах (см. гл. VI) движение их на последнем отрезке пути к ослабленным зонам имело эруптивный характер. Мощность (толщина) прорывавшихся толщ зависела от разности между давлением магмы и в ослабленной зоне, механических свойств окружающих пород и др. Значит, у кимберлитовых расплавов алмазной субфации,

обладавших максимальными давлениями, эруптивный механизм движения играл большую роль, чем у расплавов с меньшим давлением. Если так, то в общем случае кимберлитовые расплавы алмазной субфации при прочих равных условиях расходовали меньшее количество тепла на преодоление толщ относительно охлажденных пород верхней мантии и, следовательно, сохраняли большую часть своего первоначального объема. Данный вывод согласуется с наблюдаемым соотношением объемов пород в полях разнофациальных кимберлитов [Милашев, 1965].

При оценках вероятных значений перепада давлений и температур кимберлитовой магмы, сопровождавшего внедрение ее в ослабленные зоны у подножия земной коры, необходимо учитывать следующие обстоятельства. Величина  $\Delta p$  зависит от разности давлений в магматическом очаге и в тектонической зоне, степени нарушения монолитности пород. Расплав, попадая в нарушенную зону, создавал дополнительные напряжения, в результате которых общее давление здесь неизбежно возрастало до значений, существенно (на несколько килобар) превосходящих давления, обусловленные нагрузкой вышележащих толщ. Благодаря избыточному давлению расплав имел возможность прокладывать путь в верхние горизонты земной коры. Поскольку кимберлитовые расплавы, несмотря на сравнительно небольшой объем, достигали земной поверхности, подъем их происходил относительно быстро, что свидетельствует о достаточно высоком избыточном давлении по сравнению с гидростатическим давлением, существовавшим на соответствующих глубинах. Величина  $\Delta p$  составляла, по-видимому, от нескольких до 20—25 кбар (см. рис. 23).

О высокой скорости подъема (пропорциональной величине избыточного давления) кимберлитовых магм в земной коре свидетельствует и наличие в кимберлитах алмазов, так как алмазы не могли сохраняться продолжительное время в расплавах, термодинамические параметры которых в период внутрикоревой эволюции соответствовали области устойчивости графита.

Внедрение в ослабленные зоны сопровождалось снижением не только давления, но и температуры кимберлитовой магмы.  $\Delta T$  определялось главным образом разностью между температурами магмы и слагающих тектоническую зону пород, теплофизическими свойствами этих пород и зависела, хотя и в меньшей мере, от  $\Delta p$ . Вероятные значения  $\Delta T$  ограничивались, по-видимому, 200—400° С (см. рис. 23).

Механизм движения и энергетический баланс кимберлитовых расплавов при подъеме по тектоническим зонам в земной коре существенно отличались от соответствующих характеристик процесса радиального перемещения расплавов среди пород верхней мантии. Так, если при движении по механизму зонной плавки объем магмы и запасы ее тепловой энергии росли, то в процессе подъема расплава по глубинным разломам объем его (в сумме с порфировыми вкраплениями) оставался постоянным или даже несколько сокращался, а запасы тепла неуклонно убывали.

Изменения термодинамического режима формирования кимберлитов неизбежно должны были отражаться и действительно отражались

на химическом балансе процесса внутрикоровой эволюции магмы и качественном составе минералов, кристаллизовавшихся на протяжении плутонического этапа.

Кимберлитовые расплавы, обладавшие высокой температурой и значительным содержанием летучих компонентов, по всей вероятности, взаимодействовали с резко отличающимися по химическому составу породами земной коры. Наиболее возможным механизмом взаимодействия следует считать диффузионный обмен, при котором магма теряла главным образом магний и ассимилировала кальций, натрий и, возможно, кремний. В силу диффузионного характера реакции обмена протекали почти исключительно на контакте расплава с окружающими породами, вследствие чего резко ограничивались масштабы процесса привнос-вынос и, несмотря на значительную протяженность пути к земной поверхности, общая масса участвовавших в реакции веществ была невелика.

Реакции обмена сопровождали движение, вероятно, всех ультраосновных расплавов в земной коре. Однако если для крупных порций магмы (подобных тем, которые формировали ультраосновные массивы в Котуй-Маймечинском районе, на Кольском полуострове) диффузионный обмен с породами земной коры протекал практически бесследно, то на химический состав кимберлитовых расплавов, объем которых был сравнительно мал, даже столь небольшие добавки оказывали заметное влияние. Последнее наиболее сильно отражалось на химическом составе пикритовых и кимберлитовых расплавов пироновой субфации, характеризовавшихся минимальными объемами и скоростями подъема.

Минералого-петрографические исследования позволили установить, что в период плутонического этапа кристаллизовались почти исключительно оливин, ильменит и флогопит, а в некоторых случаях и клинопироксен, хромшпинелиды и, возможно, циркон. Видовой состав минералов, выделявшихся в начале плутонического этапа, зависел от физико-химического состояния расплава непосредственно перед внедрением его в ослабленные зоны.

Результаты анализа, приведенные в предыдущем разделе, свидетельствуют о том, что физико-химический режим на протяжении большей части интрателлурического этапа обуславливал преимущественную кристаллизацию оливина и лишь в короткие фазы пироксенит-перидотитового периода возникали условия для массового выделения пироксенов. Следовательно, интрателлурический этап формирования кимберлитов прерывался в большинстве случаев при физико-химическом состоянии расплава, обеспечивающем преимущественную кристаллизацию оливина, и поэтому выделение пироксенов в начале плутонического этапа могло происходить сравнительно редко. Эти выводы подтверждаются наблюдениями над распространенностью в кимберлитах так называемых рудных пироксенитов, которые в отличие от пироксенитовых обособлений интрателлурического этапа содержат ильменит, являющийся характерным минералом внутрикорового этапа эволюции кимберлитовых расплавов: включения рудных пироксенитов установлены сравни-

тельно в немногих телах, где они составляют незначительную часть общего количества родственных включений. Таким образом, ильменит-пироксеновая ступень обычно выпадала, и плутонический этап формирования кимберлитов начинался, как правило, периодом совместной кристаллизации оливина и ильменита.

В процессе подъема по ослабленным зонам кимберлитовые расплавы расходовали тепловую энергию на прогревание окружающих пород. Однако, несмотря на сокращение запасов тепла, температура расплава поддерживалась на оптимальном уровне за счет частичной кристаллизации, сопровождавшейся значительным выделением тепла. Поскольку подавляющая масса порфировых вкрапленников, выделявшихся на плутоническом этапе, представлена оливином второй генерации, то, следовательно, анионы ортокремневой кислоты, катионы магния и отчасти железа являлись тем «топливом», «сгорание» которого поддерживало необходимую температуру магмы. Значит, содержание вкрапленников оливина II связано функциональной зависимостью с тепловым режимом расплава и поэтому может быть использовано для оценок относительной изменчивости термодинамического режима на плутоническом этапе формирования кимберлитов, слагающих различные трубки взрыва, поля и районы, а также разнофациальных групп этих пород. Относительное количество оливина II в якутских кимберлитах колеблется в широких пределах, свидетельствуя о значительных вариациях физико-химических условий их образования.

Высокие давления, умеренные температуры на плутоническом этапе эволюции кимберлитовых магм и большое содержание летучих обуславливали вхождение последних в кристаллические решетки минералов. Это приводило к частичной амфиболитизации сегрегационных обособлений ранних минералов, а в конце этапа и к появлению флогопита ранней генерации, который развивался по пироксенам, пиропам, амфиболу и кристаллизовался непосредственно из расплава. Наблюдаемые в кимберлитах оливин-флогопитовые, ильменит-флогопитовые и флогопит-ильменит-оливиновые сростки определенно указывают на значительную продолжительность кристаллизации оливина и ильменита и на то, что со второй половины плутонического этапа начинается выделение флогопита.

С учетом всего изложенного на протяжении плутонического этапа может быть выделено несколько последовательных ступеней кристаллизации: (оливин)-ильменит-пироксеновая (обычно отсутствует), ильменит-оливиновая, амфибол-ильменит-оливиновая и флогопит-ильменит-оливиновая. В некоторых, правда, сравнительно редких случаях диффузионный обмен с породами земной коры приводил к заметному обогащению кимберлитовых расплавов кремнеземом, вследствие чего на заключительном периоде плутонического этапа, помимо перечисленных минералов, кристаллизовалось небольшое количество порфировых вкрапленников клинопироксена. Такие условия достигались иногда при формировании кимберлитов, развитых в периферийных зонах провинции (Куонамкский район и др.).

Примечательно, что оливин II по результатам химических анализов и оптическим свойствам практически не отличается от первой генерации этого минерала, кристаллизовавшейся на интрателлурическом этапе. Прямые данные о химическом составе клинопироксенов из включений рудных пироксенитов, к сожалению, отсутствуют, поскольку из-за сильных постмагматических изменений сохранились лишь мелкие реликтовые зерна. Для косвенных оценок вероятной степени железистости клинопироксенов из рудных пироксенитов с известной условностью можно воспользоваться количеством магнетита среди замещающих пироксен вторичных продуктов. Содержание магнетита в серпентин-карбонатных псевдоморфозах по клинопироксену в гранатовых и рудных пироксенитах примерно равно, что свидетельствует об отсутствии существенных различий в содержании железа у этих минералов.

### Гипабиссальный этап

Поднимаясь по зонам глубинных разломов, кимберлитовые расплавы достигали верхних горизонтов земной коры. И хотя с геологических позиций четкое разграничение плутонического и гипабиссального этапов затруднительно, минералого-петрологические данные определенно свидетельствуют о наличии перелома в процессе кристаллизации, а следовательно, и в условиях эволюции кимберлитовых расплавов. Так, например, если вкрапленники оливина II и флогопита I, выделявшиеся на плутоническом этапе, сильно оплавлены и корродированы, то оливин III и флогопит II, уступаая первым по величине, всегда идиоморфны, а иногда и нарастают на порфиновые выделения ранних генераций, дополняя их до идиоморфных очертаний. Вместе с тем многочисленные замеры оптических констант свидетельствуют о практическом тождестве состава обеих генераций этих минералов.

Вкрапленники оливина II и III, хотя и варьируют в количественном отношении, но всегда имеют вышеперечисленные морфологические признаки и установлены во всех кимберлитах. Отсюда следует, что период относительно кратковременного превышения температуры расплава является характерной особенностью внутрикоровых процессов формирования этих кимберлитов. Типичная для ильменитовых выделений овально-уплощенная форма, по всей вероятности, также является результатом частичного оплавления их.

Оплавление порфировых вкрапленников происходило, очевидно, не из-за разогрева поднимающейся магмы, а в связи с тем что при падении давления температура кристаллизации минералов снижалась быстрее, чем температура расплава. Такие условия достигались, вероятно, на сравнительно небольших глубинах, и поэтому период относительного перегрева магмы является, по-видимому, естественным рубежом между плутоническим и гипабиссальными этапами.

В ходе снижения температуры на протяжении гипабиссального этапа кристаллизация расплава носила в основном тот же характер, что и на плутоническом. Главным минералом являлся оливин III,

наряду с которым выделялось небольшое количество мелкого ильменита. При достаточном снижении температуры к концу этапа из расплавов, обогащенных калием, кристаллизовался флогопит II. Судя по тому, что позднемагматический флогопит наблюдается в породах относительно небольшого числа тел, развитых преимущественно на периферии кимберлитовых провинций, благоприятные физико-химические условия для его образования возникали сравнительно редко и почти исключительно в расплавах пироповой субфации. В большинстве случаев калий наряду с прочими элементами входил, вероятно, в состав стекловатой основной массы и в дальнейшем при автометаморфизме кимберлитов эти «законсервированные» компоненты служили материалом для флогопита метасоматического происхождения.

При застывании небольших порций расплава, не достигавших дневной поверхности и формировавших дайки, гипабиссальный этап завершался кристаллизацией микролитов мелилита, клинопироксена (?) и перовскита I, а затем начинались постмагматические изменения этих пород. Образование монтичеллита, наблюдаемого в связующей массе некоторых разновидностей кимберлитов, как правило, происходило на постмагматической стадии.

Однако в подавляющем большинстве случаев кимберлитовые расплавы благодаря характерным для них высоким давлениям (см. гл. VI, рис. 23) прорывали вышележащие толщи и формировали трубки взрыва. Специфика физико-химических условий и в первую очередь термодинамического режима при формировании диатрем позволяет выделить самостоятельную стадию в процессе образования кимберлитов.

## ЭКСПЛОЗИВНАЯ СТАДИЯ

Начало взрывной стадии относится к тому моменту, когда сопротивление кровли уже не могло противостоять давлению поднимающейся по разломам магмы, вследствие чего происходил прорыв перекрывающих пород.

Взрывная стадия слагалась обычно из нескольких повторявшихся этапов, каждый из которых заключался в прорыве кровли и выполнении образовавшейся диатремы кимберлитовым расплавом, цементированном брекчиею взрыва. Происходившая при этом закупорка канала приводила к повторному повышению давления и новому прорыву и т. д. (см. рис. 23). Повторные прорывы часто не полностью «очищали» канал, и в краевых частях многих диатрем остались блоки кимберлита ранних генераций, что обусловлено, по всей вероятности, постепенным затуханием взрывной деятельности.

Глубина заложения диатрем в общем случае зависела от давления расплавов и составляла в среднем около 2,0 и 0,6 км у кимберлитов алмазной и пироповой субфаций соответственно [Милашев, 1965]. Наблюдения над распределением ксенолитов различных пород

в последовательных генерациях кимберлитов, слагающих сложно-построенные диатремы, свидетельствуют об уменьшении глубины повторных взрывов. Этот факт, как и наличие останцов кимберлитов ранних генераций, хорошо согласуется с представлениями о постепенном снижении давления магмы в подводящем канале.

Изменчивостью характера прорыва перекрывающих толщ и внедрения в полости трубок кимберлитовой магмы обуславливались различные качественные и количественные соотношения между обломочным материалом и цементом в выполняющих трубки породах. В тех случаях, когда кимберлитовая порода состоит из обломочного материала, сцементированного гидротермальными минералами, расплав застывал, вероятно, в нижней части диатремы. Обычно же магма с погруженными в нее обломками прорванных пород заполняла большую часть или даже всю полость трубки. О движении потока расплава, переполненного ксенолитами, в процессе формирования многих тел свидетельствуют широкораспространенные тектуры течения как цемента, так и эруптивных брекчий в целом [Милашёв, 1960а; Милашев и др., 1963].

Эффузивный облик всех без исключения кимберлитов указывает на достаточно быстрое застывание расплавов. Сопоставление степени раскristаллизации связующей массы пород, выполняющих как маломощные дайки, так и крупные диатремы, указывает на близость режима кристаллизации расплавов в столь различной геологической обстановке. Этот несколько неожиданный факт находится в полном соответствии с выводами, которые вытекают из анализа физических условий образования даек и диатрем. Из-за незначительной мощности кимберлитовых даек (в среднем около 0,5 м) истощение тепловых ресурсов и, следовательно, застывание расплавов происходили в течение достаточно короткого отрезка времени. К аналогичным последствиям приводили и процессы формирования диатрем: резкие перепады давления и отделение большого количества летучих компонентов обуславливали быстрое и значительное по величине снижение температуры кимберлитовых магм, внедрявшихся в полости трубок взрыва в переохлажденном или близком к переохлаждению состоянии (см. рис. 23).

При внедрении и застывании выполнявших диатремы расплавов происходила кристаллизация минералов, слагающих связующую массу кимберлитов. В подавляющем большинстве случаев главным минералом связующей массы являлся, по всей вероятности, мелилит, который на постмагматической стадии обычно замещался серпентином, карбонатом, а часто и монтичеллитом. Из расплавов с пониженным содержанием кальция вместо мелилита должен был кристаллизоваться клинопироксен. Однако кимберлиты с пироксеновой основной массой пока не установлены, и поэтому вопрос о существовании таких разновидностей остается открытым. При застывании расплавов в диатремах происходило также образование перовскита I, который выделялся в виде идиоморфных сложносдвоенникованных кристаллов и развивался по вкрапленникам ильменита.

## ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

Процесс постмагматического изменения кимберлитов по причинности, физико-химическим условиям и времени проявления метаморфических явлений может быть разделен на три основных этапа. Названия им даны по главнейшим минералам, возникавшим на соответствующем этапе: монтichelлитовый, флогопитовый и серпентин-карбонатный.

Поскольку постмагматические процессы протекали при сравнительно низких температурах, они практически не оказывали влияния на свойства алмазов, и поэтому физико-химические условия этого периода формирования кимберлитов описываются в сжатом виде.

Монтichelлитовый этап проявлялся в породах лишь определенного состава. Образование данного минерала происходило путем превращения связующей массы некоторых разновидностей мелилитовых кимберлитов и пикритов на высокотемпературном (700—900° С) этапе постмагматической стадии. В породах, состав которых исключал равновесную кристаллизацию монтichelлита, в температурном диапазоне 700—900° С происходило образование лишь перовскита II.

Флогопитовый этап также проявлялся не повсеместно, а лишь в породах относительно обогащенных алюминием и калием, которые чаще распространены в периферийных зонах кимберлитовых провинций. Слюда развивалась по основной массе породы и по алюминий-содержащим минералам. Количество метасоматического флогопита сильно варьирует в пределах даже одного штуфа. Определенной зависимости между содержанием первичного и вторичного флогопита не установлено, но повышенное количество метасоматической слюды чаще наблюдается в кимберлитах, обогащенных флогопитом магматического происхождения.

Содержание флогопита метасоматического происхождения в кимберлитах определяется количеством неизрасходованных (не вошедших в магматический флогопит) калия и алюминия, режимом автометаморфизма и т. д. Кроме того, наблюдаемое содержание слюды находится в зависимости от интенсивности проявления последующих изменений и в первую очередь от режима серпентинизации, сопровождавшейся иногда частичным замещением флогопита хлоритом.

Температурный интервал флогопитизации кимберлитов и пикритов с известной долей условности может быть ограничен 550—700° С. Данный процесс и другие метасоматические преобразования, происходившие в условиях снижавшейся температуры, протекали с переменной интенсивностью на различных участках даже одной трубки и обычно не доходили до полного исчерпания ресурсов калия и алюминия. Позднее, на следующем этапе, остаточный алюминий шел на образование гидрогроссуляра и хлорита.

Серпентин-карбонатный этап проявлялся практически во всех, за единичными исключениями, кимберлитах и пикритах. Данный этап, начинаясь при температуре 500—550° С, протекал на фоне постепенного снижения температуры (см. рис. 17) и в дальнейшем сменялся

экзогенными процессами. По видовому составу главнейших минералов может быть выделено несколько ступеней изменения пород. Парагенетические ассоциации вторичных породообразующих минералов и физико-химические условия их кристаллизации на соответствующих ступенях процесса метасоматического преобразования кимберлитов рассматривались в специальных работах автора [Милашев, 1962, 1963б, 1965], и поэтому к этим вопросам еще раз возвращаться нецелесообразно.

## ГЛАВА X

### ПРИНЦИПАЛЬНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ И КАЧЕСТВА АЛМАЗОВ ОТ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

#### ЗАВИСИМОСТЬ СТЕПЕНИ АЛМАЗОНОСТИ ОТ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Детальному рассмотрению вопроса о факторах алмазности кимберлитов посвящены ранее опубликованные работы автора [Милашев, 1965; Milashev, 1969]. В них обсуждены причины различного содержания алмазов в кимберлитовых телах и даны формулы как для количественных оценок важнейших факторов алмазности, так и общее уравнение алмазности кимберлитовых пород. Помимо теоретических вопросов, в указанных работах приводятся основы метода вычисления содержания алмазов в кимберлитах по морфологии кристаллов и химическому составу пород и метода оценки потенциальной алмазности кимберлитовых тел по химическому составу пород. В связи с этим здесь можно ограничиться приведением лишь основных из ранее установленных положений о факторах алмазности, которые необходимы для изложения последующих разделов данной главы, посвященных анализу вероятной взаимосвязи между свойствами алмазов и физико-химическими условиями образования материнских кимберлитов.

Содержание алмазов в кимберлитах (А) является функцией химического и фациального факторов алмазности, что может быть представлено в виде

$$A = F(XA, \Phi A), \quad (X-1)$$

При поисках выражения для количественной характеристики химического фактора алмазности принималось во внимание, что поскольку кимберлитовая магма является многокомпонентной системой, то алмазность пород, вероятнее всего, зависит от содер-

жания не какого-либо одного компонента, а связана, по-видимому, с количественным соотношением нескольких элементов. С теоретических позиций рассматривались вероятные последствия изменения каждого из показательных элементов для алмазоносности пород. В итоге была выведена формула для вычисления коэффициента потенциальной алмазоносности пород (КПА), позволяющего по результатам химических анализов кимберлитов оценивать степень благоприятности расплавов для кристаллизации и сохранности алмазов,

$$\text{КПА} = \frac{\text{Fe} : \text{Ti}}{\lg(\text{Fe} + \text{Ti}) + 1/2 \lg(\text{Al} + \text{K} + \text{Na})} \quad (\text{X-2})$$

При подстановке в нее весовых содержаний соответствующих элементов и выполнении указанных действий получаются некоторые отвлеченные положительные числа, величина которых изменяется от единиц до нескольких десятков. Сопоставление КПА и содержания алмазов для месторождений, сформировавшихся в близких фациальных условиях, свидетельствует о том, что содержание алмазов возрастает в соответствии с увеличением КПА.

Для количественной оценки относительной изменчивости фациальных условий образования каждой алмазоносной трубки предложено использовать морфологию кристаллов алмаза, поскольку на них отображена вся эволюция термодинамических условий от момента выделения алмазов до застывания расплава. Фациальные условия формирования кимберлитов в одних трубках были благоприятны для выделения и сохранности большого числа кристаллов, а в других — приводили к почти полному растворению их. Значит, степень сохранности кристаллов (ССК) является функцией, а следовательно, и показателем относительной изменчивости фациальных условий образования кимберлитов, выполняющих различные трубки взрыва.

В морфологическом отношении кристаллы алмаза разделяются на октаэдрические, додекаэдрические и переходные формы. В незначительном количестве встречаются также кристаллы кубического и тетраэдрического габитусов. Принимая за основу теорию, согласно которой кривогранные (округлые) кристаллы алмаза образуются в результате частичного растворения плоскогранных форм, и учитывая результаты экспериментального растворения алмазов, предложена формула, позволяющая по соотношению основных морфологических типов кристаллов алмаза определять относительную изменчивость фациальных условий образования кимберлитов в алмазоносных телах. В упрощенном виде эта формула может быть записана так:

$$\text{ССК} \approx 0 + 0,45\text{ОД} + \frac{0,45}{1 + \lg \text{Д}} \text{Д}, \quad (\text{X-3})$$

где буквами обозначено содержание в процентах: О — октаэдров, ОД — переходных форм, Д — додекаэдроидов.

Смысл коэффициента ССК заключается в том, что при идеальных условиях все выделившиеся алмазы сохраняются полностью,

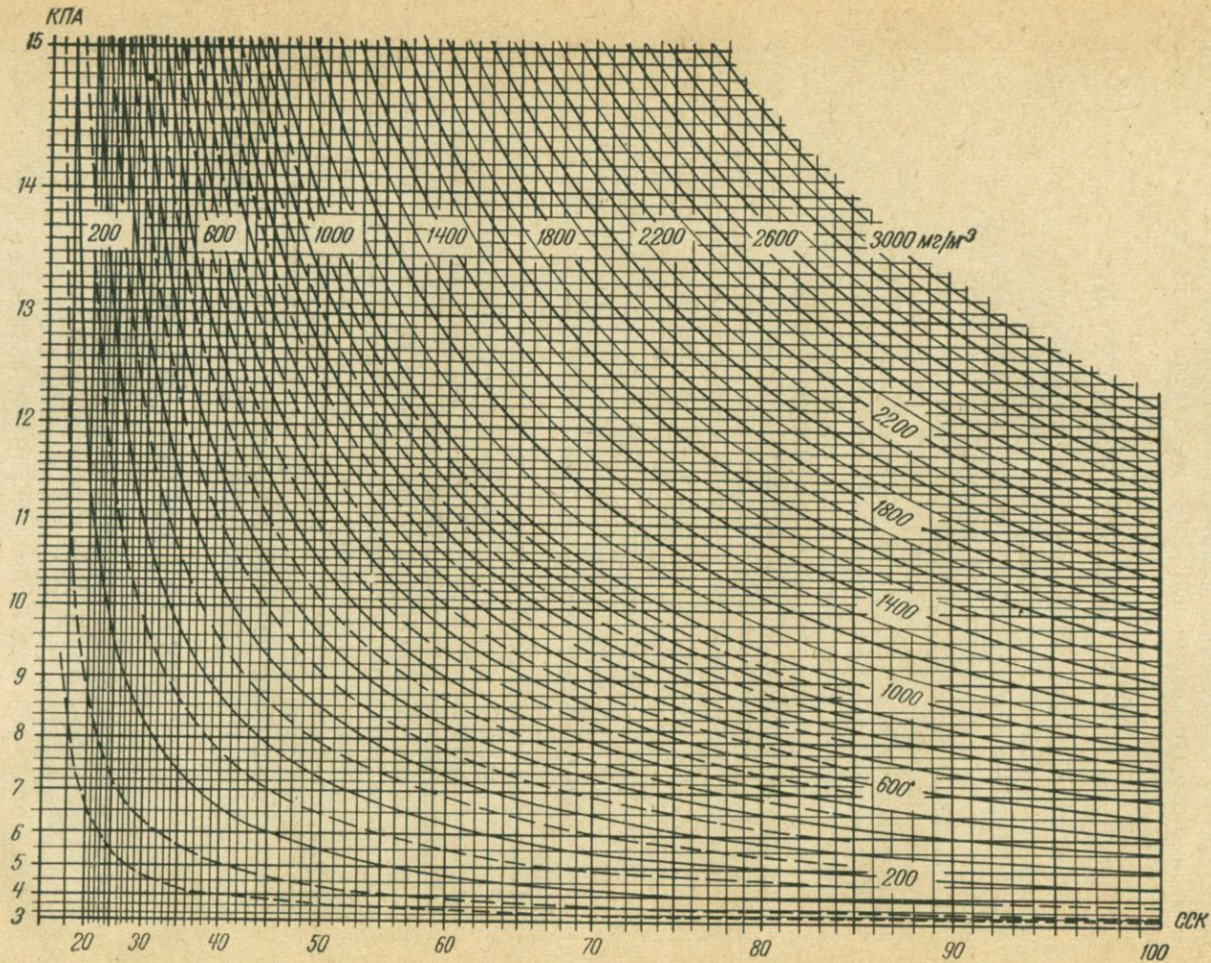


Рис. 27. Номограмма для определения содержания алмазов в кимберлитах по морфологии их кристаллов (ССК) и химическому составу пород (КПА).

Цифры у кривых выражают содержание алмазов (мг/м<sup>3</sup>) для месторождений, средний вес кристаллов алмаза в которых равен 7 мг.

являются плоскогранными и  $ССК = 100$ . По мере изменения фациальных условий все большие количества кристаллов алмаза растворяются и  $ССК$  убывает.

Располагая выражениями для количественных оценок показателей химического и фациального факторов алмазоносности, уравнение (X-1) можно переписать так:

$$A = f(\text{КПА}, \text{ССК}). \quad (\text{X-4})$$

При поисках конкретной математической формы выражения зависимости между содержанием алмазов и показателями факторов алмазоносности кимберлитов принимались во внимание опускаемые здесь положения и факты, свидетельствующие о том, что в первом приближении оба фактора равноценны для алмазоносности кимберлитов и поэтому уравнение (X-4) можно переписать так:

$$A = [f(\text{КПА})] \cdot [\varphi(\text{ССК})]. \quad (\text{X-5})$$

Если принять  $f(\text{КПА}) = \text{КПА}$  и  $\varphi(\text{ССК}) = \text{ССК}$ , то при подстановке в формулу (X-5) значений этих коэффициентов получают значения содержаний алмазов в некоторых условных единицах. Эти единицы трудно переводимы в принятые на практике миллиграммы или караты на кубический метр, поэтому с целью облегчения проверки справедливости установленной зависимости была проведена эмпирическая «юстировка» формы вхождения  $\text{КПА}$  и  $\text{ССК}$  в формулу так, чтобы «ответ» получался в миллиграммах на кубический метр. «Юстировка» выполнена с учетом содержания алмазов в восьми наиболее разведанных месторождениях Якутии. После чего формула приобрела следующий вид:

$$A_{\text{к}}^* = (\text{КПА} + \text{КПА}^3/120 - 1.75 \sqrt{\text{КПА}}) \frac{\text{ССК}^2}{72}. \quad (\text{X-6})$$

Графическое выражение этой зависимости приведено на номограмме (рис. 27).

В таком виде формула пригодна для вычисления содержания алмазов в кимберлитах при среднем весе кристаллов, равном 7 мг. Для трубок, средний вес кристаллов алмаза в которых больше или меньше 7 мг, а также для кимберлитовых брекчий надо внести поправки на расхождение средних весов кристаллов и на примесь ксенолитов. С учетом этих поправок выведено общее уравнение алмазоносности кимберлитовых пород, которое имеет вид

$$A_{\text{кп}} = \left( \text{КПА} + \frac{\text{КПА}^3}{120} - 1.75 \sqrt{\text{КПА}} \right) \frac{\text{ССК}^2 \sqrt[3]{G_i} (100 - \text{КС})}{13750}, \quad (\text{X-7})$$

где  $G_i$  — средний вес кристаллов в исследуемом месторождении, «КС» — содержание ксенолитов в кимберлитовой породе, об. %.

Расхождение между вычисленными и полученными при опробовании содержаниями алмазов во всех достаточно хорошо изученных трубках невелико, что свидетельствует о правильности принципиального решения вопроса о причинах различной алмазоносности

кимберлитов различных тел. При дальнейшем накоплении материалов математическая форма вхождения КПА и ССК в это уравнение будет уточняться.

Установленная зависимость между показателями факторов алмазности и содержанием алмазов в кимберлитах позволяет также оценивать потенциальную алмазность кимберлитовых тел по химическому составу пород без проведения опробования. Для этой цели удобно пользоваться номограммой (см. рис. 27). С ее помощью легко установить, что, например, при КПА  $\leq 5$  и среднем весе кристаллов 7 мг даже при самых благоприятных условиях (ССК = 100) содержание алмазов в кимберлите не может превышать 300 мг/м<sup>3</sup>. В действительности фациальные условия образования кимберлитов были далеки от идеальных и коэффициент ССК больше 57 известен лишь в трех трубках Якутии. Поиски месторождений алмазов в каждом новом районе начинаются, как правило, с опробования аллювиальных отложений, и поэтому сведения о среднем для района ССК и среднем весе кристаллов могут быть получены уже на первом этапе работ.

Надежность метода оценки потенциальной алмазности первоначально (до 1965 г.) была проверена на 87 кимберлитовых трубках и дайках Якутии, для которых имелись химические анализы и было проведено опробование на алмазы. 67 из них признаны бесперспективными в отношении промышленной алмазности. Теоретические расчеты полностью подтверждались результатами опробования: обогащение около 5000 м<sup>3</sup> пород из этих 67 тел показало, что содержание алмазов ни в одном из них не превысило теоретически установленного предела — 250 мг/м<sup>3</sup>, которое нами условно принято в качестве минимального для рентабельной разработки месторождений. С 1965 г. по настоящее время метод оценки потенциальной алмазности был дополнительно проверен на большом числе новых трубок Якутии. Результаты опробования полностью подтвердили правильность теоретических оценок [Милашев, 1970, 1971].

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ И КАЧЕСТВО АЛМАЗОВ**

Главнейшие качественные особенности алмазов возникали в период их кристаллизации и лишь несколько изменялись под влиянием позднейших процессов. Алмазы с определенными свойствами формировались в достаточно узком диапазоне физико-химических условий. Период кристаллизации алмазов, как было показано в предыдущей главе, охватывает значительный интервал общего процесса образования кимберлитов. На протяжении этого периода термодинамические параметры и химический состав расплава претерпевали существенные изменения, что приводило к заметным отличиям свойств вновь возникавших алмазов по сравнению с ранними генерациями этого минерала. Таким образом, в каждом месторождении неизбежно должны присутствовать и действительно наблюдаются ал-

мазы различного веса, габитуса, агрегатного состояния. Продолжительностью, а также выпадением одной или нескольких фаз в общем периоде кристаллизации и последующими изменениями обуславливались количественные соотношения кристаллов различных сортов и характерный облик алмазов каждого месторождения.

Образование кимберлитов и формирование качественных признаков алмазов явились итогом сложного комплекса процессов, которые хотя и тесно связаны между собой, но в зависимости от природы явлений, ответственных за возникновение различных свойств алмазов, могут быть разделены на две основные группы — физические и химические. Характер и пределы изменений термодинамических параметров магмы обусловлены особенностями фациальных условий формирования пород. В связи с изложенным поиски причин наблюдаемых отличий качества алмазного сырья в различных месторождениях, полях и районах целесообразно вести путем выявления важнейших фациальных и химических факторов качества алмазов.

### Фациальные факторы качества алмазов

Особенности термодинамического режима формирования горных пород могут быть оценены с помощью полупрямых и косвенных показателей. Показатели первой группы получаются в результате расчетов  $T$  и  $p$  равновесной кристаллизации минералов, выделявшихся на соответствующих этапах образования пород. Такие исследования применительно к кимберлитам только начаты, и полученные оценки изменений термодинамического режима (см. гл. V, VI) пока еще не обеспечивают точности и детальности, необходимых для решения затрагиваемой проблемы.

Характер термодинамического режима формирования кимберлитов обуславливал не только отличия их от остальных горных пород, но и возникновение существенных минералогических, петрографических и геологических особенностей у кимберлитов из разных диатрем, полей и районов. Изменчивость фациальных условий отразилась, в частности, на размерах и глубине заложения диатрем, на облике кристаллов и средневзвешенном содержании алмазов, наличии и распространении комагматических кимберлитам порфировых ультраосновных пород [Милашев, 1965]. Большинство перечисленных и многие другие косвенные признаки позволяют сравнивать относительную изменчивость условий образования пород лишь в масштабах целых полей и районов. Только морфология кристаллов алмаза и величина диатрем являются индикаторами специфических особенностей формирования отдельных тел.

Наиболее чутким среди известных в настоящее время косвенных признаков специфики формирования каждого месторождения являются морфологические особенности кристаллов алмаза, отражающие эволюцию термодинамических условий от момента выделения первых кристаллов и до полного застывания расплава. Поскольку морфология кристаллов (МК) алмазов связана функциональной

зависимостью с термодинамическим режимом их образования, то с учетом всего изложенного МК может служить и для оценок относительной изменчивости фациального фактора качества (ФК) алмазов, т. е.

$$\text{ФК} = f(\text{МК}). \quad (\text{X-8})$$

История образования природных алмазов складывалась, по крайней мере, из двух периодов, принципиально отличавшихся по механизму формирования качественных признаков кристаллов. Первый период соответствует времени кристаллизации алмазов в кимберлитовой магме, а на протяжении второго происходила графитизация ранее выделившихся алмазов. В связи с этим МК должна отражать степень благоприятности термодинамического режима для возникновения высококачественных алмазов как в период роста, так и при сменявшем его периоде графитизации.

Образование крупных, прозрачных, свободных от минеральных включений внутренних напряжений кристаллов алмаза происходило при плавном и достаточно медленном изменении термодинамических параметров, обеспечивавшем незначительное и сравнительно постоянное пересыщение расплава углеродом, что, в свою очередь, создавало оптимальные условия для возникновения и спокойного роста относительно небольшого числа зародышей. Значит, степень благоприятности фациальных условий кимберлитовой магмы для кристаллизации высококачественных алмазов может быть оценена с помощью показателя оптимальности термодинамического режима кристаллизации или с помощью показателя режима кристаллизации (РК).

В процессе неуклонного изменения термодинамических параметров и в первую очередь давления кимберлитовой магмы по мере радиального движения ее наступал момент, начиная с которого алмаз являлся уже метастабильной модификацией углерода. Если бы переход к стабильному в этих условиях графиту происходил самопроизвольно, то в доступных изучению кимберлитах весь углерод присутствовал бы в гексагональной модификации. Отсутствие самопроизвольного перехода алмаза  $\rightarrow$  графит в кимберлитовых магмах, температура которых даже на гипабиссальном этапе достигала  $1200^{\circ}\text{C}$ , и практическая индифферентность метастабильного алмаза к «затравкам» (включениям) устойчивой модификации позволили заключить, что полиморфное превращение алмаза в графит в кимберлитовом расплаве носило характер каталитического процесса. В роли катализатора этого превращения выступали, по всей вероятности, анионы метатитановой кислоты. Развернутые доказательства каталитического характера и вероятный механизм процесса графитизации алмазов в кимберлитовых магмах приведены в ранее опубликованной работе автора [1965], и к ним мы еще вернемся при обсуждении вопроса о химических факторах сортности алмазов. Не останавливаясь, во избежание повторений, на этих вопросах, здесь отметим только, что каталитические реакции между жидкой и твердой фазами протекают, как известно, лишь на их контактах.

Возникший на поверхности монокристаллов и поликристаллических агрегатов графитовый «чехол» стирался в процессе движения магмы, а обнажавшиеся участки кристаллов в контакте с расплавом вновь графитизировались. По мере развития этого процесса сначала исчезали вершинки, затем ребра и грани кристаллов, последовательно заменявшиеся криволинейными поверхностями. В итоге плоскогранные, например октаэдрические, кристаллы превращались в кривогранные формы додекаэдрического габитуса (додекаэдронды), причем алмаз терял при этом до 75% своего первоначального веса\*.

Известно, что многие, и в том числе наиболее распространенные первичные дефекты (пигментация, минеральные включения, трещиноватость и др.), чаще развиты с поверхности и в периферийных зонах крупных кристаллов и сравнительно обычны для мелких кристаллов позднейших генераций, отражая неустойчивость термодинамического режима на заключительных этапах периода кристаллизации этого минерала. На основании всего изложенного следует заключить, что в период графитизации уменьшение общего содержания алмазов происходило главным образом за счет низкокачественной части кристаллов и поэтому данный процесс способствовал повышению сортности оставшихся в породе алмазов. Поскольку степень графитизации алмазов (СГ) при прочих равных условиях зависела от продолжительности периода с давлением, соответствовавшим при температуре кимберлитовой магмы области устойчивости гексагональной модификации углерода, то СГ может служить и показателем благоприятности фациальных условий для формирования высококачественных алмазов на протяжении соответствующего периода образования алмазных месторождений.

Таким образом, уравнение (X-8) можно переписать в следующем виде:

$$ФК = F(РК, СГ). \quad (X-9)$$

Для установления конкретной математической формы ФК предварительно необходимо найти выражение для количественных оценок РК и СГ, связанных, как следует из вышеизложенного, функциональной зависимостью с морфологическими особенностями кристаллов. Поскольку степень графитизации алмазов по смыслу противоположна степени сохранности их кристаллов, то величина СГ с удовлетворительным приближением может быть выражена с помощью уже известного показателя ССК:

$$СГ \approx 1/ССК. \quad (X-10)$$

Чтобы вывести формулу для количественных оценок РК по морфологическим особенностям кристаллов, необходимо расшифровать

\* Из-за морфологического сходства природных кривогранных алмазов с алмазами, подвергнутыми частичному растворению (точнее, сжиганию) в расплавах щелочей и некоторых других веществ, процесс округления алмазов в кимберлитовой магме часто называют растворением.

«записанную» на алмазах историю фациальных условий их кристаллизации, т. е. провести комплекс исследований, подобных выполненным ранее при установлении математического выражения, позволяющего вычислять ССК [Милашев, 1965]. Однако здесь возникают трудности, обусловленные недостаточностью современной изученности вопроса о термодинамических условиях генезиса различных морфологических типов алмаза. Кроме того, первичный облик кристаллов в значительной мере затушеван процессами графитизации, и поэтому наблюдаемые морфологические особенности природных алмазов представляют собой «алгебраическую сумму», по которой при современном уровне знаний весьма трудно, а часто практически невозможно определить первоначальные «слагаемые» и оценить роль каждого из них в образовании тех или иных качественных признаков кристаллов. Таким образом, несмотря на теоретическую возможность оценки РК по морфологическим особенностям алмазов, осуществление этого принципа на практике в настоящее время тормозится недостаточностью исследований (особенно экспериментальных) термодинамических границ устойчивости и склонности к изменению габитуса различных морфологических типов и разновидностей кристаллов алмаза.

Некоторые дополнительные данные для определения РК могут быть получены из оценок  $p$ — $T$  условий в кимберлитовой магне и результатов экспериментальных исследований по синтезу алмазов. Однако следует иметь в виду ограниченную применимость этих данных. Так, оценки  $p$  и  $T$ , полученные с помощью вышеизложенных методов (см. гл. V, VI), наряду с несомненной приближенностью являются лишь средними цифрами для наиболее крупных этапов формирования кимберлитов. Применение результатов экспериментальных исследований для анализа природных процессов ввиду совершенно различного химического состава систем весьма ограничено. В лучшем случае, вероятно, можно говорить об использовании лишь некоторых тенденций общего порядка.

Учитывая изложенное, одним из возможных и, по-видимому, наиболее перспективным решением вопроса получения количественных оценок РК алмазов каждого месторождения представляется нам комплексное привлечение результатов: 1) вычислений термодинамических параметров, 2) исследований по синтезу алмазов, 3) известных законов генетической минералогии и кристаллографии об условиях образования кристаллов, отличающихся по степени совершенства огранки, внутреннего строения, прозрачности и других свойств. Можно ожидать, что комплексный метод анализа, при котором разрозненные наблюдения природных объектов и результаты единичных экспериментов дополняются термодинамическими расчетами и систематизируются на основе общих законов минералобразования, позволит, хотя бы в первом приближении, оценить степень изменчивости РК у месторождений, резко отличающихся по качеству алмазов.

Общая оценка качества алмазов каждого месторождения складывается из многих признаков: средних и максимальных размеров,

прозрачности, окраски и других физических свойств кристаллов, наличия и степени проявления внутренних напряжений, количества и характера распределения включений, содержания и агрегатного состояния сростков и т. п.

Рассмотрим вероятные причины и механизм образования важнейших качественных особенностей кристаллов. Одним из существенных дефектов алмазов некоторых месторождений являются внутренние напряжения в кристаллах. Алмазы с таким дефектом часто раскалываются при сравнительно небольших механических воздействиях и поэтому вне зависимости от размеров и степени прозрачности не могут быть отнесены ни к ювелирным, ни к ответственным техническим сортам. Имеющиеся материалы свидетельствуют о существовании достаточно резко выраженной обратно пропорциональной зависимости между масштабами проявления внутренних напряжений у алмазов отдельных месторождений и количеством микро- и скрытокристаллических агрегатов этого минерала (борт, карбонадо, баллас). Причинность этой связи обусловлена, по всей вероятности, спецификой термодинамического режима на заключительном периоде образования алмазов. Возникновение микрокристаллических агрегатов алмаза, как и других веществ, явилось результатом бурной кристаллизации вследствие резкого изменения термодинамических параметров системы. Вместе с тем очевидно, что для образования даже микрокристаллических агрегатов требовалось определенное время, поскольку при мгновенном снижении  $p$  и  $T$  до области устойчивости графита возникновение таких агрегатов было бы невозможно.

Значит, количество поликристаллических агрегатов алмаза в кимберлитах при прочих равных условиях может служить мерой относительной продолжительности, а следовательно, и скорости изменения термодинамических параметров на заключительном периоде кристаллизации алмаза.

Резкое падение  $p$  и  $T$  до области устойчивости графита не только исключало дальнейшее выделение алмазов, но, по всей вероятности, приводило к возникновению у ранее образованных кристаллов внутренних напряжений. Интенсивность последних при прочих равных условиях должна была быть прямо пропорциональна размерам кристаллов, абсолютной величине и скорости изменения термодинамических параметров системы. При достаточно плавном течении процесса такие напряжения у кристаллов ранних генераций, вероятно, снимались из-за постепенного перехода их к новым условиям.

Главную роль при возникновении механических напряжений в кристаллах алмаза играло, очевидно, падение давления. В пользу этого свидетельствует тот факт, что быстрый перепад температуры с амплитудой до  $300^{\circ}$  сопровождается образованием всех диаметров, а алмазы с достаточно четко выраженными внутренними напряжениями встречаются лишь в некоторых месторождениях. Внедрение кимберлитовых расплавов в ослабленные зоны у границ коры и верхней мантии, знаменовавшее конец интрателлурического этапа, сопровождалось

примерно таким же по величине температурным скачком, совершившимся за одинаковый или несколько более продолжительный отрезок времени по сравнению с актом формирования трубки взрыва (см. рис. 23). Таким образом, и в подкоровый период эволюции кимберлитовых расплавов колебания температуры не могли, очевидно, оказывать существенного влияния на возникновение внутренних напряжений в кристаллах алмаза.

Надежные оценки вероятных значений и режима падения давления, вызывавшего образование механических напряжений в алмазах, затруднены необходимостью учета многих обстоятельств; кроме абсолютной величины  $\Delta p$  необходимо знать время, в течение которого эти изменения происходили, и другие факторы, определения которых провести не представляется возможным. Вместе с тем незначительное развитие и даже полное отсутствие напряжений в кристаллах алмазов многих месторождений свидетельствуют о том, что перепад давлений, имевший место при формировании диатрем, оказывался недостаточным для возникновения рассматриваемых дефектов в заметных масштабах. Согласно приведенным в гл. VI расчетам, давление кимберлитовых расплавов алмазной субфации перед началом эксплозивной стадии составляло около 4,5 кбар. Значительно больший скачок давления имел место на границе интрателлурического и плутонического этапов при достижении кимберлитовыми расплавами ослабленных зон, развитых в основании земной коры и продолжавшихся нередко до апикальных горизонтов верхней мантии.  $\Delta p$ , зависевшее от давления кимберлитовой магмы и степени нарушения монолитности пород в тектонических зонах, варьировало, по-видимому, от нескольких до 20—25 кбар (см. рис. 23).

Можно полагать, что давление между кимберлитовым расплавом и окружающими породами в ослабленных зонах выравнивалось за промежуток времени, соизмеримый с продолжительностью формирования диатрем. Значит, у кимберлитовых расплавов с относительно небольшим перепадом давления на границе интрателлурического и плутонического этапов  $\Delta p$  примерно соответствовало аналогичной характеристике эксплозивной стадии и заключенные в магме алмазы практически не приобретали рассматриваемого дефекта. И наоборот, при максимальных значениях  $\Delta p$  снижение давления происходило с повышенной скоростью, вследствие чего в кристаллах алмаза возникали сильные механические напряжения, ухудшающие их качество.

Таким образом, эмпирически намечающаяся обратно пропорциональная зависимость между количеством поликристаллических сростков и масштабом проявления внутренних напряжений в алмазах из одного месторождения, по всей вероятности, может считаться закономерным явлением, и поэтому процентное содержание таких агрегатов должно обязательно учитываться в формуле для расчетов РК. Наиболее тесная корреляционная связь между степенью внутренних напряжений в алмазах и количеством микрокристаллических агрегатов устанавливается при использовании не процентного

содержания их в изучаемом месторождении, а корни третьей степени из этой величины.

Для образования крупных, прозрачных, обладающих высокой степенью совершенства внутреннего строения, свободных от включений монокристаллов алмаза требуются условия, обеспечивающие возникновение и спокойный рост сравнительно небольшого числа зародышей. Такая обстановка создавалась при плавном и достаточно медленном изменении термодинамического режима. В предшествующих главах отмечалось наличие функциональной зависимости между скоростью изменения термодинамических условий и степенью дифференциации кимберлитовых расплавов на интрателлурическом этапе. Отсюда следует, что важнейшие черты термодинамической эволюции кимберлитовых расплавов в период кристаллизации алмазов могут быть охарактеризованы не только по осо-

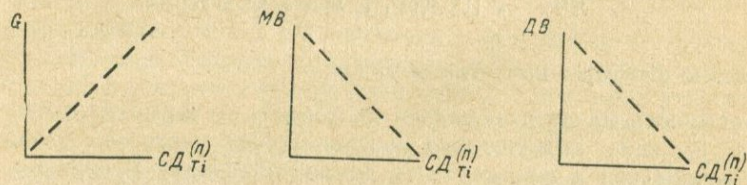


Рис. 28. Принципиальный характер зависимости среднего веса кристаллов алмаза ( $G$ ), содержания в них минеральных включений ( $MB$ ) и относительного количества двойникованных кристаллов ( $DB$ ) от степени дифференциации материнских кимберлитов.

бенностям их кристаллов, но также и с помощью показателей степени дифференциации ( $CD$ ) магмы, т. е.

$$PK \approx f(CD). \quad (X-11)$$

Степень дифференциации кимберлитовых расплавов в период подкоровой эволюции их может быть выражена с помощью так называемого титанового показателя (см. гл. VIII). Численные значения его вычисляются по формуле (VIII-5) или (VIII-7). Величина титанового показателя при прочих равных условиях пропорциональна продолжительности интрателлурического этапа и, следовательно, обратно пропорциональна скорости изменения термодинамических параметров. Значит,  $PK$  при равенстве остальных условий должен быть прямо пропорционален  $CD_{Ti}^{(n)}$ , и уравнение (X-11) можно переписать так:

$$PK \approx f[CD_{Ti}^{(n)}]. \quad (X-12)$$

Полученный вывод находится в соответствии с имеющимися, но пока, к сожалению, еще весьма немногочисленными наблюдениями, свидетельствующими о наличии определенной зависимости некоторых качественных признаков алмазов от величины  $CD_{Ti}^{(n)}$  материнских кимберлитов. Принципиальный характер намечающихся взаимосвязей такого рода иллюстрируется рис. 28.

Таким образом, показателем благоприятности термодинамического режима на протяжении периода кристаллизации алмазов может служить титановый показатель степени дифференциации кимберлитовых расплавов, а мерой скорости перепада термодинамических параметров в конце этого периода — относительное количество поликристаллических агрегатов (П) алмаза, т. е.

$$PK = f(CD_{Ti}^{(n)}, \sqrt[3]{\bar{P}}). \quad (X-13)$$

Тогда с учетом всего изложенного показатель фациального фактора сортности алмазов может быть представлен в следующем виде:

$$FK = F[(CD_{Ti}^{(n)}, \sqrt[3]{\bar{P}}), CG], \quad (X-14)$$

а если заменить CG в соответствии с уравнением (X-10), то получим

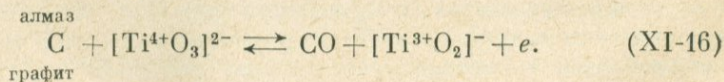
$$FK = F[(CD_{Ti}^{(n)}, \sqrt[3]{\bar{P}}), 1/ССК]. \quad (X-15)$$

### Химические факторы качества алмазов

Зависимость качества алмазов не только от термодинамического режима, но и от химического состава среды настолько очевидна, что не нуждается в специальных доказательствах. В связи с этим вопрос заключается не в обсуждении принципиальной возможности такой зависимости, а в установлении оптимального показателя химического фактора сортности.

На свойства алмазов, кристаллизовавшихся из кимберлитовой магмы, обладавшей весьма сложным химическим составом, несомненно, оказывали влияние многие компоненты. Вместе с тем изменчивость концентрации различных компонентов в расплаве не могла приводить к одинаковым последствиям: содержания одних элементов имели существенное значение, а количества других практически не сказывались на качестве кристаллов. При определении вероятной роли отдельных химических элементов при формировании важнейших качественных признаков каждого месторождения воспользуемся некоторыми теоретическими положениями, разработанными при анализе химического фактора алмазоносности кимберлитов [Милашев, 1965], а также результатами экспериментальных исследований по синтезу алмазов.

В формировании качественных признаков алмазов особую роль играло, по всей вероятности, количество в кимберлитовых расплавах титана. При анализе факторов алмазоносности были приведены данные, свидетельствующие о том, что графитизация алмазов при снижении давления магмы до области устойчивости гексагональной модификации углерода является каталитическим процессом, и высказано предположение, что в роли катализатора выступали анионы метатитановой кислоты. Схема действия его имеет вид



Из приведенного равновесия вытекает, что анионы  $[\text{Ti}^{4+}\text{O}_3]^{2-}$ , производя «отрыв — возврат» атомов углерода, при высоких термодинамических параметрах кимберлитового расплава способствовали процессам собирательной перекристаллизации алмаза, а следовательно, сокращению числа зародышей, укрупнению растущих кристаллов и залечиванию различных механических повреждений у них. Кроме того, в соответствии с представленной схемой воздействие непосредственно в ходе образования алмазов должно благоприятствовать исправлению нарушений кристаллической решетки и некоторых других тонких дефектов, возникавших в процессе кристаллизации, а также препятствовать образованию двойников и поликристаллических агрегатов. При падении температуры и давления расплава до области устойчивости графита оторванные под воздействием  $[\text{Ti}^{4+}\text{O}_3]^{2-}$  от алмазов атомы углерода уже не могли присоединиться к кристаллической решетке алмаза и формировали стабильный при новых условиях графит.

Графитизация, как и все каталитические процессы между твердыми и жидкими фазами, происходила лишь в местах соприкосновения алмаза с магмой. Вследствие последовательного уничтожения периферийных зон относительно крупных кристаллов и нередко полного исчезновения мелких кристаллов поздних генераций, характеризовавшихся обычно наибольшим количеством различных дефектов, происходило повышение качества остающейся части алмазов, что уже отмечалось при обсуждении фациального фактора сортности.

Таким образом, анионы метатитановой кислоты имели исключительно важное значение для формирования высокосортных алмазов, являясь своеобразным каталитическим стабилизатором процесса кристаллизации и выступая в роли катализатора при графитизации их.

Согласно приведенным в работе автора [1965] расчетам, непосредственное участие в реакции принимала ничтожная часть (примерно  $10^{-12}\%$ ) общего количества титана. В связи с этим концентрация  $[\text{Ti}^{4+}\text{O}_3]^{2-}$  в расплавах, по всей вероятности, не достигала каталитического насыщения, и поэтому даже при максимальном содержании титана (3,5%) в кимберлитах эффективность воздействия аниона метатитановой кислоты на алмазы в первом приближении может считаться прямо пропорциональной количеству титана.

Для оценок степени концентрации  $[\text{Ti}^{4+}\text{O}_3]^{2-}$  в кимберлитовых расплавах целесообразно использовать уже упоминавшееся титановое отношение. Правда, величина  $\text{Ti}_k : \text{Ti}_c$  отражает степень возрастания концентрации аниона метатитановой кислоты, достигавшую к концу интрателлурического этапа, между тем как для качества алмазов существенное (или даже определяющее) значение имела концентрация  $[\text{Ti}^{4+}\text{O}_3]^{2-}$  в отдельные моменты и средняя величина ее на протяжении всего периода их кристаллизации. Определение соответствующих частных характеристик с удовлетворительной степенью аппроксимации уже на современном уровне знаний возможно благодаря линейному закону возрастания содержания титана в кимберлитовом расплаве (см. гл. VIII, IX). В итоге

приближенным показателем средней концентрации  $[\text{Ti}^{4+}\text{O}_3]^{2-}$  в период кристаллизации алмазов может служить  $\text{Ti}_k : 2\text{Ti}_c$ .

Наличие алмазов только в ультраосновных породах свидетельствует о том, что наиболее недосыщенные кремнеземом расплавы являются наиболее благоприятной средой для кристаллизации данного минерала. При изучении химического фактора алмазности кимберлитов было установлено, что даже сравнительно небольшие по абсолютной величине повышения содержания кремния сопровождались убыванием алмазности пород [Милашев, 1965]. К настоящему времени получены данные, позволяющие предполагать, что возрастание количества кремния в кимберлитовых расплавах отрицательно сказывалось, по-видимому, и на качестве кристаллов. В пирамидах роста граней (111) кристаллов алмаза установлено [Варшавский, 1968] наличие тонких (около 1 мк) прослоев, соответствующих по составу, вероятно, гексагональной модификации карбида кремния ( $\alpha = \text{SiC}$ ). Прослой  $\alpha = \text{SiC}$  нарушали монолитность кристаллов алмаза, что в совокупности с относительно невысокой твердостью муассанита значительно снижало абразивную устойчивость алмазов. Заметные различия твердости алмазов разных месторождений, по-видимому, в основном обусловлены степенью распространения в их кристаллах примеси  $\alpha = \text{SiC}$ .

Сильная измененность подавляющей части кимберлитов не позволяет непосредственно судить о степени первичной недосыщенности их кремнекислотой, поскольку вторичные процессы сопровождались выносом и перераспределением  $\text{SiO}_2$ , как и многих других компонентов. Более устойчивы и показательны в этом отношении Fe и Ti, не претерпевавшие существенного перераспределения и выноса на постмагматической стадии. Вместе с тем в группе ультраосновных пород повышение кислотности сопровождалось возрастанием содержания Fe и Ti [Дэли, 1936; Заварицкий, 1955]. Можно полагать, что у кимберлитов, как и у других ультраосновных пород, уменьшение количества Fe и Ti свидетельствует о возрастании недосыщенности расплавов кремнекислотой. Отсюда следует, что сумма Fe + Ti может служить показателем относительной изменчивости количества Si в расплавах, формировавших отдельные трубки.

Некоторые свойства алмаза (окраска, спектр люминесценции, сцинтилляционная способность и др.) связаны с наличием или отсутствием ничтожных примесей некоторых химических элементов в атомных решетках кристаллов. Для решения вопроса о физико-химических условиях кристаллизации алмазов со столь «тонкими» качественными признаками требуются постановка специальных исследований и выполнение обширных экспериментальных работ. В настоящее время необходимы кристаллохимические и экспериментальные данные практически отсутствующие.

Одним из немногих примеров, доказывающих реальность существования и принципиальную возможность расшифровки таких зависимостей, может служить намечающаяся корреляционная связь между спектром фотолюминесценции алмазов и химическим составом материнских кимберлитов. Так, величина отношения суммар-

ного количества алмазов, люминесцирующих в желтых и оранжевых тонах, к количеству алмазов, обладающих сине-голубой люминесценцией, как правило, прямо пропорциональна величине  $Fe : Ti$ . Коэффициент корреляции, вычисленный для 20 наиболее изученных месторождений Якутии, между логарифмом первого из указанных отношений к величине  $Fe : Ti$  составляет  $0,566 \pm 0,156$ .

На основании изложенного следует заключить, что среди большого числа химических элементов, пользующихся достаточно широким распространением в кимберлитах, при формировании главных качественных признаков алмазов ведущая роль принадлежала титану и, по-видимому, кремнию. Влияние прочих элементов было, вероятно, на порядок слабее или проявлялось в образовании «тонких» свойств, обсуждение физико-химической обстановки возникновения которых выходит за рамки данной работы. Вопрос о целесообразности учета, а при необходимости и определения конкретной математической формы выражения содержания таких элементов, как алюминий, калий, натрий и других, для теоретических оценок сортности алмазов окончательно должен быть решен при углубленных исследованиях, базирующихся на более полных данных.

Таким образом, показатель химического фактора качества (ХК) алмазов в первом приближении может быть выражен как функция содержания титана и кремния в кимберлитовой магме, т. е.

$$ХК = F(Ti, Si). \quad (X-17)$$

При обсуждении вероятного влияния этих элементов на формирование качественных признаков алмазов отмечалось, что наиболее представительной характеристикой титана в интересующем нас аспекте является  $Ti_k : 2Ti_c$ . Соответствующая характеристика кремния по результатам химических анализов непосредственно не может быть вычислена из-за выноса его при вторичных процессах, и поэтому при оценках изменчивости содержания кремния на интрателлурическом этапе используются косвенные данные ( $Fe + Ti$  и др.). Значит, уравнение (X-17) можно переписать в виде

$$ХК = F(Ti_k : 2Ti_c; Fe + Ti). \quad (X-18)$$

Подводя итог всему изложенному, следует заключить, что качество алмазов (К) каждого месторождения зависит от фациальных условий формирования и химического состава расплава, т. е.

$$K = f(\Phi K, ХК). \quad (X-19)$$

Заменив  $\Phi K$  и  $ХК$  в соответствии с уравнениями (X-15) и (X-18), получим

$$K = F \left\{ \left[ \left( \frac{CD_{Ti}^{(n)}}{Ti_k} \right)^3 \sqrt{\Pi} \right], \left( Ti_k : 2Ti_c; Fe + Ti_k \right) \right\}. \quad (X-20)$$

На основании проведенного анализа с геолого-минералогических позиций относительная значимость всех частных показателей в первом приближении представляется равноценной, и поэтому формула для определения К может быть записана в следующем виде:

$$K = \frac{CD_{Ti}^{(n)} \cdot \sqrt[3]{\Pi} \cdot Ti_k}{2ССК (Fe + Ti_k) \cdot Ti_c}, \quad (X-21)$$

где  $СД_{Ti}^{(n)}$  — титановый показатель степени дифференциации кимберлитовых расплавов, согласно формулам (VIII-5) и (VIII-7);  $\Pi$  — относительное количество поликристаллических агрегатов алмаза, %;  $Ti_k$  — содержание титана в кимберлите, вес. %;  $Ti_c$  — содержание титана в породах субстрата (верхней мантии) — 0,036% (см. табл. 25);  $Fe$  — содержание железа в кимберлите, вес. %;  $ССК$  — степень сохранности кристаллов алмаза, согласно формуле (X-3).

Поскольку численное значение  $K$  отражает вероятные последствия влияния всех главнейших факторов, определяющих качество кристаллов, то, следовательно, существует принципиальная возможность перехода от величины этого показателя к оценке качества алмазов в денежном выражении, т. е. к средней для изучаемого месторождения цене 1 карата ( $\Pi$ ). Однако, не являясь специалистом в области экономики и ценообразования, автор не считает для себя возможным преобразовать формулу (X-21) до вида, который позволил бы получать  $K$ , сопоставимые по численным значениям с ценами алмазов на мировом рынке.

Определенным подтверждением принципиальной справедливости полученных теоретических выводов может служить высокая степень корреляции ( $r = 0,71 \pm 0,16$ ) между вычисленными с помощью формулы (X-21) значениями  $K$  (при  $СД_{Ti}^{(6)}$ ) и средней ценой алмазов по тем, к сожалению, весьма немногочисленным месторождениям, необходимые характеристики которых удалось найти в литературе.

Дальнейшие целенаправленные исследования, несомненно, позволят уточнить наметившиеся и выявить многие другие корреляционные связи между особенностями алмазов, составом и термодинамическим режимом формирования материнских пород. В итоге накопления эмпирических данных и теоретических обобщений будет глубже понята генетическая взаимосвязь природных процессов и установлены геолого-геохимические критерии для прогнозных оценок как отдельных трубок, так и целых районов в отношении перспектив нахождения максимальных концентраций алмазов наиболее дефицитных сортов.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя изложенное, следует заключить, что в результате проведенных исследований, наряду с анализом физико-химических условий образования кимберлитов, частично разработаны и некоторые смежные вопросы постольку, поскольку они были необходимы для полноты освещения основной проблемы. В итоге этих разработок

выявлены важнейшие факторы, обуславливающие дисперсию свойств природных алмазов; предложен новый метод графического анализа петрохимических особенностей кимберлитов и количественной оценки степени дифференциации их магмы; доказана применимость принципов зонной плавки для моделирования подкоровой эволюции кимберлитовых расплавов; проведены оценки химического баланса, энергетики этого процесса и критического объема магматического очага; конкретизированы представления о связи кимберлитообразования с эволюцией верхней мантии и, в частности, уточнен состав, некоторые физические свойства субстрата и характер динамических процессов в верхней мантии платформенных областей.

Основные положения и выводы работы в плане главных задач проведенных исследований могут быть сформулированы следующим образом.

1. Кимберлитовые расплавы зарождались в мобилизованных блоках перегретого и разуплотненного вещества верхней мантии, охваченных восходящими конвективными течениями. В приосевых частях потоков, где мобилизованный субстрат обладал наивысшими температурами, расплавы возникали на максимальных глубинах, а в периферийных зонах, охваченных конвективным течением масс, плавление наступало лишь при достижении более высоких горизонтов.

2. Радиальное перемещение магматических очагов и дифференциация кимберлитовых расплавов осуществлялись по механизму зонной плавки. Контрастность и связанный с ней тепловой эффект процесса проплавления пород верхней мантии достигали максимальных значений в периферийных зонах мобилизованных масс.

3. По химико-минералогическим особенностям и энергетике процессов в течение подкоровой эволюции расплавов выделяются два периода. Первый из них (перидотитовый) проходили все кимберлиты, а второй (пироксенит-перидотитовый) начинался при достижении магмой значительной степени дифференциации и проявлялся преимущественно у кимберлитов, развитых в периферийных зонах провинций.

4. Эволюция кимберлитовых расплавов алмазной субфации в подкоровой период происходила при существенно более высоких термодинамических параметрах по сравнению с условиями формирования кимберлитовых расплавов пироповой субфации, зарождавшимися в периферийных зонах охваченного конвективным течением субстрата. Оценки температурного режима формирования кимберлитов, выполненные различными способами, показали, что на интрателлурическом этапе температура кимберлитовых расплавов алмазной субфации составляла в среднем около 1800, а пироповой субфации — порядка 1500° С. Минимальные давления кимберлитовых расплавов алмазной и пироповой субфаций на данном этапе лежали в пределах 45 и 20 кбар соответственно.

5. Максимальный перепад давления происходил на границе между интрателлурическим и плутоническим этапами при внедрении кимберлитовых расплавов в ослабленные зоны земной коры,

продолжающиеся иногда до апикальных горизонтов верхней мантии.  $\Delta p$  в этот период, вероятно, в несколько раз превышало по величине перепад давления, который имел место при формировании трубок взрыва. Внедрение расплавов в ослабленные зоны сопровождалось также резким снижением температуры, которое, по всей вероятности, соизмеримо с  $\Delta T$  на эксплозивной стадии.

6. Сложный комплекс процессов, ответственных за формирование важнейших свойств алмазов, в зависимости от природы явлений разделяется на две основные группы — физические и химические. Анализ вероятных последствий изменения физико-химических условий в процессе образования кимберлитов для возникновения различных свойств алмазов позволил выявить и дать приближенные количественные оценки как частных, так и общих показателей фациального и химического факторов сортности алмазов. Высокая степень корреляции получаемых оценок с наблюдаемым качеством алмазов в изученных месторождениях является определенным свидетельством справедливости теоретических принципов проведенного анализа и правомерности выведенного на их основе базового уравнения.

К наиболее актуальным задачам дальнейших исследований, решение которых наряду с большим научным значением обеспечит существенное повышение эффективности поисковых и геологоразведочных работ на алмазы, относятся следующие.

1. Продолжение всестороннего изучения кимберлитового вулканизма с использованием не только минералого-петрологических, но также геофизических (ГСЗ и др.), палеотектонических методов и т. п. При комплексном подходе к исследованию кимберлитов, обладающих широким возрастным диапазоном и распространенных на огромных территориях, создаются предпосылки для установления важнейших тенденций развития верхней мантии и коры платформенных областей во времени и в пространстве. Следует ожидать, что в итоге корреляционного анализа выявленной направленности эволюции верхней мантии с палеотектоникой платформенной коры и расположением известных полей разнофациальных кимберлитов будут установлены закономерности и разработаны научно обоснованные методы прогнозирования пространственного размещения и локализации кимберлитового вулканизма.

2. Изучение теоретически вероятной и эмпирически уже намечающейся связи между люминесценцией и другими физическими свойствами алмазов, скульптурными образованиями на гранях их кристаллов и химическим составом материнских кимберлитов. Выявление этой зависимости, помимо научного, будет иметь и большое практическое значение, поскольку позволит решать и обратную задачу, т. е. по алмазам, добытым в россыпях, можно будет судить о химическом составе питающих россыпи кимберлитов. Тогда с учетом уже известной зависимости между морфологией кристаллов алмаза и фациальными условиями образования кимберлитов станет возможным по кристаллам алмаза, находимым в россыпях, предварительно оценивать содержание и качество алмазов в коренных

источниках и решать вопрос о целесообразности поисков коренных месторождений, питающих данные россыпи.

3. Углубленные комплексные исследования кристаллохимии, физических свойств алмазов различных месторождений и физико-химических условий их образования с целью определения факторов, обуславливающих формирование каждого из главных свойств кристаллов алмаза (степени совершенства кристаллической решетки, содержания азота и других примесей, гомогенности и т. п.). Установление причинности связей позволит выработать критерии для косвенных и прогнозных оценок любого месторождения уже не только по общему (среднему) качеству, но и по относительному количеству алмазов определенных сортов (ювелирных алмазов, алмазов со сцинциляционной способностью и т. д.).

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. В., Дьяков А. Г. Алмазоносные формации и некоторые закономерности распространения алмазоносных месторождений. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. VI, 1961.
- Арсеньев А. А. О закономерности размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 137, № 5, 1961.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. Физика Земли, № 9, 1968.
- Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и Предтаймырского прогиба. Тр. НИИГА, т. 106, 1960.
- Бабушкин В. И., Мчедлов-Петросян О. П. О взаимосвязи термодинамики и кинетики некоторых реакций минералообразования. В кн. Исследования природ. и технич. минералообразования. Наука, 1966.
- Базилевский А. Т. К вопросу о температуре внедрения ультраосновных интрузий. Геохимия, № 4, 1966а.
- Базилевский А. Т. Расчет температуры дайки слюдяного перидотита в момент внедрения. Геохимия, № 8, 1966б.
- Бартошинский З. В. Сравнительная характеристика алмазов из различных алмазоносных районов Западной Якутии. Геология и геофизика, № 6, 1961.
- Бартошинский З. В. Об особенностях алмазов из некоторых кимберлитовых тел со «столбчатым» строением. Минер. сб. Львовск. ун-та, № 22, вып. 1, 1969.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. геология, № 1, 1965.
- Белоусов В. В. Земная кора и мантия материков. Наука, 1966.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР. Сов. геология, № 11, 1967.
- Берч Ф. Физика земной коры. В сб. Земная кора. ИЛ, 1957.
- Бобривич А. П. К познанию вещественного состава ультраосновного слоя Земли на основании изучения включений пирропсодержащих ультраосновных пород в кимберлитах. Геология и геофизика, № 3, 1965.

Бобривич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Ксенолит эклогита с алмазами. ДАН СССР, т. 126, № 3, 1959.

Бобривич А. П. и др. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.

Бобривич А. П. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Недра, 1964.

Бойд Ф. Р., Инглед Дж. Л. Система энстатит—пироп. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.

Бойд Ф. Р., Мак-Грегори И. Д. Ультраосновные породы. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.

Боуэн Н. Л. и Таттл О. Ф. Система  $MgO-SiO_2-H_2O$ . В сб. Вопр. физико-химии в минер. и петрогр. ИЛ, 1950.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород. В сб. Петрография Вост. Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.

Варшавский А. В. Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. Наука, 1968.

Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Проблема происхождения алмазов. Якутское книжн. изд-во, 1961.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. В кн. Первое чтение им. Б. И. Вернадского. Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Геохимия, № 1, 1961.

Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. Геохимия, № 3, 1962.

Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. Геохимия, № 7, 1965.

Гайнаков А. Г. Магнитная неоднородность верхней мантии. В сб. Геофиз. исследования, вып. II. Изд-во ЛГУ, 1966.

Генштафт Ю. С. и др. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1967а.

Генштафт Ю. С. и др. Возможные пути эволюции глубинного вещества Земли. Физика Земли, № 9, 1967б.

Геология Сибирской платформы. Недра, 1966.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава. В сб. Проблемы магмы и генезиса изверж. горных пород. Изд-во АН СССР, 1963.

Грейтон Л. К. Предположение о вулканическом тепле. ИЛ, 1949.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968а.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968б.

Гутенберг Б. Физика земных недр. ИЛ, 1963.

Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. Недра, 1967.

Денисов Е. П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах. В сб. Кора и верхняя мантия Земли (докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК). Наука, 1968.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. ИЛ, 1960.

Добрецов Н. Л., Харьков А. Д., Шемякин М. Л. Применение многомерного статистического анализа для решения прогнозных задач на примере алмазности кимберлитов. Геология и геофизика, № 8, 1966.

Доливо-Добровольский В. В. К вопросу об энергетических расчетах последовательности кристаллизации минералов. Зап. Всес. минер. о-ва, вып. 4, 1968.

Дэвис Б. Т. К., Шерер А. Ф. Плавление в сечении диопсид — форстерит — пироп при 40 кбар и 1 атм. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Гл. ред. геол.-разв. и геофиз. лит., 1936.

Дю Гойт А. Геология Южной Африки. ИЛ, 1957.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.

Ингерсолл Л. Р., Зобель О. Дж., Ингерсолл А. К. Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. Машгиз, 1959.

Йодер Х. С. (младший). Система  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  и соответствующие метаморфические фации. В кн. Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. ИЛ, 1954.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Мир, 1965.

Карилина М. И., Маслаковец Ю. П. К вопросу о травлении алмаза. ДАН СССР, т. 183, № 6, 1968.

Карпов И. К., Кашин С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Наука, 1968.

Керн Р., Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. Мир, 1966.

Коган С. Д. Времена пробега продольных и поперечных волн, вычисленных по данным ядерных взрывов, произведенных в районе Маршалловых островов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1960.

Козырев А. А. Метод минералотермометрии твердых включений в связи с вопросом о происхождении алмазов. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 2, 1964.

Кондорская Н. В. По поводу региональных особенностей времен пробега сейсмических волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1957.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ГИН СССР, вып. 12, сер. петрогр., № 5, 1940.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

Коржинский Д. С. Минеральные парагенезисы системы  $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$  и режим воды и углекислоты при метаморфизме. Минер. сб. № 14. Изд. Львовск. ун-та, 1960.

Крутойрский М. А. и др. Кимберлиты бассейнов рек Омонос и Укукит. Тр. НИИГА, т. 65, 1959.

Латынина Л. А. Тепловая конвекция в оболочке Земли. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1958.

Литвин Ю. А., Бутузов В. П. О росте кристаллов искусственного алмаза. ДАН СССР, т. 181, № 5, 1968.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Наука, 1964а.

Лутц Б. Г. Равновесная пара гранат — моноклинный пироксен как индикатор давления. Сб. Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Наука, 1964б.

Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, 1958.

Магницкий В. А. К вопросу о плотности и сжимаемости оболочки Земли. Вопр. Космогонии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1952.

Магницкий В. А. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 26, 1956.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Недра, 1965.

Магницкий В. А., Калинин В. А. Свойства оболочки Земли и физическая природа переходного слоя. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1959.

Мак-Грегор И. Д. Реакция  $4 \text{энстатит} + \text{шпинель} \rightleftharpoons \text{форстерит} + \text{пироп}$ . В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.

Мак-Грегор И. Д., Рингвуд А. Э. Природная система энстатит-пироп. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Наука, 1965.

М а р а к у ш е в А. А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен — клинопироксен и ортопироксен — оливин. В сб. Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. Наука 1968.

М и л а ш е в В. А. Кимберлиты южной части Среднеоленинского района. Зап. Всес. минер. о-ва, вып. 3, 1958а.

М и л а ш е в В. А. Новые данные по геологии кимберлитов. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 12, 1958б.

М и л а ш е в В. А. Применение структурного анализа к кимберлитовым телам. Геология и геофизика, № 6, 1960а.

М и л а ш е в В. А. Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная». Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 89, вып. 3, 1960б.

М и л а ш е в В. А. Кимберлитовые породы Анабаро-Оленевского района и некоторые вопросы их генезиса. Изд-во ЛГУ, 1961.

М и л а ш е в В. А. Вторичные изменения кимберлитов. Тр. НИИГА, т. 121, 1962.

М и л а ш е в В. А. Термин «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород. Геология и геофизика, № 5, 1963а.

М и л а ш е в В. А. Парагенетические ассоциации вторичных породобразующих минералов в кимберлитовых породах. Геохимия, № 6, 1963б.

М и л а ш е в В. А. Петрохимическая характеристика кимберлитовых пород. Геология и геофизика, № 3, 1964.

М и л а ш е в В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. Недра, 1965. (Тр. НИИГА, т. 139.)

М и л а ш е в В. А. Проблемы кимберлитобразования и верхней мантии Земли. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 12, 1968а.

М и л а ш е в В. А. Причины расхождения результатов определения абсолютного возраста кимберлитов с геологическими данными о времени их образования. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып., 12, 1968б.

М и л а ш е в В. А. Геохимические особенности и термодинамические условия образования кимберлитов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли (докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК, пробл. 1). Наука, 1968в.

М и л а ш е в В. А. Кимберлиты и близкие к ним породы Куонамского района (северо-восточная часть Сибирской платформы). Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 13, 1968д.

М и л а ш е в В. А. Статистическое решение некоторых геологических задач. Геология и геофизика, № 12, 1968е.

М и л а ш е в В. А. Современное состояние и пути совершенствования методов прогнозирования, поисков и оценки алмазных месторождений. В сб. Прогнозы и методы поисков м-ний никеля, олова и алмазов в Сов. Арктике. Изд. НИИГА, 1968ж.

М и л а ш е в В. А. Петрохимия кимберлитов и близких к ним пород Куонамского района (северо-восточная часть Сибирской платформы). Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 16, 1969.

М и л а ш е в В. А. Фациальная принадлежность и перспективы алмазности кимберлитов Куонамского района. Уч. зап. НИИГА, сер. регион. геол., вып. 17. Изд. НИИГА, 1970.

М и л а ш е в В. А. Потенциальная алмазность кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы. В сб. Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Изд. НИИГА, 1971.

М и л а ш е в В. А., Шульгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 126, № 6, 1959.

М и л а ш е в В. А. и др. Кимберлитовые породы и покрывные порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 126, 1963.

М и т р о п о л ь с к и й А. К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, 1961.

М о с к а л е в а С. В. Проблема верхней мантии и генезис гипербазитов. ДАН СССР, т. 156, № 5, 1964.

М ч е д л о в - П е т р о с я н О. П., Б а б у ш к и н В. И. Энергетические представления в физико-химическом анализе силикатов. В кн. Тезисы докладов на Всес. совещ. по физ.-хим. анализу. Изд-во АН СССР, 1960.

Мчедлов-Петросян О. П., Бабушкин В. И. О роли структурной аналогии и стехиометрии при термодинамическом исследовании силикатов. Кристаллография, т. 6, вып. 6, 1961.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.

Одинцов М. М. Материалы по геологии и алмазоносности Сибирской платформы. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 14, 1958.

Парийский Н. Н. Неравномерность вращения Земли. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153), 1955.

Парийский Н. Н. Земные приливы и внутреннее строение Земли. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1963.

Перчук Л. Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1967.

Померанцева Н. В. и др. Применение сейсмологических станций «Земля» при изучении строения юго-востока Русской платформы. ДАН СССР, т. 136, № 1, 1965.

Рабкин М. И., Милашев В. А. Кимберлитовый вулканизм севера Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 114, 1960.

Ревердатто В. В. Температуры формирования гипербазитов в связи с тектоническими условиями. В сб. Вулканизм и тектогенез (докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК). Наука, 1968.

Рингвуд А. Е. Модель верхней мантии. В сб. Верхняя мантия Земли. Мир, 1964.

Рингвуд А. З., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.

Рябчиков И. Д. Плавление диопсида в условиях сверхвысоких давлений водяного пара. ДАН СССР, т. 181, № 1, 1968.

Сарсадских Н. Н. Структурный фактор размещения кимберлитов на Сибирской платформе и прогнозирование коренной алмазоносности. Сб. Прогноз. и методы поисков м-ний никеля, олова и алмазов в Сов. Арктике. Изд. НИИГА, 1968.

Сарсадских Н. Н., Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии. Зап. Всес. минер. о-ва, вып. 4, 1960.

Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов. Геология и геофизика, № 1, 1960.

Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. В сб. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд. АН СССР, 1961.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. ДАН СССР, т. 158, № 1, 1964.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Наука, 1964.

Соболев Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. В сб. Кора и верхняя мантия (докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК). Наука, 1968.

Спизарский Т. Н. Геологическое районирование Сибирской платформы и основные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. В кн. Развитие производит. сил Вост. Сибири. Изд. АН СССР, 1960.

Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1963.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Госгеолтехиздат, т. 1—2, 1948.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, Наукова думка, 1964.

Тимесков В. А. О возможном методе энергетического расчета последовательности выделения силикатов в природе. Зап. Всес. минер. о-ва, вып. 3, 1968.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения порообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

Трофимов В. С. Некоторые закономерности размещения алмазных месторождений на Сибирской платформе. Тр. Якутск. фил. СО АН СССР, сб. 6, 1961.

Трофимов В. С. Условия образования и закономерности распространения алмазов в кимберлитах. В сб. Геология руд. м-ний, вып. 2, 1963.

Ушаков С. А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли. Вестн. МГУ, сер. IV, геол., № 1, 1968.

Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1963.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. II, III. ОНТИ, 1934, 1937.

Ферхуген Д. Температура в недрах Земли. В сб. Физика и химия Земли. ИЛ, 1958.

Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. Недра, 1968.

Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитовых трубок Дально-Алакатского района. Геология и геофизика, № 4, 1967.

Хитаров Н. И. Информация о новых экспериментальных работах по глубинным процессам. Геохимия, № 8, 1968.

Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. В сб. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.

Щербина В. В. К геохимии силикатных расплавов. Зап. Всес. минер.-ова, вып. 5, 1964.

Эрлих Э. Н. О тектонике центральной части Суханского прогиба и закономерности распределения кимберлитовых тел в бассейне р. Оленек. Информ. бюл. НИИГА, вып. 12, 1958.

Ярошевский А. А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. В сб. Химия земной коры, т. 2, Наука, 1965.

Ярошевский А. А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. В сб. Кора и верхняя мантия Земли (докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК, пробл. 1). Наука, 1968.

Adams L. H. Temperatures at moderate depths within the earth. J. Washington Acad. sci., vol. 14, 1924.

Van no S. Garnet-pyroxene equilibrium in granulite facies rocks and inclusions in kimberlite and alkali basalt. Japan. j. geol. and geogr., vol. 36, № 2—4, 1965.

Bardet M. G. Note sur la relation probable des lignes de fractures profondes de disjonction continents de l'Afrique. La chronique des mines d'outre-mer, 24 annee, № 235, 236, 1956.

Boyd F. R., Schairer J. F. The system  $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ . I Petrol., vol. 5, 1964.

Bundy F. P. e. a. Manmade diamonds. Nature, № 4471, 1955.

Corstorphine G. The occurrence in kimberlite of garnet-pyroxene nodules carrying diamond. Trans. Geol. soc. S. Africa, vol. 10, 1908.

Crowley M. S., Roy R. Crystalline solubility in the muscovite and phlogopite groups. Amer. Miner., vol. 49, № 3—4, 1964.

Daly R. Meteorites and an earth model. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 54, 1943.

Davis B. T. C. The system enstatite — diopside at 30 kilobars pressure. Carnegie inst. Wash. year-book, 62, 103, 1963.

Dawson J. B. Basutolend kimberlites. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 73, № 5, 1962.

Die Diamantsynthese des Hochdruck-Hochtemperatur-Labors des Mineralogisch-Petrologischen Institutes der Universitat Bonn. Z. Dtsch. Ges. Edelsteinkunde, vol. 55, 1966.

Du Toit A. L. The diamandiferous and allied pipes and fissures. Eleventh ann. rept. Geol. comm. of the Cape of the Good Hope, 1906.

Green D. H., Ringwood A. E. Fractionation of basalt magmas at high pressures. Nature, vol. 201, 1964.

Gutenberg B. Internal constitution of the Earth. 1st ed., McGraw, N. Y., 1939.

- Gutenberg B. The cooling of the earth and temperature in its interior. Internal constitution of the Earth, ed. B. Gutenberg, 2nd ed. Dover, N. Y., 1951.
- Harger H. S. The diamond piper and fissures of South Africa. *Trans. Geol. soc. S. Africa*, vol. 8, 1906.
- Harker R. L., Tuttle O. F. The lower limit of stability of akermanite ( $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ ). *Amer. j. sci.*, vol. 254, № 8, 1956.
- Harris P. G. The importance of minerals other than olivin in the upper mantle. *Trans. Amer. geophys. union*, vol. 47, № 1, 1966.
- Haskell N. A. The motion of a viscous fluid under a surface load. *Physics*, vol. 6, 7, 1935, 1936.
- Heiskanen W. G., Meinesz F. A. V. The Earth and its gravity field. McGraw, N. Y., 1958.
- Holms A. A. Contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions. *Trans. Geol. soc. S. Africa*, vol. 39, 1936.
- Hummel C., Schwiete H. E. Thermochemische Untersuchungen in System  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ . *J. Mitt. Lösungscalorimetrische Untersuchungen von Bildungs- und Reaktionswärmen. Glastechn. Ber.*, vol. 32, 1959.
- Ito K., Kennedy G. C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. *Trans. Amer. geophys. union*, vol. 47, № 1, 1966.
- Jacobs J. A. The interior of the earth. *Adv. geophys.*, vol. 3, 1956.
- Jeffreys H. The Earth (2nd ed.). Cambridge univ. press, 1929.
- Kennedy G. C. The origin of continents, mountain ridges and ocean basins. *Amer. Sci.*, vol. 47, 1959.
- Kushiro I., Yoder H. S. I. Breakdown of monticellite and akermanite at high pressures. *Ann. report director geophys. lab. Carnegie inst.*, year-Book 63, 1964.
- Kushiro I., Yoder H. S. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt eclogite transformations. *J. petrol.*, vol. 7, № 3, 1966.
- Lees G. M. The evolution of a shrinking earth. *Quart. j. Geol. soc., London*, vol. 109, 1953.
- Lovering J. F. The nature of the Mohorovicic discontinuity. *Trans. Amer. geophys. union*, vol. 39, № 5, 1958.
- Lubimova E. A. Thermal history of the earth with consideration of the variable thermal conductivity of its mantle. *Geophys. j.*, № 1, 1958.
- Mah A. D. Heats and free energies of formation of barium oxide and strontium oxide. *U. S. Bur. mines, rept. invest.*, № 6171, 1963.
- Matsushima S. On the strength distribution of the earth's crust and the upper mantle, and the distribution of the great earthquakes with depth. *Disaster Prevention res. inst., Kyoto univ. bull.*, vol. 43, 1961.
- Milashiev V. A. Petrochimie des kimberlites de Yakoutie et facteurs de leur mineralisation deamantifere. BRGM, Orléans, 1969.
- Neuvonen K. I. Thermochemical investigation of the akermanite-gehlenite series. *Bull. Comm. geol. Finlande*, vol. 26, № 1, 1952.
- Nixon P. H., Knorring O. von, Rooke J. M. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: a mineralogical and geochemical study. *Amer. Miner.*, vol. 48, 1963.
- O'Hara M. I. Melting of garnet peridotite at 30 kilobars. *Ann. rep. director geophys. lab., Carnegie inst., Wash.*, 1962—1963.
- Pekeris C. L. Thermal convection in the interior of the earth. *Monthly Notes roy. astron. soc., geophys. suppl.*, vol. 3, 1935.
- Ramberg H., Devore G. The distribution of  $\text{Fe}^{++}$  and  $\text{Mg}^{++}$  in coexisting olivines and pyroxenes. *J. geol.*, vol. 59, № 3, 1951.
- Ringwood A. E., Seabrook M. Highpressure phase transformations in germanite pyroxenes and related compounds. *J. geophys. res.*, vol. 68, № 15, 1963.
- Rosenfeld I. L., Chase A. B. Pressure and temperature of crystallisation from elastic effects around solid inclusions in minerals. *Amer. j. sci.*, vol. 259, 1961.

Rossini F. D., a. o. Selected values of chemical thermodynamic properties. Circular Natl. bur. standards 500. Pt. 1. Washington, U. S. Govern. print. office, 1952.

Shimazu Y. A chemical phase transition hypothesis of the origin of the C-layer within the Earth. J. Earth sci., Nagoya univ., vol. 6, № 1, 1958.

Smith F. G. Historical development of inclusion thermometry. Toronto, 1953.

Talvani M., Heezen B. C., Worsel J. L. Gravity anomalies, physiography and crustal structure of the Mid-Atlantic ridge. Publs. Bur. centr. seismol. intern., № 22, 1965.

Uffen R. J., Jessop A. M. The stress release hypothesis of magma formation. Bull. volcanol., vol. 26, 1963.

Urey H. C. The planets, their origin and development. Yale univ. press, N. H., 1952.

Valkenburg A., Rynders G. F. Synthetic cuspidine. Amer. mineral., vol. 43, № 11—12, 1958.

Wagner P. Die Diamantführenden gesteine Südafrikas ihre Abbau und ihre Aufbereitung. Berlin, 1909.

Wagner P. The diamond fields of South Africa. Johannesburg, 1914.

Wahl W. The statement of chemical analyses of stony meteorites and the interpretation of the analyses in terms of minerals. Mineral. mag., vol. 29, № 211, 1950.

Williams A. F. The genesis of the diamond. Ld., 1932.

Wyllie P. I. The nature of the Mohorovicic discontinuity. J. geophys. res., vol. 68, № 15, 1963.

Wolff F. Stoff and Zustand im Innern der Erde. Nova Acta Leopoldina, new ser., vol. 12, Landolt. Börnstein Zahlenwerte, 6th ed., vol. 3, 1943.

---

*Владимир Аркадьевич Милашев*

#### **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ**

Ведущий редактор М. И. Федотова, Технический редактор Н. П. Старостина,  
Корректор Р. С. Янбекова. Переплет художника И. Г. Школьникова.

М-22865. Сдано в набор 28/X 1971 г. Подписано к печати 31/I 1972 г.  
Формат бумаги 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 11.

Уч.-изд. л. 13,48. Изд. № 761.

Тираж 1200 экз. Бумага № 2. Заказ 884. Индекс 1—4—1—Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,  
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома  
Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

Цена 1 р. 59 к.

р. 59к.

351

НЕДРА