

В.Г.ВАСИЛЬЕВ, В.В.КОБАЛЬСКИЙ, Н.В.ЧЕРСКИЙ



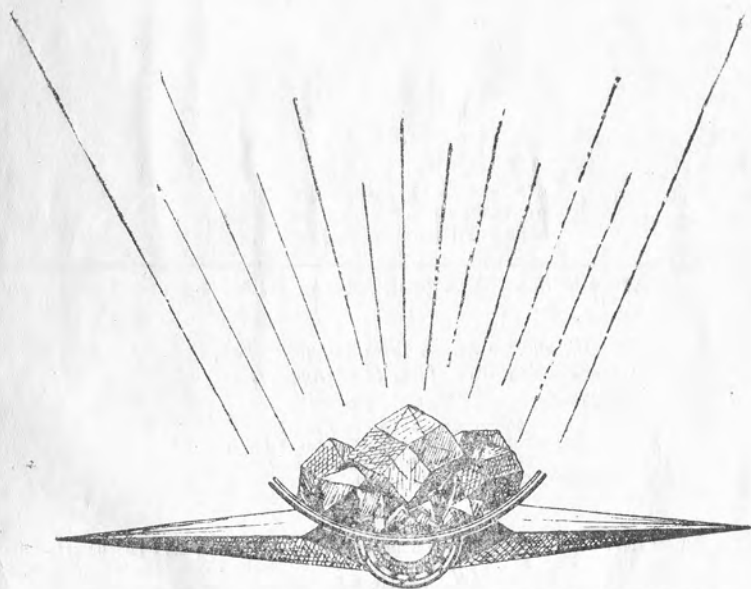
ПРОБЛЕМА
ПРОИСХОЖДЕНИЯ
АЛМАЗОВ

ЯКУТСК

1961

В.Г.ВАСИЛЬЕВ, В.В.КОВАЛЬСКИЙ, Н.В.ЧЕРСКИЙ

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ



ЯКУТСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
Якутск - 1961

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Современные представления о происхождении алмазов	7
Искусственный синтез алмазов	17
Основные черты геологического строения отдельных алмазоносных и алмазоперспективных районов зарубежных стран	22
Краткий очерк геологического строения Якутской алмазоносной провинции	37
Стратиграфия	—
Тектоника	45
Об источниках углерода для образования алмазов	57
Кимберлитовые трубки	92
Общая характеристика трубок	—
Основные черты петрографии кимберлитовых пород	81
О механизме образования трубок взрыва	118
Органическая гипотеза образования алмазов	143
Литература	151

Васильев Виктор Григорьевич,
Ковальский Виталий Владимирович,
Черский Николай Васильевич

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

Якутское книжное издательство,
г. Якутск, Петра Алексеева, 1.

Редактор Бондаренко В. И.
Редактор издательства Игнатъев И. П.
Техн. редактор Порников Е. С.
Корректоры Федорова В. Н., Ефремова Е. Н.

Сдано в набор 15/IV-1961 г. Подписано к печати 12/VI-1961 г. Бумага 60×92 1/16
Объем 9,5 ф.з. п. л. Усл. п. л. 9,5 Уч.-изд. л. 9,70 Заказ № 83. Тираж 2000 экз.
МЛ 01534 Цела 64 коп.

Якутская республиканская типография
им. Гагарина
г. Якутск, Кирова, 9.

ВВЕДЕНИЕ

В условиях современного производства и бурного технического прогресса роль алмазов в целом ряде ведущих отраслей промышленности становится все более значительной и даже решающей. Если в совсем недавнем прошлом алмазы имели только валютное значение и ценились как блестящие украшения, то теперь они являются незаменимым инструментом в бурении, машиностроении, металлообработке и т. п.

Самой важной отличительной особенностью алмаза является его непревзойденная твердость. Если судить о твердости по скорости истирания или шлифовки вещества, то твердость алмаза в 1000 раз превышает твердость кремния, в 150 раз — корунда и в десятки раз выше твердости самых прочных сплавов, применяемых в технике.

Если инструментом из самых твердых сплавов можно обработать 40 деталей из магниевой бронзы, то алмазный резец в состоянии обработать 3000 таких же деталей, или почти в 80 раз больше. При обработке сплавов с высоким содержанием кремния соответствующее соотношение стойкости выражается уже как 6 к 3000.

Алмазы незаменимы при изготовлении приборов высокой точности, ибо только они могут обеспечить требующуюся здесь особую тщательность обработки. При бурении в очень твердых окремнелых породах алмазное долото в 8—15 раз повышает скорость проходки и т. п.

В настоящее время ежегодная добыча алмазов в капиталистическом мире превышает 22—24 млн. карат. Из этого количества около 95% добывается в Африке (Конго, Южно-Африканский Союз и т. д.) и только 4—5% мировой добычи алмазов приходится на долю остальных континентов (главным образом Америки). Кроме того, в США, судя по журнальным статьям, ежегодно производится до 3 млн. карат синтетических алмазов. Эта главная капиталистическая страна ежегодно потребляет свыше 12 млн. каратов технических алмазов.

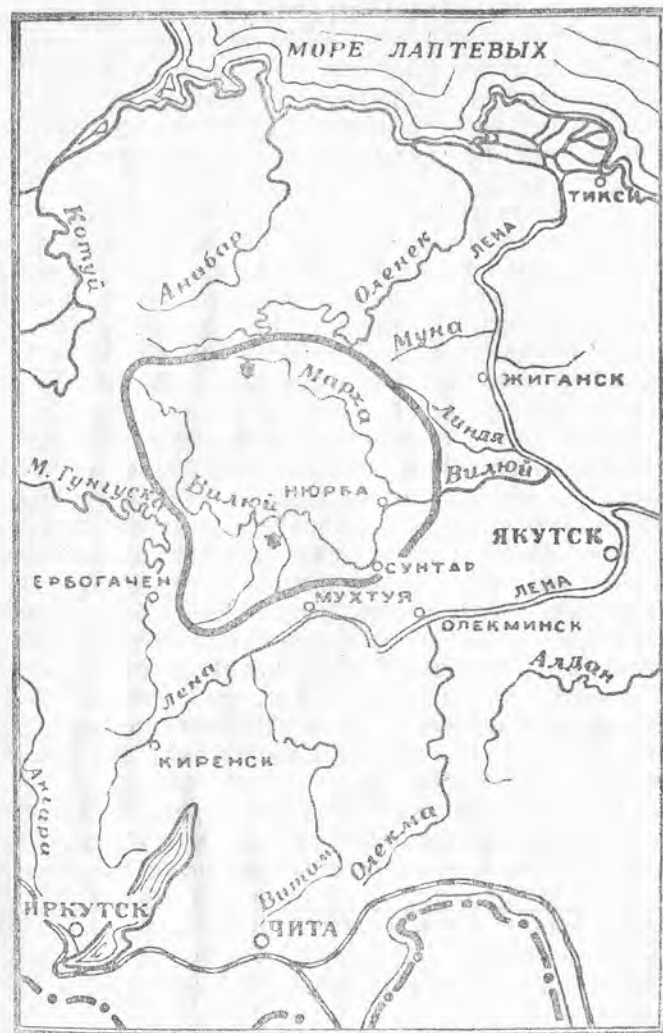
О значении алмазного сырья для американской промышленности можно судить по статье «Экономическое и стратегическое значение алмазов, используемых в промышленности», опубликованной 26 марта 1955 г. в горнопромышленном и техническом журнале Южно-Африканского Союза. В этой статье говорится: «Для такой современной технически развитой страны, как США, значение технических алмазов не может быть переоценено. При ежегодном потреблении 12 млн. карат было подсчитано, что если бы эта страна отказалась от импорта алмазов, то ее промышленный потенциал за очень короткий срок упал бы наполовину».

На территории Советского Союза находки алмазов были впервые сделаны в 1829 году на Урале. За годы Советской власти там созданы алмазодобывающие предприятия, поставляющие небольшое количество алмазов высокого качества. Одиночные находки алмазов, не дающие оснований говорить о наличии промышленных месторождений, известны и в некоторых других районах СССР, в том числе на Русской платформе.

В свете изложенных данных открытие якутских алмазов является событием огромного народнохозяйственного значения и, несомненно, будет способствовать дальнейшему развитию производительных сил нашей социалистической Родины.

Контрольными цифрами семилетнего плана, утвержденными XXI съездом КПСС, предусмотрено в 1965 г. увеличить добычу алмазов в 16 раз по сравнению с 1958 г. Эта ответственная задача успешно выполняется горняками Якутского совнархоза, создающими крупное высокомеханизированное алмазодобывающее предприятие на базе коренного месторождения — трубки «Мир» и тяготеющих к ней алмазных россыпей (рис. 1). Опираясь на достигнутые успехи якутские горняки приняли на себя обязательство в 1965 году увеличить добычу алмазов в 25 раз по сравнению с уровнем 1958 года и начать разработку другого месторождения алмазов — трубки «Айхал».

Наряду с увеличением добычи алмазов, совершенствованием технологии их извлечения и строительством новых объектов, большая работа проводится по поискам новых месторождений этого драгоценного камня. В этой области также достигнуты значительные успехи. Появились и внедряются новые прогрессивные методы выявления кимберлитовых трубок. Разведчиками Якутского геологического управления при поисках алмазов широко применяются и умело используются различные геофизические методы. Разработаны поисковые критерии, облегчающие открытие трубок и россыпей. Разрабатываются гипотезы для установления закономерностей размещения месторождений алмазов в пределах Якутской алмазоносной провинции. Каждый год приносит десятки новых открытий, обогащает разведчиков и ученых новыми уникальными материалами по



- Вилюйский алмазоносный район
- ★ Главные коренные месторождения

Рис. 1. Обзорная карта Западной Якутии.

геологин кимберлитов, которые являются единственной алмазодобывающей средой.

Но тайна образования самих алмазов все еще остается нераскрытой и гипотезы исследователей, предлагающих различ-

ные варианты генезиса алмазов, продолжают рушиться под тяжестью противоречий и новых фактов. Вместе с тем, широкое разнообразие геологических условий, характерное для трубок Якутии, представляет исключительно благодарный и, по-видимому, уникальный во всей мировой практике материал для постановки и решения коренных вопросов происхождения кимберлитов и алмазов.

Научное обоснование проблемы происхождения алмазов имеет огромное значение прежде всего для выявления закономерностей пространственного их размещения. Известно, что выявление этих закономерностей является основой основ для организации высокоэффективных поисков новых месторождений алмазов. Поэтому вполне естественно, что многочисленные исследователи, по мере накопления новых данных по условиям залегания алмазов в земной коре, а также по искусственному их изготовлению, обращаются к проблеме генезиса алмазов.

Накопленный экспериментальный материал по искусственному синтезу алмазов показывает, что кристаллизации углерода требуется высокая температура и давление, превышающее 45—50 тыс. атм. В статических условиях на глубинах до 40—50 км, т. е. до глубин, с которых еще возможно предположить миграцию магмы в верхние слои земной коры, появление таких давлений исключается. В связи с этим возникает необходимость рассмотреть возможность появления такой термодинамической обстановки в земной коре, при которой произойдет образование алмазов. Не меньшее значение имеет и определение источника свободного углерода для естественного синтеза алмазов и понимания его природы.

В настоящей работе авторы ставят перед собой задачу обобщить и систематизировать имеющиеся материалы, позволяющие дать объективную и всестороннюю оценку современного состояния проблемы генезиса алмазов. На этой основе делается попытка сформулировать основные положения, объясняющие образование алмазов в кимберлитовой магме при определенных условиях среды и при наличии свободного углерода.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ АЛМАЗОВ

Первые научно обоснованные предположения о генезисе алмазов были высказаны геологами, изучавшими африканские кимберлитовые трубки еще во второй половине XIX века. К этому времени относятся высказывания о происхождении алмазов в результате непосредственного воздействия магмы на пласты угля (Люис). Такая точка зрения возникла при разработке первой африканской трубки в Кимберли, которая прорвала толщу угленосных отложений системы Карру. Кроме того, в ряде трубок находились многочисленные обломки углистых сланцев, что подкрепляло приведенную гипотезу. Но после того, как были найдены алмазоносные трубки, не содержащие углистых сланцев, а также трубки, богатые углистым материалом, но без алмазов, — эту теорию, опирающуюся на прямой контакт углей и магмы, признали несостоятельной (9).

По мнению Добрэ, алмазы принесены на поверхность из глубинных очагов перидотитового слоя, находящихся на глубине порядка 150 км.

Существует точка зрения (Бонней и др.), по которой алмазы образовались в эклогитовой (грикванитовой) магме на большой глубине и в кимберлиты попали случайно. В качестве довода в пользу отсутствия генетической связи между алмазами и кимберлитами приводятся малоубедительные случаи отдельных находок алмазов в гранат-диопсидовых конкрециях.

В настоящее время большинство исследователей считает алмазы первичной составной частью кимберлитов, но расходится в мнениях относительно места их образования. По мнению А. Вильямса, алмазы выкристаллизовались в расплавленной массе на большой глубине, по-видимому, где-то у границы перидотитового слоя (6).

Подводя итоги проблеме происхождения алмазов на материалах южно-африканских коренных алмазных месторождений, А. Дю Тойт пришел к выводу, что в настоящее время существуют две главных теории (9):

а) Алмаз появился в результате измельчения при взрыве и плавлении глубоко залегающих масс алмазоносных эклогитов (гриквайтов), и его присутствие в кимберлите случайно. Это мнение подтверждается следующими факторами: 1) значительное количество (вероятно, около 9/10) кимберлитов не содержат алмаза; 2) имеются многочисленные обломки кристаллов и пересеченные трещинами осколки алмазов в синей земле. Наличие их можно объяснить (если учесть твердость кристаллов алмаза и мягкую цементирующую массу) только известным явлением внутренних натяжений в кристалле; оно должно было существовать в некоторых из них и привести к самопроизвольному раздроблению; 3) доказано наличие алмазов как первичных составляющих в некоторых гранат-диопсидовых конкрециях. Противоречит этому взгляду то, что во многих промышленно ценных трубках, в частности в Кимберли-Майн, обломки гриквайта (эклогита) исключительно редки.

б) Алмаз является первичной составной частью кимберлита и выкристаллизовался из него.

В пользу этого представления говорят следующие факторы: 1) наличие многочисленных микроскопических зерен алмаза в основной массе кимберлита; 2) значительное различие алмазов в соседних трубках, в различных частях одной и той же трубки или в трубке и в связанных с нею дайках. Каждое извержение, таким образом, давало алмазы особого облика; 3) наличие зональных структур и прорастаний в алмазах; 4) наличие внутри алмазов включений алмаза, граната, диопсида, магнетита, циркона или графита.

По-видимому, главная масса алмазов выкристаллизовалась внутри поднимающегося столба магмы или, как настаивает А. Ф. Вильямс, в расплавленной массе на глубине. Небольшая часть их могла произойти за счет подъема разрушенных более древних алмазоносных глубинных пород, подобных гриквайтам. Это предположение подтверждается тем, что и сам кимберлит мог образоваться в результате расплавления на глубине полнокристаллических перидотитов и родственных им пород, подобных тем, которые дошли до нас в виде ксенолитов в синей земле. Углерод, образующий алмазы, несомненно, возник из газов — двуокиси и окиси углерода и метана. Следует при этом помнить, что кимберлит всегда содержит кальцит и что этот своеобразный вулканический процесс проявлялся главным образом в виде взрывов. При взрывах газ поступал из больших глубин и под таким большим давлением, что вышележащая кора оказалась пробитой многочисленными и сравнительно мелкими каналами...».

Гипотеза происхождения алмазов из эклогитов была подвергнута резкой критике в нашей советской литературе В. С. Соболевым. Известно, что гипотезы, связывающие генезис алмазов с эклогитами, возникли в связи с их находкой в ксеноли-

те эклогита, сделанной Боннеем в 1899 г. Этот ксенолит имеет объем примерно 300 см³ и в нем было обнаружено 10 кристаллов алмаза. В настоящее время этот ксенолит хранится в Лондонском музее.

Однако, несмотря на самые тщательные поиски до сих пор обнаружены только единичные находки алмазов в ксенолитах эклогитов, причем каждый раз с весьма высоким содержанием алмазов по сравнению с их концентрацией в кимберлитах. Это заставляет отказаться от гипотезы происхождения алмазов в эклогитах. В. С. Соболев указывает, что ксенолиты эклогитов, в частности, обнаруженные в Якутии, до сих пор неизвестны в составе архейских образований Сибирской платформы. В представлении этого исследователя эклогиты, обнаруженные в трубках взрыва, являются «принесенными кимберлитовой магмой с больших глубин, вероятно, из тех участков земной коры, где эта магма образовалась» (26).

Далее им подчеркивается, что алмазоносные эклогиты, встречающиеся в трубках взрыва Якутии, не родственны перидотитам. В результате анализа всего имеющегося материала по условиям залегания алмазов и комплекса минералов ему сопутствующих, В. С. Соболев пришел к выводу, что алмазы «кристаллизовались в самой кимберлитовой магме, однако, на ранней стадии ее развития».

В пользу глубинного происхождения алмазов в кимберлитах этим исследователем приводятся следующие доводы: «...нахождение обломков кристаллов алмаза в кимберлитовой брекчии, причем в ряде случаев в разных местах удавалось находить обломки одного и того же кристалла, сама величина кристаллов алмазов, несоразмерная с величиной микролитов последней стадии кристаллизации; нахождение в кристаллах алмазов многочисленных включений минералов, которые, несомненно, не были устойчивыми в последние этапы движения кимберлитовой магмы, в первую очередь пироба. В алмазах неоднократно находят идиоморфные мелкие кристаллики пироба, в то время как еще до взрыва вокруг пироба в кимберлите наблюдается образование келифитовых каемок и идиоморфные кристаллы здесь не характерны. В алмазах встречаются также включения ильменита, который относится к ранней стадии кристаллизации кимберлитовой магмы и в поздней стадии обрастает корочками перовскита. Наконец, отдельные следы графитизации алмаза также доказывают, что его кристаллизация происходила при температуре порядка 1200°, в то время как температура кимберлитовой брекчии в трубке была значительно ниже».

Отсюда В. С. Соболев приходит к весьма важному выводу, что «представление об образовании алмазов до взрыва (и, следовательно, невозможность закономерного уменьшения содержания алмазов в трубке с увеличением глубины) является настолько несомненным, что с полной ответственностью может быть

рекомендовано для перспективной оценки коренных месторождений алмазов». В качестве подтверждения своей точки зрения автором на основании исследований Нейхауза А (23) указывается, что «отношение (изотопов углерода) C^{13}/C^{12} в алмазах отличается от такового в органическом углероде, углях, в большей части графита и соответствует составу углерода в углекислоте и известняках».

Источником углерода для образования алмазов В. С. Соболев считает ювенильную углекислоту, всегда присутствующую в магме. Выделение углерода в его представлении происходит по известной реакции Будуара $2CO = CO_2 + C$, причем углекислота восстанавливается под действием свободного водорода и ювенильных углеводородов.

Вместе с тем другим авторитетным исследователем в области изотопного состава, автором капитального труда «Изотопы в геологии» К. Ранкама указывается, что изотопный состав углерода в алмазах изучен еще недостаточно и что имеющиеся материалы не дают основания для однозначного решения вопроса о природе этого углерода (24).

По Крейгу, отношения изотопов C^{12}/C^{13} составляют: для углерода изверженных пород 90, 61—91, 26; для алмазов 89, 10—89, 31; для двуокиси углерода 88, 99—89, 46; для метана из гейзеров 89, 82—91, 49; для кимберлита 91, 06 и для графита 89, 59—90, 02,

По наблюдениям Крейга, в газах подземных источников устанавливается контролируемое температурой изотопно-обменное равновесие, для которого характерно повышенное содержание изотопов C^{13} в метане и уменьшение их количества в двуокиси углерода CO_2 .

Рассматривая с позиций изотопного состава ранее выдвинутую гипотезу образования южно-африканских алмазов из углеродистого материала черных глинистых сланцев системы Карру (свита Двайка), Крейг подтвердил ее правильность. Эти сланцы содержат до 12—14% углеродистых веществ и при перегонке выделяют небольшое количество нефтеобразных соединений.

В Якутии все известные кимберлитовые трубки приурочены к области развития карбонатных пород кембрия и ордовика, где ископаемые угли, как известно, отсутствуют. Следовательно, источником углерода для образования алмазов, принимая его органическую природу, нужно считать различные продукты переработки органического материала, накапливающегося в осадках морских водоемов кембрия и ордовика. Такие продукты в виде рассеянной органики, битумов, капельно-жидкой нефти и углеводородных газов имеют широкое распространение в осадочной толще нижнего палеозоя на территории алмазоносной провинции. Такое обилие органического углеводородного материала может рассматриваться как надежный источник полуоче-

ния углерода для естественного синтеза алмазов, на чем мы более подробно остановимся в дальнейшем.

К сожалению, непосредственных определений изотопного состава битумов, нефтей и газов из кембрийских и ордовикских отложений Якутии еще не производилось и о соотношении C^{12}/C^{13} можно судить только по характеристике исходного материала этих продуктов (по другим районам).

В кембрийское и нижнеордовикское время органический мир был почти целиком представлен морскими формами. Основным источником органического материала, как в кембрии, так и в ордовике, по-видимому, служили различные водоросли и морские растения.

Судя по данным Крейга и Ранкама, отдельные представители нижнепалеозойской морской растительности имели соотношение C^{12}/C^{13} от 89, 19 (*Ulva lactica*) до 89, 73 (*Acetabularia* и др.). Можно полагать, что передача углерода в системе органика—кимберлит в основном производилась через метан и тогда следует учитывать его обогащение изотопом C^{13} . Это позволяет нам принять приведенные соотношения (89, 19—89, 73) как реальные к моменту контакта метана с магмой.

Таким образом, для конкретных условий образования алмазов в якутских кимберлитовых трубках на современном уровне учения об изотопах полученные соотношения C^{12}/C^{13} для алмазов и углеводородов удовлетворительно отвечают требованиям соответствия изотопного состава.

В свете изложенных данных мы считаем несколько преждевременными высказывания отдельных исследователей (26) о неорганической природе углерода в алмазах, сделанные на основании сопоставлений их изотопного состава.

В. И. Михеенко и Н. И. Ненашев (22) в результате своих исследований также пришли к выводу, что алмаз вместе с основными породообразующими минералами кимберлита кристаллизовался в глубинных слоях земной коры на расстоянии порядка 50 км от поверхности. Эти кимберлиты (в понимании В. И. Михеенко и Н. И. Ненашева) вместе с заключенными в них алмазами длительное время, исчисляемое сотнями миллионов лет, могут оставаться *in situ* в глубинных очагах до тех пор, пока не возникнет благоприятная обстановка для их перемещения в верхний структурный ярус земной коры. К границе этого яруса, имея в виду гранитную оболочку, кимберлитовая масса подходит сильно охлажденной, но вместе с тем еще жидкой.

Дальнейшее продвижение кимберлитовой массы в осадочную толщу и на дневную поверхность осуществляется под действием «гравитационно-тектонических давлений», проявление которых аналогично процессу образования диапировых складок. В данном случае кимберлит выполняет роль ядра проты-

кания, причем его продвижение к поверхности носит пульсационный, периодический характер.

Такой механизм внедрения кимберлитовой массы в верхние слои земной коры обосновывается авторами рассматриваемой гипотезы общеизвестным фактом слабого температурного воздействия кимберлита на вмещающие породы и ксенолиты в трубках.

В качестве доказательства образования кимберлитов и алмазов в глубинных очагах намного раньше их внедрения в осадочную толщу, авторы приводят данные определений абсолютного возраста флогопита по калий-аргоновому методу. Пробы флогопита брались из двух кимберлитовых трубок Якутии: «Чомур» и «Флогопитовой». В обоих случаях авторами были получены сходные результаты, по которым средний возраст флогопитов составляет 660 млн. лет, в то время, как по мнению того же Н. И. Ненашева, возраст названных трубок, образовавшихся в мезозойское время, не может превышать 200 млн. лет.

Следует указать, что с гипотезой глубинного происхождения алмазов ниже поверхности Мохоровичича, т. е. в перидотитовом слое, мало увязывается как сам характер кимберлитового магматизма, так и характер распределения алмазов в коренных месторождениях.

По данным Э. Кренкеля (1957 г.), из 200 кимберлитовых трубок в Африке, большинство очень бедны алмазами или совсем их не содержат. Выгодны для разработки только 25 трубок.

Алмазы некоторых рудников обладают такими особенностями, благодаря которым специалисты сразу могут определить, из какого рудника вышла та или иная партия алмазов. Рудники Дютюйтспен и Булфонтейн, расположенные друг от друга на расстоянии всего лишь 600 м, поставляют совсем различные алмазы: первый добывает большие высококачественные желтые алмазы, второй в большинстве — камни с дефектами. На руднике Кимберли характерно большое количество двойников и белых октаэдров; на Де-Беерс много больших желтых алмазов и темножелтых додекаэдров, белые же редки. Средние величины алмазов таковы: 65% алмазов, добытых на руднике Дютюйтспен, весили более 1 кар., для рудников Кимберли, Коффифонтейн, Булфонтейн и Премьер соответственно 51,6%, 38% и 29%. На рудниках Робертс Виктор и Форспед средний вес алмаза лежит ниже 1/10 карат. Наиболее мелкие камни весом несколько больше 1/100 карат, добываются на руднике Вессельтон.

Величина алмазов колеблется от микроскопической до сотен карат. Самый большой алмаз Куллинан, весивший 3300 карат, был только 10 см осколком еще большего октаэдра. Он был най-

ден 20 января 1905 г. в шахте рудника Премьер. Другими большими алмазами являются: Райтс—634 карат, Эксельсиор—973 карат. В новейшее время также находят крупные алмазы, так, был найден алмаз в 572 карат (рудник Булфонтейн).

Такое разнообразие в размерах и морфологии алмазов, встречаемых даже в расположенных рядом трубках взрыва, указывает на весьма большую изменчивость термодинамической обстановки, в которой происходило их образование. Именно с этим обстоятельством необходимо связать то, что только незначительная часть трубок взрыва несет с собой промышленные содержания алмазов, в то время как большинство из них вообще не содержит алмазов. Известно также, что в Якутии кимберлиты жильной и дайковой фации совершенно не содержат алмазов, несмотря на самые тщательные поиски их в этих образованиях. Если бы допустить, что алмазы образовались на больших глубинах в верхней части перидотитового слоя или над ним в особой кимберлитовой магме (по В. С. Соболеву), то при наличии существующей там относительно однообразной термодинамической обстановки, не подверженной резким изменениям, следовало бы ожидать образования кристаллов алмаза, по существу не различающихся по размерам и морфологии. Экспериментальные данные показывают, что алмазы при соответствующих условиях возникают в очень короткие промежутки времени, измеряемые буквально секундами. Учитывая эти данные, при допущении образования алмазов на больших глубинах при однообразной термодинамической обстановке и при огромных промежутках времени, в течение которых возможен рост кристаллов алмаза, мы должны бы ожидать в пределах сравнительно небольших по площади территорий, к каковым можно отнести алмазоносные районы, обнаружение алмазов более однородного состава, размера и степени «насыщенности» ими кимберлитовой магмы.

При допущении образования алмазов на больших глубинах становится совершенно необъяснимым появление трубок взрыва, не содержащих алмазов, а также полное отсутствие алмазов в кимберлитах дайковой и жильной фаций.

Иной точки зрения на происхождение кимберлитов и в связи с ними алмазов придерживаются Л. Н. Леонтьев и А. А. Каденский (18). Анализируя обширный геологический материал, эти исследователи пришли к выводу, что камеры взрыва кимберлитовых трубок были расположены на сравнительно небольших глубинах — в верхней части фундамента и даже непосредственно над ним в осадочном покрове (рис. 2). В соответствии со своими представлениями эти авторы исключают возможность образования кимберлитов на больших глубинах в пределах перидотитового слоя или в составе так называемой эклогитовой оболочки. Рассматривая кимберлиты в качестве естественного ряда производных от трапповой магмы, Л. Н. Леонтьев и

А. А. Каденский считают, что кимберлитообразование происходило в верхних горизонтах земной коры в своеобразных камерах взрыва, на положение которых в составе земной коры было указано выше. Этот процесс происходил в условиях общего тектонического погружения, приводившего к закрытию в верхних горизонтах земной коры трещин, по которым раньше трапповая магма свободно изливалась на поверхность, что обусловило как

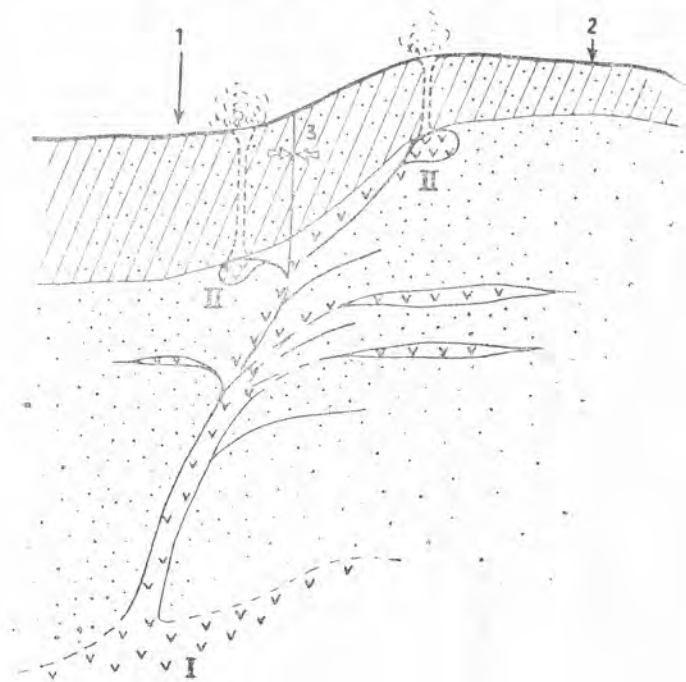


Рис. 2. Схема образования кимберлитовых трубок по Л. Н. Леонтьеву и А. А. Каденскому.

1—сильное опускание; 2—умеренное опускание; 3—закрытие верхов трещин разломов. I—магматический очаг первого порядка; II—магматический очаг спутельный (камера взрыва).

бы затампированность в целом этих верхних горизонтов (зоны 1, 2, 3 на рис. 2).

В этих камерах (II) возникает повышенное давление за счет непрерывного подтока ювенильных газов и новых порций магмы, что в конечном итоге приводит к взрыву, обуславливающему брекчиевидную текстуру кимберлитов и близкие к вертикальным контакты трубок с вмещающими породами.

В представлении этих исследователей в камере взрыва на сравнительно небольших глубинах происходит образование как

эклогитоподобных пород, фиксируемых в составе кимберлита в форме ксенолитов, так и самих алмазов.

Авторы вполне логично считают, что наличие индивидуальных очагов, в зависимости от конкретной геологической обстановки, легко объясняет наличие продуктивных и непродуктивных трубок, ксенолитов эклогитоподобных пород, различное качество алмазов не только в соседних, но и в одной трубке и т. д. К сожалению, в весьма интересной и оригинальной гипотезе Л. Н. Леонтьева и А. А. Каденского не рассматриваются такие принципиально важные вопросы алмазообразования, как давление, температура и источники свободного углерода. Ниже будет показано, что подпитывание камеры взрыва газами и магмой из магматического очага первого порядка не может обеспечить давлений, необходимых для образования кристаллов алмаза.

Изучая вещественный состав кимберлитов, ксенолитов и вмещающих пород, А. А. Меняйлов установил весьма интересные особенности размещения алмазов (21). По его мнению, анализ уже накопленных данных по широко известным трубкам «Мир», «Удачная» и «Якутская» показал, что алмаз и его спутники — пироп и ильменит — присутствуют не только в кимберлите, но также в ксенолитах и во вмещающих карбонатных породах (известняках) ордовика, прорванных кимберлитовой магмой.

Аналогичные факты находок алмазов в осадочных породах вблизи кимберлитовых трубок известны и для коренных месторождений Южной Африки.

Суммируя все эти материалы, А. А. Меняйлов предполагает, что алмазы образовались не только непосредственно в кимберлите, но также и в результате внедрения кимберлитовой магмы или ее растворов, в обогащенных углеродом вмещающих карбонатных породах.

Подводя итоги анализа различных точек зрения на происхождение алмазов, А. А. Меняйлов пришел к выводу, что «ни образование, ни подъем в высокотемпературном расплаве алмаза в настоящее время не приемлемо. Существование рядом расположенных алмазоносных и неалмазоносных кимберлитовых трубок может быть более удовлетворительно объяснено с позиции возникновения местных очагов кимберлитовой магмы в богатых магниевой породах. Собственно алмазоносные трубки могут образовываться в породах, также содержащих углерод. Но включения битуминозных пород из вмещающих осадочных пород из высоких горизонтов свидетельствуют об источнике и заимствовании углерода, главным образом, из этих вмещающих осадочных пород, а не из глубинных кристаллических пород. Таким образом, кристаллизация алмаза может начаться в очаге, но она должна происходить, главным образом, при

подъеме магмы и ассимиляции вмещающих углеродсодержащих пород. Более того, кристаллизация алмаза безусловно также происходит *in situ* во вмещающих породах, плавающих рифах и ксенолитах карбонатных пород.

Можно полагать, что углерод для алмаза может получаться в результате интрузии кимберлитовой магмы, когда может происходить прогрев вмещающих первично-осадочных пород, что обуславливает повышение давления паров углеводородов».

В. Г. Васильев, В. В. Ковальский и Н. В. Черский, не найдя удовлетворительного ответа на вопрос об источнике свободного углерода для образования алмазов в земной коре ниже осадочной толщи, высказали предположение, что алмазы возникли в результате взаимодействия кимберлитовой магмы с природным газом, нефтью и другими углеводородами в отложениях осадочного комплекса (33). Более подробно эта точка зрения будет изложена в дальнейшем.

В. П. Солоненко также склонен считать, что источник углерода для алмазов нужно искать в органических соединениях (28).

Приведенный здесь краткий обзор современных представлений о происхождении алмазов свидетельствует о том, что такой важный вопрос трактуется буквально с диаметрально противоположных точек зрения и до сих пор не получил однозначного решения.

ИСКУССТВЕННЫЙ СИНТЕЗ АЛМАЗОВ

Как уже указывалось, роль алмазов в современном промышленном производстве исключительно велика. До последнего времени основным поставщиком (больше 90%) естественных алмазов являлась Южная Африка. Вполне естественно, что научно-исследовательские учреждения различных стран придавали и придают большое значение разработке способов получения искусственных алмазов, которые с одной стороны могли бы полностью удовлетворить промышленное потребление, а с другой — были бы более дешевыми.

Полагаем, что накопленный опыт по изготовлению искусственных алмазов должен оказать серьезную помощь в решении проблемы генезиса алмазов в естественных условиях. Ниже мы кратко осветим современное состояние изготовления искусственных алмазов.

Попытки изготовления алмазов производились в трех направлениях:

- 1) путем кристаллизации углерода из раствора,
- 2) кристаллизации углерода из газовой фазы,
- 3) кристаллизацией углерода из твердой или жидкой фазы.

Наиболее ранними и эффективными работами по кристаллизации углерода из раствора были работы Муассана, проведенные почти 60 лет тому назад.

Муассан сделал попытку получения алмазов из углерода, освобождающегося из перенасыщенного расплавленного силиката или железа, которая в дальнейшем была повторена Фридендером. Состав принимался такой: 60—90% железные опилки, 5—25% доменный шлак, 5—15% графит или «аморфный» углерод, возможно очень твердый CO_2 или жидкая CO . Эта смесь в холодном виде помещалась в автоклав высокого давления при 5000 атм. и затем нагревалась до 900—1100°C. По достижении этой температуры давление в течение 90 сек. доводилось до 15 000 атм. Эти условия давления и температуры удерживались в течение 10—30 сек. Для роста образовавшихся алмазов эта процедура повторялась несколько раз.

Полученные кристаллы были очень малы (самые большие 0,7 мм) и поэтому нельзя было измерить все константы. Многие исследователи считают, что Муассану удалось получить именно алмаз, хотя полной уверенности в этом и не имеется.

Рядом исследователей делались попытки получения алмаза путем разложения или конденсации углеродосодержащих соединений и паров. Однако, попытки получения алмазов разложением ацетилена в вольтовой дуге (Руссо), четыреххлористого углерода над алюминием (Дельтер), ацетилена C_2H_2 над амальгамами и т. д. не увенчались успехом. Оказались неудачными попытки получения алмазов из угля путем его плавления под высоким давлением, доведенным Руффом до 3 000 атм., Лейпунским — 10 000 атм. и Басс — 11500 атм.

Основными причинами неудач с получением искусственных алмазов указанными выше способами О. И. Лейпунский считает, что все попытки изготовления алмазов были сделаны в условиях, при которых графит является более устойчивой твердой фазой, чем алмаз (17).

О. И. Лейпунский, анализируя возможность получения алмазов искусственным путем, пришел к выводам, которые, в частности, судя по сообщениям немецкой печати, находят свое подтверждение при искусственном изготовлении алмазов в США (23), и заключаются в следующем.

В представлении этого исследователя, чтобы быть уверенным в получении алмаза, кристаллизацию необходимо производить:

1. При таких давлениях, когда алмаз является более устойчивой фазой, чем графит.

2. При достаточно малых скоростях, чтобы не проявились преимущества графита как кинетически более вероятной фазы.

3. При таких температурах, когда возможны перестройки в кристаллической решетке, чтобы в случае образования графита последний мог перейти в алмаз.

Перестройки в решетке алмаза начинаются с $1700-1800^\circ$, и при этой температуре нет оснований ожидать, что решетка графита будет устойчивее. Поэтому температура в $2000^\circ K$ является минимальной для получения алмаза из графита в твердой фазе, причем опыт должен производиться при таком давлении, когда алмаз при этой температуре устойчивее графита, т. е. при давлении 60000 атм. (рис. 3).

Давление, необходимое для кристаллизации алмаза в области его устойчивости, может быть уменьшено, если удастся понизить температуру, при которой возможна кристаллизация.

Считается, что если бы можно было подобрать такую среду, в которой процессы растворения углерода графита и углерода алмаза происходили бы с достаточной скоростью при температуре ниже $2000^\circ K$, то кристалл алмаза можно было бы вырастить из жидкой фазы при давлении меньше 60000 атм. Возмож-

но, что такой средой является железо, в котором при $1500-1700^\circ K$ растворяется несколько процентов углерода.

В представлении О. И. Лейпунского в железе можно выкристаллизовать алмазы (или вызвать рост внесенной затравки) при температуре $1500-1700^\circ K$, для чего потребуется давление порядка 45000—50000 атм.

В настоящее время в США изготовление искусственных ал-

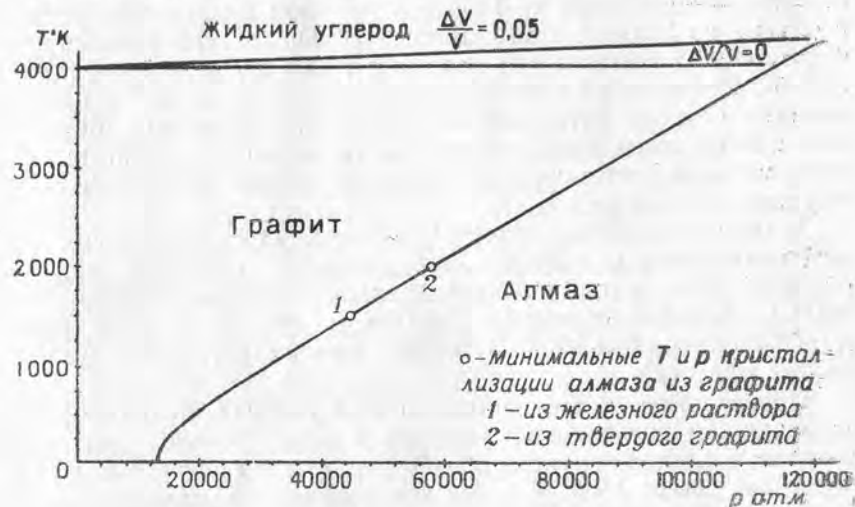


Рис. 3. Диаграмма графит-алмаз по О. И. Лейпунскому.

мазов доведено до промышленных масштабов. Однако, способы изготовления алмазов остаются секретом фирм и детально в печати не освещены. Самые общие сведения по опыту изготовления искусственных алмазов приведены проф. А. Нейгаус и Майером (23).

Большие работы по искусственному получению алмазов проведены группой специалистов (Стронг, Холл и др.) компании «Дженерал Электрик», для чего были использованы автоклавы, выдерживающие давление до 100 000 атм. при температуре $3000^\circ K$.

Стронг работал при давлении 53000 атм. и температуре между 1600 и $2500^\circ K$ (точные цифровые данные не приведены). В 16-часовом процессе он получил кристаллики алмазов максимальным размером до 1,2 мм, прозрачные или мутные, бесцветные или окрашенные, в большинстве случаев деформированной октаэдрической формы.

Холл получал алмазы в течение нескольких минут в автоклаве с еще большей возможностью нагрузки, в «условиях крайних температур и давлений». Этот исследователь ставил опыты в диапазоне давлений от 53000 до 100000 атм. при тем-

пературе 3000°K. Кристаллы алмазов, полученные им, были значительно меньшими, чем у Стронга.

Вскоре после «Дженерал Электрик Комп.» группа ученых Швеции также сообщила, что им удалось синтез алмазов.

Для этой цели была построена на новых конструктивных принципах аппаратура высокого давления и высокой температуры, которая может удерживать в течение долгого времени гидравлические давления до 100000 кг/см² при температуре 4300°K в объеме до 500 см³. При помощи этой аппаратуры удалось повторить синтез алмазов при давлении 70000 кг/см² и температуре 3300°K. При этом за каждый опыт получалось около 30, в большинстве случаев октаэдрической формы, прозрачных, бесцветных или окрашенных кристалликов «небольших песчаных зерен», которые рентгенографически и оптически не отличались от естественных алмазов.

В специальном автоклаве Л. Коес удалось следующие в петрологическом и химическом отношениях особенно важные синтезы веществ при высоком давлении: жадеит (20000 атм., 900°С), пироп и альмандин (30000 атм., 900°С), кианит (20000 до 40000 атм., 600—900°С), далее силлиманит, андалузит и другие минералы.

Приведенные выше данные со всей очевидностью говорят о возможности превращения углерода в алмаз только при очень высоких давлениях порядка 50—60 тыс. атм. и больше и при температурах свыше 1500° K. При кристаллизации углерода в расплаве железа нижний предел давления для перехода углерода в алмаз, вероятно, снизится примерно в 1,5 раза и кристаллизация станет возможной при давлениях порядка 40—45 тыс. атм. Получение искусственных алмазов при давлении 53 тыс. атм., видимо, происходило с применением катализаторов, о которых в литературных источниках не сообщается.

В литературе в качестве катализаторов упоминаются: смесь богатого сульфидом железа с углеродом и танталом, хром, марганец, кобальт, радий, никель, палладий, платина и др., а также сочетания, которые в реакции дают свободные металлы, например, окись никеля и др. В качестве основного условия для образования алмазов считается достижение таких давлений и температуры, при которых алмаз является термодинамически стабильным. Сравнительные данные равновесия графит-алмаз представлены на рис. 4, заимствованном из работы В. С. Соболева (26). В последние годы советскими учеными также успешно осуществлены опыты по искусственному синтезу алмазов.

Образование пироба и других спутников алмаза происходит при давлениях почти в два раза меньших, чем при кристаллизации алмаза (7).

В 1960—61 гг. в журнале «Золото и серебро» (ФРГ) была опубликована серия статей Э. Гибелина (Швейцария), в которых изложены новые данные по методике искусственного син-

теза алмазов (компания Дженерал Электрик, США). В этих статьях наряду с общим описанием оригинальной конструкции автоклава для производства алмазов при давлении 100 тыс. атм. и температуре 2500°С, дается ряд важных сведений об особенностях образования кристаллов алмаза. Э. Гибелин указывает, что при отсутствии катализатора для непосредственного пере-

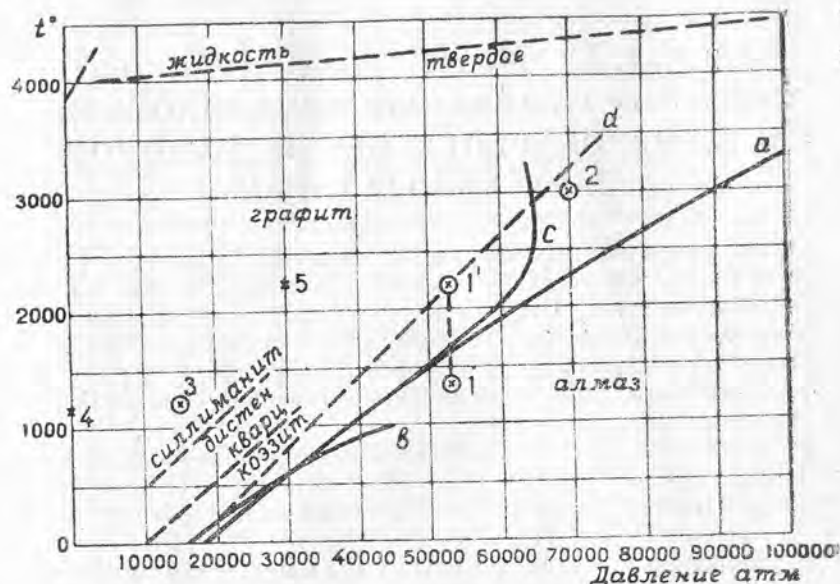


Рис. 4. Сравнительные данные равновесия графит-алмаз по В. С. Соболеву:

a—кривая равновесия алмаз-графит, по О. И. Лейлуноскому; *b*—кривая равновесия алмаз-графит, по Гарансону; *c*—кривая равновесия алмаз-графит с предполагаемым перегибом, по Лилейбляду; *d*—кривая равновесия алмаз-графит с учетом данных синтеза шведской компании при отсутствии перегиба; 1—1'—температура и давление в опытах Стронга; 2—температура и давление при синтезе алмазов шведской компанией; 3—температура и давление при сомнительном синтезе алмазов концерном Фарбениндустри; 4—нижний предел температур графитизации алмаза при низком давлении; 5—верхний предел давления графитизации алмаза при температуре 2700° по Бриджмену.

хода графита в алмаз необходимо давление свыше 300 тыс. атм. и температура 4000°С. Образование алмазов в автоклаве Дженерал Электрик происходит при давлениях 53—100 тыс. атм. и в интервале температур 1200—2400°С; в качестве катализатора применяется никель. Отмечается бурный рост кристаллов алмаза, который при соответствующем повышении температуры и давления может достигать 1 мм в секунду.

Установлено, что форма и цвет кристаллов меняются в зависимости от температуры. Чем выше температура алмазообразования, тем светлее кристаллы, тем ближе их форма к правильному октаэдру.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ И АЛМАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ РАЙОНОВ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Обзор алмазонасных формаций ряда зарубежных стран, в связи с проблемой генезиса алмазов, уже приводился в отечественной литературе. Широко известны работа В. С. Соболева (25) по геологии главных районов распространения коренных и россыпных месторождений алмазов и работа В. С. Трофимова (31), в основном, посвященная экономическому обзору месторождений алмазов всего мира.

В последние годы Е. Д. Поляковой предпринята попытка обобщить накопленный материал по зарубежным месторождениям алмазов. Перечисленные работы представляют большой научный и практический интерес.

В настоящем разделе, на основе сравнительного геологического обзора отдельных наиболее важных алмазонасных и алмазоперспективных районов мира, авторы ставят своей целью выявить и показать те специфические черты и особенности, которые характерны именно для районов коренной алмазонасности.

1. АФРИКА.

Африканский континент известен как классическая область распространения коренных алмазосодержащих пород — кимберлитов. Коренные и россыпные месторождения Африки занимают первое место в мире по размерам добычи алмазов. Наиболее важные алмазонасные районы располагаются в Южной, Западной (Гвинея, Судан) и Восточной Африке.

В геологическом отношении почти весь африканский континент относится к числу тех древнейших платформ, на которых после протерозойской эры не было крупных складкообразовательных движений. Исключение представляют территории северо-западной и крайней южной частей континента, захваченные более молодой (герцинской на юге и альпийской на северо-западе) складчатостью.

Отличительной особенностью геологического строения Африки является меридиональная полоса грандиозных разломов, протягивающаяся от Мертвого моря на севере до устья р. Замбези на юге. Различная комбинация разломов привела к образованию крупных впадин — грабенов, которые объединяются в две системы — эритрейскую и восточно-африканскую. Эритрейская система грабенов включает провал Красного моря и сопровождающие его меньшие грабены Мертвого моря, Суэцкого канала и др. Грабены восточноафриканской системы начинаются в Эфиопии и протягиваются через депрессии озер Альберта, Киву, Танганьика, Рудольфа к югу.

К восточноафриканским расколам приурочены многочисленные вулканы, в том числе Кения и Килиманджаро. В этой же зоне имеются следы очень сильных вулканических излияний третичного времени. Вертикальная амплитуда погружения наиболее крупных грабенов достигает местами 2 км.

В Южной Африке (9), где располагается большинство кимберлитовых тел, на кристаллических и метаморфических сланцах фундамента залегает несколько систем (витватерсранд, венгерсдорп, трансвааль), возраст которых точно не установлен. Большинство исследователей склонны относить их к докембрийским образованиям.

Система витватерсранд (мощностью до 7,5 км) сложена, в основном, сланцами и кварцитами с прослоями конгломератов. Некоторые слои конгломератов обогащены графитом (слой Карбон-лидер). Наличие графита не только в цементе, но и внутри галек указывает, по мнению Дю Тойта, на его вторичное происхождение, вероятно, из жидких растворов или газов. Источником этого материала предположительно называются водоросли.

С этой системой связана также магматическая деятельность, главными продуктами которой являются диабазы и нориты, но отмечаются и другие породы — от перидотитов до гранитов.

Система венгерсдорп, в основном, состоит из вулканических пород — лав, вулканических брекчий, агломератов и туфов, перемежающихся с прослоями кварцитов, глинистых сланцев и конгломератов осадочного происхождения. Мощность системы колеблется от 1500 до 2000 м и даже до 3300 м. После большого перерыва венгерсдорп перекрывается отложениями системы трансвааль. Нижняя часть её сложена кварцитами и мелкогалечными конгломератами, средняя — доломитами и доломитизированными известняками, и верхняя — доломитами и кварцитами. Мощность отложений трансваальской системы колеблется от 4800 до 8400 м. В отложениях трансваальской системы залегает знаменитый Бушвельдский лополит. Отложения системы Нама, залегающие на трансваальских породах, представлены мощной (до 6500 м) толщей доломитов, кварцитов и конгломератов. По возрасту породы системы Нама относятся к низам кембрия.

Вышележащая система ватерберг, относимая большинством исследователей к нижнепалеозойскому, додевонскому времени, распространена, главным образом, в Трансваале и в основном сложена красноцветными песчаниками и конгломератами с участием вулканогенных пород. Мощность системы достигает 3000 м.

Капская система (верхний силур — нижний карбон), отложения которой богато охарактеризованы фауной, представлена мощной (3000 м), сильно дислоцированной толщей песчаников и сланцев.

Система Карру (верхний карбон до лейаса), широко распространенная в Южной Африке, играет чрезвычайно важную роль во всей геологии страны, особенно в геологии алмазоносных районов. Она представляет собой мощную толщу эпиконтинентальных отложений, интродуцированную большим количеством пластовых интрузий долеритов, а в верхней части покрытую эффузивными породами. В нижней части система представлена конгломератами (свита Двайка или тиллит Двайка). Выше по разрезу на них ложится толща глинистых песчаников и сланцев с мощными пластами углей (свита Экка), которая, в свою очередь, перекрывается отложениями свиты Бофорт, представленными полевошпатовыми песчаниками, перемежающимися с преобладающими в верхних частях разреза мощными горизонтами голубых, зеленых и изредка красных или пурпурных аргиллитов и глинистых сланцев, иногда содержащих известняковые конкреции. Завершается разрез системы отложениями пород свиты Стромберг, представленными переслаиванием глинистых сланцев, песчаников и пластов угля.

Общая мощность пород, относящихся к системе Карру, достигает 10,5 км, уменьшаясь в отдельных районах до 1000—1500 м. Осадочные отложения данной системы непосредственно перекрываются толщей лав основного состава. Извержение огромных масс базальтовой магмы связывается, главным образом, с трещинными излияниями. Одновременно и несколько позже образования эффузивных покровов базальтовая магма обильно интродуцировала осадочные свиты Карру и некоторые более древние толщи, застывая в форме многоэтажных пластовых интрузий долеритов. Дифференциация магмы местами привела к образованию резко различных пород, от ультраосновных пород типа пикритов до гранофировых гранитов. Кроме огромных масс излившихся базальтов, в Южной Африке известны многочисленные секущие вертикальные тела в форме некков, жерловин или диатрем, выполненных лавой, агломератом или туфом. Число таких диатрем превышает 170. Величина и форма их испытывают широкие колебания от 3,5 м в поперечнике до 100 м или даже до 1,5 км. Некоторые тела имеют в поперечнике форму круга, другие удлинены. Отдельные некки выполнены целиком

лавой, другие — агломератом, содержащим обломки лав и вмещающих пород, третьи заполнены настолько тонкоизмельченным осадочным материалом, что образованная порода становится очень похожей на обычный песчаник.

По мнению Дю Тойта, большинство жерловин, после того, как они были образованы в коре взрывом газа, прекратили свое существование и никогда не извергали лаву. В ряде случаев трубки были заполнены магмой неполностью, и их верхняя часть содержит различные продукты разрушения горных пород, а и иногда и эоловый песок. Геверс отметил тесную связь жерловин с долеритовыми телами, заключенными чаще всего в слоях свиты Бофорт, и на основании своих исследований пришел к выводу, что такой тип вулканизма имел место на малой глубине.

Выше системы Карру залегают меловые отложения, чаще всего представленные мелководными морскими фациями — песчанистыми глинами, песчаниками с прослоями известняков и, изредка, конгломератов. В верхней части разреза морские осадки сменяются континентальными глинистыми песками с известковистыми конкрециями, остатками древесины и прослойками лигнита. Суммарная мощность осадочной толщи мелового времени достигает 3 км.

В верхнемеловое или в еще более позднее время возникли своеобразные магматические процессы, приведшие к образованию алмазоносных кимберлитов и мелилитовых базальтов. Разрез осадочного чехла венчают третичные образования, представленные, главным образом, в континентальных фациях.

К мелу и отчасти к третичному периоду относятся щелочные породы — фонолиты, нефелиновые базальты и нефелиновые сиенит-порфиры, встречающиеся в северо-восточной части Южной Африки.

Область Западной Африки между Гвинейским заливом и Сахарой, выделенная Кренкелем под названием Гвинея-Судан, характеризуется широким развитием докембрийских и отчасти нижнепалеозойских пород. Значительная часть территории занята кристаллическими сланцами и изверженными породами архея и нижнего протерозоя. Выше несогласно залегают смятые в складки свиты метаморфизованных пород, по-видимому, протерозойского возраста, прорванные разнообразными интрузиями, среди которых много измененных пород основного и ультраосновного состава.

На протерозое горизонтально лежат мощные толщи осадков нижнего палеозоя. Из более молодых образований установлены только верхнемеловые и третичные отложения.

В верхнемеловое время в данной области, как и в других районах африканского континента, происходила интенсивная вулканическая деятельность. Наиболее широко представлены

молодые базальты, с этим же вулканизмом связывают образование кимберлитов.

На территории Восточной Африки наиболее широким развитием пользуются древние кристаллические и метаморфические породы архея и протерозоя. Из более молодых осадочных образований известны песчано-сланцевые отложения системы Карру. В настоящее время они занимают сравнительно небольшие площади, но раньше, вероятно, имели весьма широкое распространение. К верхам системы Карру, как и в Южной Африке, приурочены интрузии и излияния долеритов. Образование кимберлитов в данной области большинство исследователей относит к верхнему мезозою. Молодые отложения — меловые, третичные и четвертичные распространены лишь на самом побережье.

Как указывалось выше, Восточная Африка отличается от других областей континента наличием огромных региональных разломов. Вертикальные тектонические движения, начавшиеся в палеогене, продолжают в ослабленной форме до настоящего времени. Тектонические движения сопровождались мощными вулканическими излияниями. Эффузивные породы наиболее широко распространены в северо-восточной части территории, образуя здесь особую щелочную вулканическую провинцию Восточной Африки. Некоторые вулканы действуют до настоящего времени. Продуктами излияния являются натровые риолиты и трахиты, фonoлиты, оливиновые базальты и другие породы (9).

Кимберлитовые трубки этой области при выходе на дневную поверхность имеют вид кратерообразных углублений, обычно заполненных элювием и иловыми осадками доплейстоценового возраста. Последнее определяет их верхнюю возможную возрастную границу. Нижняя граница устанавливается наличием ксенолитов углистых песчаников системы Карру, хотя отложения этой системы вблизи месторождений не встречены. По-видимому, отложения системы Карру пользовались здесь в соответствующее время довольно широким распространением. Наиболее вероятно, что, как и в Южной Африке, возраст кимберлитов верхнемеловой или нижнетретичный.

Подводя итог вышеизложенному, отметим некоторые специфические черты геологии районов развития алмазоносных кимберлитов.

1) Все кимберлитовые тела располагаются в пределах платформ.

2) Для всех областей развития кимберлитов в пределах Африканской платформы характерно наличие больших масс излившихся базальтов и широкое проявление интрузивной деятельности, выразившееся в образовании многочисленных и многоэтажных межпластовых интрузий, даек и некков основного состава.

3) Чрезвычайно важной, с нашей точки зрения, особенностью геологического строения алмазоносных областей Африки является наличие органического материала в осадочных формациях и, особенно, широкое развитие мощной толщи угленосных отложений системы Карру, распространенной в свое время, вероятно, на всей территории африканской алмазоносной провинции.

2. АВСТРАЛИЯ

Алмазы в Австралии были открыты раньше, чем в Африке (в 1851 г.), но добыча здесь никогда не была велика, и с промышленной точки зрения, австралийские месторождения являются второстепенными. Приурочены они к западной и южной частям австралийского материка.

По своему геологическому строению Австралия представляет единое целое с Тасманией и южной частью Новой Гвинеи, от которых она отделена неглубокими (40—60 м) проливами, возникшими в новейшее время. Большая часть Австралии, расположенная к западу от береговых горных цепей, представляет собой платформу, состоящую из двух древнейших докембрийских кристаллических щитов, частью перекрытых горизонтально залегающими осадками, и древней складчатой зоны гор МакДанелл и Флиндерс, спаявшей эти щиты воедино (рис. 5). Начиная с девонского периода, эта зона докембрийской и нижнепалеозойской (каледонской) складчатости являлась частью обширной Австралийской платформы, охватывавшей также и южную часть острова Новой Гвинеи. Остальная часть Австралии, то есть горная область ее восточного побережья и остров Тасмания, представляют собой палеозойскую складчатую область с широким развитием отложений среднего палеозоя.

Северная часть Австралии — древний массив, сложенный докембрийскими кристаллическими сланцами, прорванными гранитами. На размытой и выровненной поверхности докембрия залегают ненарушенные кембрийские и силурийские осадки и молодые базальты. Имеются также меловые и третичные отложения типа, характерного для платформ. В юго-восточном направлении кембрийские и силурийские отложения погружаются под мощный покров триасовых, юрских (континентальных) и, в особенности, меловых (морских) отложений, занимающих обширную площадь так называемого Великого артезианского бассейна. В пределах этого бассейна меловые и третичные отложения залегают почти горизонтально. На юге и на востоке изпод них выступают смятые в складки палеозойские отложения (силур, девон). Крайняя западная и юго-западная часть Австралии представляет собой второй крупный щит, сложенный гранитами и древними докембрийскими кристаллическими сланцами. На западе на выровненной поверхности этих пород зале-

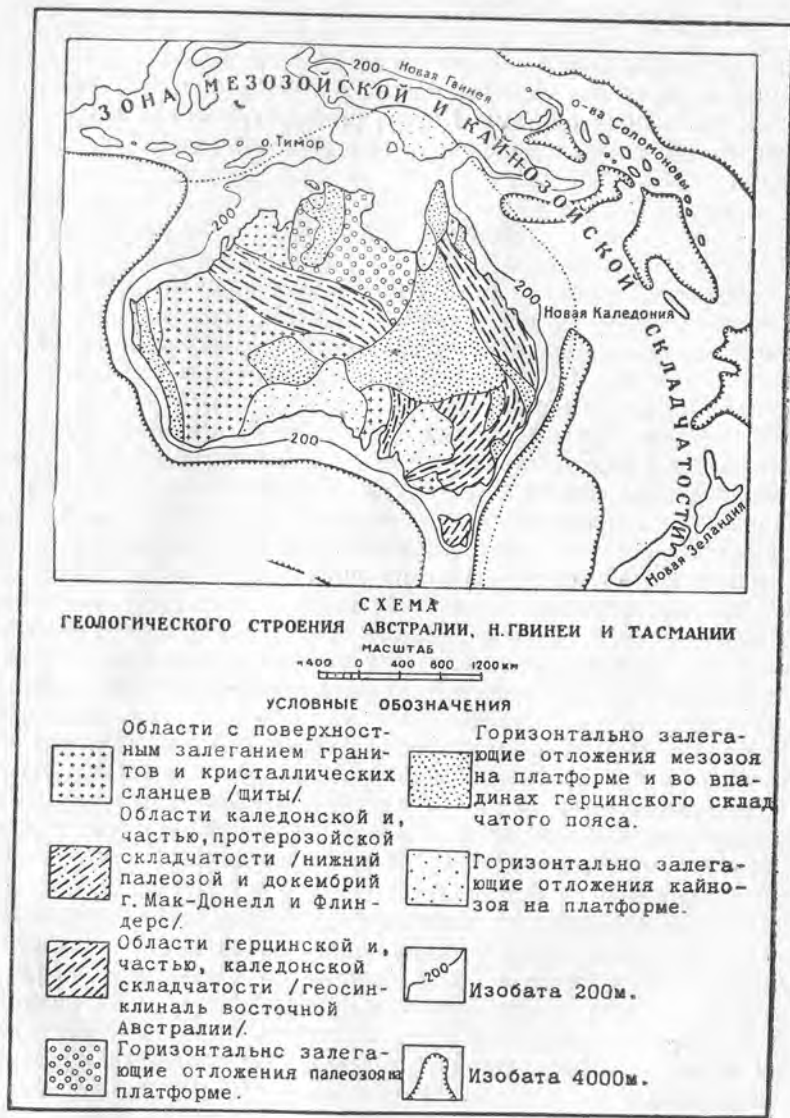


Рис. 5. Схема геологического строения Австралии, Н. Гвинеи и Тасмании.

гают маломощные ненарушенные девонские, каменноугольные, пермские, юрские и верхнемеловые отложения. Верхний карбон и нижняя пермь здесь представлены континентальными ледниковыми отложениями, а юра — морскими осадками небольшой мощности.

Между вышеописанными щитами протягивается полоса кембрийских и нижнесилурийских отложений, смятых в складки. В Центральной Австралии они скрываются под горизонтально залегающими меловыми отложениями западной части Великого артезианского бассейна и затем вновь появляются южнее, в хребте Флиндерс, но уже с меридиональным простиранием.

Восточная часть Австралии и остров Тасмания представляют собой широкий герцинский складчатый пояс, в котором мощный комплекс палеозойских отложений (морские осадки силура, девона и нижнего карбона, континентальные отложения пермо-карбона) смяты в складки северо-восточного простирания, образовавшиеся в течение верхнего палеозоя и усложненные позднейшей складчатостью.

Приведем теперь краткую литологическую характеристику отложений геологических систем, развитых на Австралийском материке.

Кембрийский период характеризуется распространением морских отложений на платформе. Осадки кембрия представлены, в основном, известняками, песчаниками, сланцами и кварцитами. Силурийские отложения (песчаники и кварциты с прослоями известняков) известны как на платформе, так и в складчатом поясе Восточной Австралии.

Морские отложения девонской системы, представленные туфогенными породами, красноцветными песчаниками, доломитами и известняками, распространены, главным образом, в Юго-Восточной Австралии. На платформе, в северо-западной Австралии к девону относятся конгломераты, песчаники и сланцы, переслаивающиеся с покровами лав и с известняками. На девонских отложениях в Восточной Австралии залегают карбоновые песчаники и известковые осадки, переслаивающиеся с пресноводными, частью угленосными осадками, и, выше по разрезу, пермские угленосные песчано-глинистые толщи.

Континентальные, частью вулканогенные отложения триаса и юры известны местами в Северной и Восточной Австралии, а морские отложения юрского возраста — на западном побережье материка. Отложения мелового периода, представлены морскими осадками (глины, пески, мергеля), переслаивающимися на востоке с пресноводными угленосными отложениями, и занимают огромную площадь во внутренней части материка.

Третичные известковистые песчаники и мелоподобные известняки занимают небольшие площади по берегам Австралии, в особенности на юге. Четвертичные континентальные отложения широко развиты во всех низменностях и широких долинах Австралийского материка.

Не вдаваясь в описание всех циклов магматической деятельности на территории Австралии, отметим лишь, что в третичное и частично послетретичное время произошли мощные излияния базальтовых лав, отчасти настоящих платобазальтов,

отчасти переходящих в типичные лейцитовые и нефелиновые базальты. К третичному же времени относятся интрузии щелочных сиенитов. Интересно отметить, что обнаруженные в Южной Австралии кимберлитоподобные породы, по мнению Питмана, имеют молодой, возможно нижнетретичный возраст.

Заканчивая краткий обзор геологического строения Австралии, отметим, что специфические черты, которые были отмечены выше для Африканской алмазонасной провинции, как легко видеть из вышеизложенного, характерны и для алмазонасной провинции Австралийского материка.

Необходимо указать, что, кроме широкого развития угленосных толщ, в Австралии известны региональные нефтегазопроявления и даже ряд разрабатывающихся нефтяных месторождений. В северной и западной Австралии отчетливые признаки повышенной битуминозности (находки выветрившейся асфальтовой нефти в кавернах) отмечены в обширном кембрийском бассейне. При бурении скважин на территории западной и южной Австралии в отложениях пермско-каменноугольной серии были обнаружены следы битумов и небольшое количество нефти (Апресов, 1948). По мнению Вульнера, в отложениях пермско-каменноугольной серии имеются условия, благоприятные для образования и аккумуляции нефти.

Самые крупные залежи нефти и газа в Австралии обнаружены в базальных пластах пресноводной юрской формации. Наиболее молодые нефтяные месторождения приурочены к пескам эоценового возраста. Кроме того, в Новом Южном Уэльсе известны крупные залежи горючих сланцев, которые перерабатываются в жидкое топливо, а также многочисленные выходы горючих газов, связанные с грязевыми вулканами (32).

3. ИНДИЯ

Алмазы из россыпных месторождений Индии добывают в течение многих столетий. Коренные месторождения алмазов до последнего времени были неизвестны, хотя некоторые исследователи считают, что они могут быть связаны с породами из вулканических некков Ваджра — Карура. В последние годы в Индии открыты трубообразные тела, сложенные брекчиевыми породами, весьма сходными по составу с африканскими и сибирскими кимберлитами.

Территория Индии в геологическом отношении делится на 3 части: плато Индостанского полуострова, северную горную область и Индо-Гангскую впадину. В настоящем обзоре мы очень кратко остановимся только на геологическом строении Индостанского полуострова, в пределах которого располагается алмазносная провинция.

В геологическом отношении Индостанский полуостров представляет оконечность обширной докембрийской платформы. С

северо-запада, севера и северо-востока Индостан окаймлен дугой складчатых цепей альпийской горной системы Белуджистана, Гималаев и Бирмы. Вдоль горной дуги протягивается узкая глубокая впадина, так называемый краевой (или передовой) прогиб, с которым совпадают низменности рр. Инда, Ганга и Брахмапутры.

Докембрийское кристаллическое основание платформы Индостана слагают породы архея и протерозоя. К архею относятся древнейшие гнейсы, граниты, чарнокитовые породы и дарварская серия, состоящая из кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов. К протерозою (куддапахская система) относятся метаморфические сланцы, вулканические породы, песчаники и мраморы, смятые в складки и прорванные интрузиями гранитов и основных изверженных пород. Породы нижней части куддапахской системы интенсивно интродированы многоярусными долеритовыми и базальтовыми силлами. На докембрийском складчатом основании Индостана более спокойно залегают отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Самыми древними из них являются сланцы, известняки и красные песчаники кембрия или верхнего протерозоя. Выше залегает гондванская система в виде трех прерывистых полос, ограниченных сбросами. Образование серии гондванских отложений происходило от верхнего карбона до юры. Породы, слагающие гондванскую систему, имеют речное или озерное происхождение и формировались в ряде крупных речных или озерных бассейнов, которые располагались вдоль погружающихся грабенвидных впадин среди более древних пород. Именно этим погружениям вдоль сбросов обязано сохранение гондванских отложений с их богатыми угольными пластами, мощность которых иногда достигает до 30 м, например, пласт Каргали в Бокаро или пласт Корба в долине Хасдо (15). Литологически отложения данной системы представлены глинистыми сланцами, различными, часто угленосными песчаниками, и промежуточными разностями между ними. Большая часть гондванских угольных месторождений сечется гипабиссальными основными интрузиями — дайками и силлами долеритов и базальтов. Здесь интересно отметить, что в некоторых местах в траппах отмечается наличие битуминозного материала, присутствие которого в пустотах объясняется У. С. Фоксом дистилляцией и переотложением траппами органического вещества, присутствующего во вмещающих осадочных породах.

Значительную территорию Центрального и Западного Индостана занимают вулканические породы — траппы (базальты, андезиты и их туфы) мощностью до 2000 м, излившиеся в верхнемеловое и нижнетретичное время из длинных и узких трещин в земной коре, проникавших вглубь крупных магматических бассейнов. Эпоха преимущественного развития покровных трапповых излияний сменилась временем, когда преобладаю-

щими являлись интрузивные явления, выразившиеся в образовании многочисленных и многопластовых силлов и различных по размерам даек, причем наибольшее количество интрузивных тел, зарегистрировано в тех районах, где формация деканских траппов имеет небольшую мощность, и, в частности, в периферических районах их развития. Дайки и силлы не имеют особой закономерности в своем расположении, мощности и величине. Следует отметить, что некоторые силлы достигают многих километров в длину и нескольких сотен метров по своей мощности. В большинстве случаев средняя мощность силлов колеблется в пределах 12—30 м. Необходимо указать, что бурением глубоких скважин в трапповом поле установлено, что обычные долериты и базальты переслаиваются с очень основными разновидностями — лимбургитами и анкермитами. Изучение фенокристаллов этих пород, проведенное У. Д. Уэстом, привело его к выводу, что фенокристаллы появляются не в результате кристаллизации на месте, а представляют собой существенную часть самих лав, которые уже претерпели дифференциацию во время интрузии. Иными словами У. Д. Уэст рассматривает образование этих по существу ультраосновных пород, как результат глубинной дифференциации базальтовой магмы.

Распространение ультраосновных пород в виде даек ограничивается западным краем трапповой области Индостана. Третичные и четвертичные отложения, развитые вдоль побережья Индостана и по долинам крупных рек, пользуются довольно ограниченным распространением и существенной роли в геологическом строении этой части Индии не играют.

Подводя итог изложенным выше кратким сведениям о геологическом строении Индостанского полуострова, мы приходим к заключению, что и в этом алмазоносном регионе совершенно отчетливо проявляются те же главные черты геологического строения алмазоносных провинций, которые были сформулированы нами при характеристике Африканской и Австралийской платформ.

4. СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Коренные месторождения алмазов Северной Америки (штат Арканзас) по своему строению и составу вполне сходны с коренными месторождениями Южной Африки (25). Добыча алмазов незначительна: с 1906 года по 1920 год было найдено всего 3 тыс. камней средним весом 0,4 карата. Наиболее крупный алмаз — уплощенный октаэдр весил 40,22 карата. Отдельные находки алмазов зарегистрированы на территории Канады в Британской Колумбии.

Область распространения алмазов располагается в пределах древней северо-американской платформы, опоясанной складча-

тыми зонами более молодого возраста, образовавшимися из каледонских, герцинских и альпийских геосинклиналей.

Породы докембрия, а вместе с ними и вышележащие толщи, образуют в пределах платформы ряд пологих и обширных прогибов и поднятий. Во многих случаях на поднятиях сохранились древние палеозойские отложения; иногда они эродированы, и на поверхность выходят породы докембрия. В мощной толще осадков, заполняющих прогибы, присутствуют и более молодые отложения. Эти крупные прогибы и поднятия играли большую роль в образовании скоплений нефти и природного газа на территории платформы.

Начиная с кембрия и до конца мезозоя, с небольшими перерывами на платформе происходило накопление мощной толщи осадочных (глинистые сланцы, песчаники, известняки, доломиты и др.) и вулканогенных образований, богатых органическим материалом. В отложениях этого возрастного диапазона на территории Северной Америки известны четыре крупных угольных бассейна (Аппалачский, Иллинойский, Мичиганский и Внутриконтинентальный) и богатейшие месторождения нефти.

В перерывах между эпохами осадконакопления зарегистрированы фазы магматической деятельности, проявлявшиеся во внедрении в осадочную толщу глубинных пород главным образом основного состава (траппов). Заметим, что трапповый магматизм, проявившийся в грандиозных размерах в верхнемеловое время в Африке и в Индии, в Северной Америке в это же время проявлялся неизмеримо слабее.

Наибольших размеров проявления траппового вулканизма достигли в нижнетретичное время (эоцен). Громадные базальтовые потоки покрывали в Западном Вашингтоне и в Орегоне площадь более, чем в 512000 км², причем общая мощность покрова достигает 1700 м. Область Британской Колумбии на территории Северо-Американской платформы, пишет Н. М. Страхов (30), — это одно из колоссальнейших в мире базальтовых плато, не уступающее Деканскому (Индостан). Как и в Индии, по периферии плато широко развиты секущие тела, представленные дайками долеритов и многоярусными силлами траппов.

Из вышесказанного легко видеть, что и эта алмазоносная провинция, располагающаяся в пределах Северо-Американской платформы, даже при самом общем анализе обнаруживает такие же специфические черты геологического строения, как более богатые алмазоносные провинции Африки, Австралии и Индии.

5. ЧЕХОСЛОВАКИЯ

Как указывает В. С. Соболев (1951), отдельные находки алмазов были зарегистрированы и на территории Европы, однако

до последнего времени коренных алмазоносных пород там не находили (25).

В 1958 году научный сотрудник ВСЕГЕИ П. Н. Михайлов при ознакомлении с чешской геологической литературой отметил, что в Чехии имеются содержащие пиропы вулканические породы, которые по своей форме проявления в земной коре напоминают трубки сибирских кимберлитов.

В связи с этим чешскими геологами в 1958—1959 гг. были поставлены исследовательские работы, которые увенчались открытием ряда кимберлитовых трубок аналогичных по форме, строению и составу кимберлитовым трубкам Сибири и Африки (13). Судя по тому, что обнаруженные до сих пор кимберлитовые трубки прорывают карбонатные и глинисто-карбонатные отложения верхнего мела, их возраст определяется как послемеловой. Однако, учитывая факты находок пироба и других

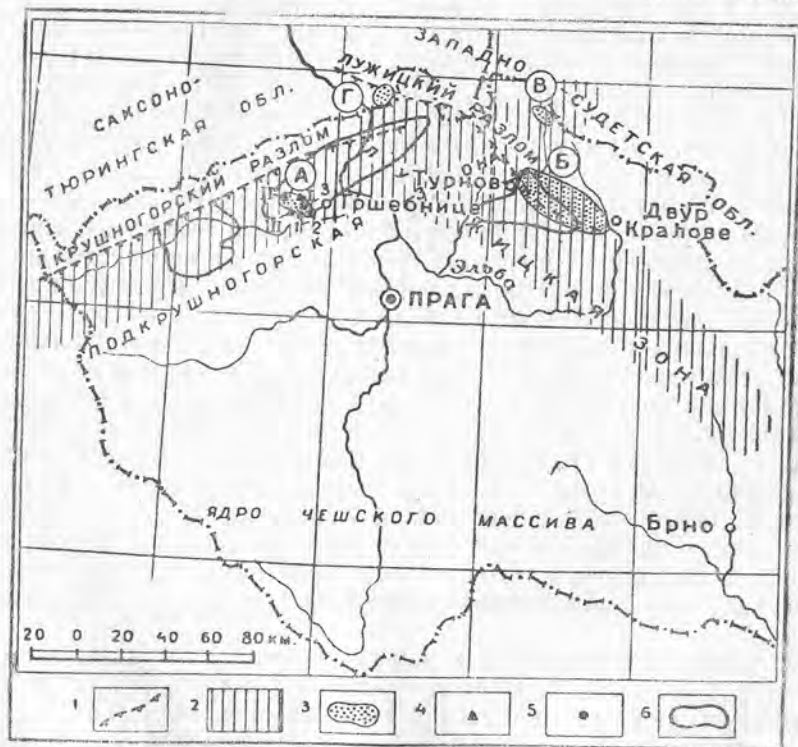


Рис. 6. Схема тектонического строения Чешского массива (по Л. Копецкому).

1—тектонические разломы; 2—тектонические зоны; 3—четвертичные отложения, с держащие ассоциации тяжелых минералов — спутников алмаза; А—чешское Среднегорье, Б—Северо-Восточная Чехия, В—Изерский луг, Г—Сейфенгюндель; 4—местонахождения кимберлитов в области Чешского Среднегорья: 1—Лингорка вблизи г. Тршебенице, 11—гранатовый верх и новая трубка вблизи дер. Меруница, III—Великий и Малый верх вблизи Трштена, Б—места находок алмазов: 1—первого (1869 г.); 2—второго (1927 г.); 3—третьего (1959 г.); 6—области распространения третичных вулканитов в Чехии.

спутников алмаза в меловых песчаниках, не исключена возможность наличия кимберлитовых трубок более древнего возраста (пермь-юра).

К настоящему времени на территории Чехии найдено 3 кристалла алмаза (первый—в 1869 г. второй—в 1927 г., и третий—в 1959 году), причем место находок этих алмазов располагается в относительной близости от обнаруженных кимберлитовых трубок.

В геологическом отношении Чехия занимает часть кристаллического Чешского массива, консолидировавшегося в верхнем палеозое на территории Средней Европы (рис. 6). В период ранней герцинской складчатости геологически обособленные тела образовали здесь единый кратогенный блок, а в конце палеозоя и мезозоя по периферии и в центральной части массива отлагались с перерывами озерные и эпиконтинентальные морские осадки, что свидетельствует о колебательных движениях этого блока. На территории массива образовались мощные толщи угленосных осадочных пород перми и карбона, пронизанных мелафировыми (верхний палеозой) интрузиями и эффузиями. Позднее здесь возникла крупная мезо-кайнозойская депрессия, проходящая вдоль основных тектонических линий ядра Чешского массива. Эта депрессия заполнена преимущественно отложениями верхнего мела и неогена с мощными пластами бурого угля (на северо-западе) и частично осадками триаса и юры (на северо-востоке). Заметим, что месторождения каменного угля палеозойского возраста (С-Р) являются более крупными, чем третичные месторождения бурых углей и лигнитов.

В центральной, самой древней части, так называемом ядре Чешского массива осадочные отложения послекаледонского периода носят платформенный характер: они не подверглись складкообразованию, но деформировались под влиянием вертикальных движений. Вследствие этого Чешский массив, в особенности его ядро, по строению напоминает щит, сопоставимый с докембрийскими Сибирским, Африканским и другими щитами.

Чешский массив расчленяется на три разновозрастных области (рис. 6).

1. Ядро (в частности платформенная область) — южная, самая древняя часть Чешского массива, сложена докембрийскими метаморфическими породами; на юге на них налегают кембрийские, а также палеозойские слабометаморфизованные породы, подвергавшиеся герцинской складчатости, а на севере — платформенные верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские отложения.

2. Западно-Судетская область (каледониды) — северо-восточная более молодая часть Чешского массива.

3. Саксоно-Тюрингская область (герциниды) — северо-западная часть массива, по-видимому, самая молодая, сформировавшаяся во время герцинской складчатости. По наружному

контур у этих областей ограничены тектоническими контактами (зонами глубинных разломов).

Лужницкая и Подкрушногогорская тектонические зоны Чешского массива характеризуются верхнепалеозойским (мелафировым) и неогеновым (базальтовым) платформенным вулканизмом. Кроме того, к этим же зонам приурочен щелочной магматизм, что также говорит в пользу наличия кимберлитов в Чешском массиве.

* * *

Заканчивая краткий обзор геологического строения некоторых алмазоносных и алмазоперспективных районов зарубежных стран, необходимо подчеркнуть, что в геологическом отношении территории, где располагаются алмазоносные провинции, несмотря на разное географическое положение на земном шаре, обладают рядом общих специфических особенностей.

Главнейшими из них, в свете наших представлений на происхождение алмазов, являются следующие:

1. Все алмазоносные провинции располагаются в пределах древних платформ, занимая, в общем, их окраинные, или периферические, зоны.

2. Для всех платформ, на территории которых известны алмазоносные провинции, характерно наличие огромных масс излившихся базальтов и широкое проявление интрузивной деятельности, выразившееся в образовании многочисленных и многоэтажных межпластовых интрузий (силлов), даек и некков основного состава, причем наибольшее количество интрузивных тел устанавливается в тех районах, где формации покровных траппов (платобазальтов) имеют наименьшую мощность. Области развития кимберлитовых тел, в свою очередь, пространственно приурочены к районам преобладающего развития межпластовых интрузий, даек и некков, т. е., иными словами, располагаются в периферических частях зон максимального развития платформенного траппового вулканизма.

3. В свете рассматриваемой проблемы чрезвычайно важной особенностью всех алмазоносных провинций является повсеместное наличие большого количества органического материала в пронизанных основными интрузиями осадочных комплексах палеозойского и мезозойского возраста. Этот материал встречается как в виде рассеянной в осадках органики, так и сконцентрированной в виде залежей нефти, газа, горючих сланцев и ископаемых углей.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Трубки взрыва и связанные с ними коренные месторождения алмазов развиты, главным образом, в районах Западной Якутии, где они располагаются у восточных границ великого траппового поля Сибирской платформы. Они приурочены к Анабаро-Оленекской антеклизе, а также к району западного периклинального замыкания Вилюйской синеклизы. В пределах Алданской антеклизы, в настоящее время не включаемой в состав рассматриваемой провинции, пока установлены единичные кимберлитовые тела, не имеющие промышленного значения. Трубки взрыва прорезают, главным образом, отложения нижнего палеозоя, реже верхнего палеозоя и триасовой системы. Юрские и меловые отложения иногда перекрывают эти трубки, но участия в их строении, как правило, не принимают. Поэтому при стратиграфическом описании этого района мы остановимся наиболее подробно на отложениях палеозоя, триаса и нижней юры.

Так как в 1960 г. вышла крупная монография по геологическому строению и нефтегазоносности Якутской АССР (2), то в настоящей работе нет необходимости в подробном описании стратиграфии и тектоники Якутской АССР в пределах Сибирской платформы. Здесь мы приводим только основные краткие сведения из упомянутой работы, главным образом, под углом интересующей нас проблемы. Наряду с этим, вопросам битуминозности и нефтегазопоявлений в отложениях палеозоя, а также в самих трубках будет уделено особое внимание.

СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее древними образованиями, участвующими в строении Якутской алмазоносной провинции, являются архейские и протерозойские, представленные различного типа гнейсами, кристаллическими сланцами, обильно инъецированными различного типа изверженными породами. Эти образования слагают

Фундамент платформы и выведены на дневную поверхность в районах Анабарского щита, Оленекского сводового поднятия и (за пределами провинции) Алданского щита. В основании осадочной толщи трансгрессивно перекрывающей архейские и протерозойские породы, лежат отложения синийской системы. Эти отложения наиболее широко развиты в пределах Оленекского сводового поднятия и его склонов, где они представлены доломитами, известняками, алевролитами, песчаниками. Мощность отложений синийской системы в этом районе оценивается в 700—800 м. В доломитах синия, особенно в верхней части разреза, встречаются включения битума и в большом количестве остатки водорослей.

Отложения кембрийской системы широко развиты вдоль северного склона Алданского щита, а также на южных склонах Анабаро-Оленекской антеклизы и прослеживаются в нижнем структурном ярусе осадочного комплекса в пределах всей алмазоносной провинции. В рассматриваемом районе они представлены всеми тремя отделами: нижним, средним и верхним.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

В составе нижнего кембрия выделяются алданский и ленский ярусы. Алданский ярус разделяется на туолбинский и журинский подъярусы. Отложения туолбинского подъяруса широко развиты вдоль северного склона Алданского щита. Туолбинскому подъярусу отвечает туолбинская свита, сложенная доломитами, разнотекстурными песчаниками с подчиненными прослоями мергелей и включениями пирита и гипса. Для туолбинской свиты характерны: региональная битуминозность доломитов, капельно-рассеянные нефтепроявления и притоки жидкой нефти из песчаников.

Суммарная мощность туолбинской свиты 330 м. В западном направлении от бассейна р. Туолбы мощность отложений этой свиты быстро возрастает и достигает в Наманинской опорной скважине 783 м и в Олекминской — 1020 м. В пределах Анабарского кристаллического массива отложения, аналогичные туолбинской свите, также представлены битуминозными доломитами с прослоями песчаников, песчаных известняков, выделенных в билляхскую свиту. Мощность свиты меняется от 255 м (среднее течение р. Анабар) до 1234 м (нижнее течение реки Котуй). В бассейне реки Оленек (в районе устья р. Арга-Сала), по данным О. В. Снегиревой и др., к аналогам туолбинской свиты в этом районе относятся отложения трех свит: билляхской, кенядинской и нижней части чабурской, общей мощностью 435 м. На оленекском поднятии в бассейне нижнего течения реки Оленек к аналогам этой свиты относятся выделяемые здесь маастакская, хатыспытская и туркуская свиты, общей мощностью 380 м. Эти отложения здесь представлены песчаниками, доломитами и известняками.

Журинский подъярус в восточной части северного склона Алданского массива в основном представлен известняками пестроцветной свиты. Общая мощность этой свиты составляет 175—200 м, возрастает в западном направлении и достигает 437 м в Дельгейской опорной скважине. В пределах Анабаро-Оленекской антеклизы эта свита, или подъярус, представлена пестроцветными известняками, слоистыми с прослоями брекчиевидных разностей и более редко с прослоями глинистых известняков и мергелей. В пределах Анабарского массива пестроцветная свита известна под названием лучаканской (Б. Н. Рожков и др.), первого горизонта разноцветных органогенных известняков (Г. Г. Григорьев) и пестроцветной (О. В. Снегирева и В. И. Савицкий и др.). На Оленекском поднятии к аналогам пестроцветной свиты относятся кессюсинская и еркекетская свиты. Мощность этих свит варьирует от 40 м до 200 м.

Отложения ленского яруса пользуются широким развитием в восточной половине северного склона Алданского массива. Они представлены черными и коричневыми битуминозными известняками, массивными битуминозными доломитами, битуминозными и доломитизированными известняками. Встречаются прослойки каменной соли, гипса, ангидритов и мергелей. Суммарная мощность карбонатной толщи ленского яруса превышает 1000 м.

На Анабарском массиве к ленскому ярусу относятся отложения верхней части пестроцветной свиты и нижней части битуминозной свиты. Верхняя часть пестроцветной свиты представлена известняками, которые выше переходят в битуминозную свиту; нижняя часть последней сложена черными сланцами и глинистыми тонкослоистыми сильно битуминозными известняками. В составе этой битуминозной свиты встречаются линзы черного кремня, конкреции и включения пирита.

В бассейне реки Котуй к ленскому ярусу относят верхи устькоткайской и устькотуйской свит, сложенных доломитами и известняками, мощностью 140 м. В среднем течении реки Попигай к этому ярусу относят верхнюю часть пестроцветной свиты и свиту органогенных известняков общей мощностью 30—60 м. В среднем течении реки Анабар в состав ленского яруса включена верхняя часть джелиндинской свиты, представленной глинистыми известняками. На Оленекском поднятии к ленскому ярусу относится верхняя часть еркекетской свиты, представленной глинистыми известняками пестрой окраски, мощностью 40—200 м.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Отложения среднего кембрия наиболее полно развиты в пределах Анабаро-Оленекской антеклизы и в восточной части северного склона Алданского массива. Известно, что отложения среднего кембрия на юге Сибирской платформы отсутствуют, что, видимо, связано с поднятием этого края платформы, в связи

с замыканием нижнекембрийской джединской геосинклинали. В юго-западных районах Якутии в пределах Сибирской платформы отложения среднего кембрия имеют незначительную мощность. В составе среднего кембрия выделяются амгинский и майский ярусы.

Амгинский ярус наиболее полно представлен в бассейне среднего течения реки Амга. В этом районе к амгинскому ярусу относят отложения амгинской свиты, представленной рифогенными и плитчатыми известняками, мощностью 100 м. Ее аналогами считаются усть-ботомская (р. Лена) и нельгахинская (р. Алдан) свиты, представленные в аналогичных фациях.

В районе юго-западного склона Анабарского массива к амгинскому ярусу относят верхнюю часть битуминозной свиты, представленную светлосерыми известняками и темно-серыми глинистыми битуминозными известняками. Общая мощность этого яруса здесь 20—60 м. На северо-западном и западном склонах Анабарского массива к амгинскому ярусу относят доломитовую свиту, состоящую из массивных доломитов, мощностью 300 м. В бассейне нижнего течения реки Котуй амгинский ярус представлен кындинской свитой, состоящей из доломитов мощностью 300—520 м.

Майский ярус в бассейне р. Амга представлен известняками и мергелями. На реке Лене в районе реки Ботома к этому ярусу отнесена верхняя часть усть-ботомской свиты, представленной известняками и мергелями с конкрециями кремня и пирита. Мощность этой части свиты, отнесенной к майскому ярусу равна 250—275 м.

В пределах Анабаро-Оленекской антеклизы отложения майского яруса развиты весьма широко. К этому ярусу в бассейне реки Оленек ниже впадения р. Арга-Сала относятся оленекская, джахтарская и усть-силигирская свиты.

Оленекская свита представлена пестроцветными известняками и мергелями, мощностью 150 м. Последние две свиты состоят из чередования известняков и мергелей суммарной мощностью 550 м.

В средней части бассейна реки Оленек к отложениям майского яруса относятся верхняя часть джелиндинской и зеленоцветная свиты, представленные глинистыми известняками, доломитами и глинами. Между зеленоцветной и джелиндинской свитами фиксируется четкий размыв. Мощность отложений майского яруса в этом районе оценивается в 250 м. В бассейне реки Попигай отложения этого яруса представлены доломитами мощностью до 300 м. На Оленекском поднятии к отложениям майского яруса относится толща пестроцветных известняков и мергелей мощностью 240 м.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Отложения верхнего кембрия на территории алмазоносной провинции пользуются широким развитием. В пределах рек Муна и Тюнг отложения верхнего кембрия представлены переслаиванием известняков, глин и пестроцветных доломитов мощностью 230 м. В бассейне р. Силигир, к северу от отмеченного выше района, верхний кембрий в нижней части сложен переслаивающимися известняками, общей мощностью 350 м. В верховьях реки Арга-Сала в составе верхнего кембрия выделяются 4 свиты: амбордахская, еремейская, верхне-кенелеканская и салинская. Эти свиты представлены доломитами, известняками и глинистыми известняками суммарной мощностью 670 м. В верхнем течении реки Котуй верхний кембрий представлен толщей известняков, мергелей и глинистых известняков, общей мощностью 552 м. Отложения верхнего кембрия в северных районах Якутии богато охарактеризованы фауной трилобитов. В долине реки Лены и ее притоков выше города Олекминска верхнекембрийские отложения представлены пестроцветными осадками верхоленской свиты, имеющей трехчленное деление.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовикской системы развиты на территории Якутской алмазоносной провинции почти повсеместно. В результате исследований последних лет в составе ордовикской системы выделяются все три отдела. В нижнем отделе ордовикской системы выделяются усть-кутский и чуньский ярусы, в среднем — криволуцкий и мангазейский ярусы. Верхний отдел этой системы представлен долборским ярусом. Отложения усть-кутского яруса широко развиты в верхнем и среднем течении реки Лены, а также в бассейнах рек Ньюи и Джербы.

В районах Анабаро-Оленекской антеклизы усть-кутский ярус представлен различными известняками, иногда доломитизированными, а также мергелями. Мощность этих отложений составляет 110—115 м. В бассейнах рек Оленек, Мархи и Моркоки в составе отложений усть-кутского яруса встречаются прослойки гипса и незначительные проявления битуминозности. При геологическом картировании бассейна реки Мархи Б. Н. Леоновым и др. усть-кутский ярус подразделен на две свиты: нижнюю — моркокинскую и верхнюю — олдондинскую. В этом районе в составе моркокинской свиты выделен битуминозный горизонт, представленный известковыми песчаниками, алевролитами, глинистыми известняками и доломитами. Содержание битумов в известняках достигает 2,5%. Верхняя часть битуминозного горизонта сложена слабо битуминозными кофейного цвета плитчатыми известняками и доломитизированными из-

вестняками с прослоями известковых конгломератов. Мощность этого горизонта оценивается в 60 м.

Олдондинская свита в нижней части представлена чередованием доломитов, глинистых песчаников и различного типа известняков. Вышележащий доломитовый горизонт состоит из частого переслаивания глинистых доломитов и доломитизированных известняков. Мощность свиты—150 м.

Чуньский ярус представлен, в основном, алевролитами, аргиллитами, доломитами и доломитизированными известняками. В северных районах (р. Оленек и др.) в составе пород чуньского яруса развиты пачки гипса, мощностью до нескольких десятков метров. Общая мощность чуньского яруса достигает 120 м.

Отложения криволуцкого яруса широко развиты в верховье реки Оленек, в бассейне реки Моркоки и в бассейне верхнего течения реки Вилюй. Криволуцкий ярус состоит преимущественно из доломитизированных известковых пород с прослоями аргиллитов. Весьма характерно присутствие в составе пород этого яруса фосфоритовых стяжений. Мощность криволуцкого яруса 90—100 м.

Мангазейский ярус в естественных обнажениях по реке Лене представлен аргиллитами с прослоями известняков и песчаников. В северной части в пределах Анабаро-Оленекской антеклизы отложения этого яруса представлены аргиллитами и реже доломитами. В бассейне реки Моркоки в составе этих отложений встречаются фосфоритовые породы. Мощность мангазейского яруса изменяется от 40 до 50 м.

Отложения долборского яруса пользуются незначительным распространением. В северных районах в бассейне р. Моркоки они представлены глинистыми сланцами и глинами с линзами гипса и прослоями известняков. Мощность отложений 15—20 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения этой системы наиболее полно развиты в северо-восточном обрамлении Тунгусской синеклизы и весьма незначительно в бассейне реки Лены. В составе этой системы выделяются нижний и верхний отделы, включающие: первый — ландоверский и венлокский ярусы и второй — лудловский.

Ландоверский ярус представлен толщей массивных органогенных, нередко глинистых известняков. Встречаются прослои и пачки доломитовых известняков, доломитов, мергелей и аргиллитов, а также битуминозных известняков. Мощность меняется в пределах от 170 до 220 м.

Венлокский ярус представлен чередованием различного типа известняков, мергелей и доломитов. Отложения этого яруса наиболее полно развиты в северных районах Якутии (рр. Мойеро и Котуй). Мощность — 360 м.

К лудловскому ярусу относятся пестроцветные гипсоносные отложения, развитые на севере Якутии (р. Котуй и др.). Этот ярус характеризуется пестроцветными известняками и доломитами с многочисленными прослоями белого гипса. Мощность его изменяется от 30 до 220 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Распространение пород этой системы весьма ограничено. Они развиты, главным образом, в бассейне реки Моркоки и других левых притоков реки Вилюй. Кроме того, отложения этой системы встречаются в пределах западного крыла Вилюйской синеклизы в зоне кемпендйских дислокаций. В северных районах Якутии отложения девона представлены серыми доломитизированными известняками, иногда битуминозными. В зоне кемпендйских дислокаций девон представлен мергелями, алевролитами, песчаниками и глинами с пропластками гипса и каменной соли.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы в пределах платформенной части Якутии развиты в виде небольших полей в пределах Анабаро-Оленекской антеклизы, представленных здесь конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинами с линзами и прослоями гипсов и ангидритов в нижней части и в верхней части известняками. Мощность не установлена.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения встречаются в окраинных частях алмазонской провинции, где зафиксированы отдельные выходы пород этого возраста, но сколько-нибудь значительного распространения не получили. Они представлены песчано-глинистыми, местами угленосными осадками.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса развиты в Тунгусской впадине, а также на севере платформы—в районах Оленекского сводового поднятия и Хатангской впадины. Наиболее полным разрезом триасовых отложений считается разрез Улахан-Юряхской разведочной площади (устье р. Оленек). В основании системы залегают песчано-глинистые породы с прослоями основных эффузивов, которые сменяются аргиллитовой толщей с прослоями известняков. Суммарная мощность пачки—300 м. Выше залегают песчано-глинистые породы мощностью 250 м. На территории Тунгусской впадины отложения триаса развиты на обширных пространствах. Здесь они выделены в туфогенную толщу, мощ-

ностью 300—500 м, сложенную пирокластическими туфами базальтов и базальтовых порфиритов.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения широко развиты в пределах Вилюйской синеклизы, Хатангской впадины и Приверхоанского краевого прогиба. В Вилюйской синеклизе они представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и угольных пластов. Нижняя юра в основном представлена морскими фациями, а средняя и верхняя — континентальными и озерно-лагунными. Мощность юрских пород в центральной части синеклизы превышает 3000 м, а в низовьях р. Оленек она составляет 600—700 м. Следует отметить, что по мнению М. М. Одинцовой и Г. Х. Файнштейна с юрскими отложениями связываются перспективы открытия россыпных месторождений алмазов.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения развиты в пределах Вилюйской впадины, Приверхоанского краевого прогиба и в Хатангской впадине. Представлены эти отложения в основном континентальными угленосными осадками и только на севере в основании континентальной толщи залегают морские отложения валанжина.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Третичные осадки развиты в южной широтной части Приверхоанского прогиба. По литологическим особенностям третичные осадки делятся на три толщи: нижнюю — песчаную, среднюю — песчано-глинисто-лигнитовую и верхнюю — песчаную. Мощность этих осадков в осевой части прогиба более 700 м.

ТРАППЫ

Траппы занимают большие площади на рассматриваемой нами территории. Представлены они в основном гипабиссальными интрузиями различной мощности и формы, эффузивные разности встречаются гораздо реже. Наиболее часто встречаются многоэтажные интрузии с многочисленными апофизами. Кроме этой основной формы, встречаются лакколиты, штоки, дайки и иногда небольшие покровы эффузивов.

Трапповые поля в пределах Якутии развиты в ее крайних западных районах в пределах восточной окраины Тунгусской синеклизы, а также в бассейне р. Куойка в прогибе между Анабарским щитом и Оленекским сводовым поднятием. Их отличительной особенностью является широкое площадное распространение. Отдельные трапповые поля нередко захватывают площади в несколько тысяч км².

ТЕКТОНИКА

Поскольку окончательные границы Якутской алмазоносной провинции все еще не установлены, то нам представляется целе-

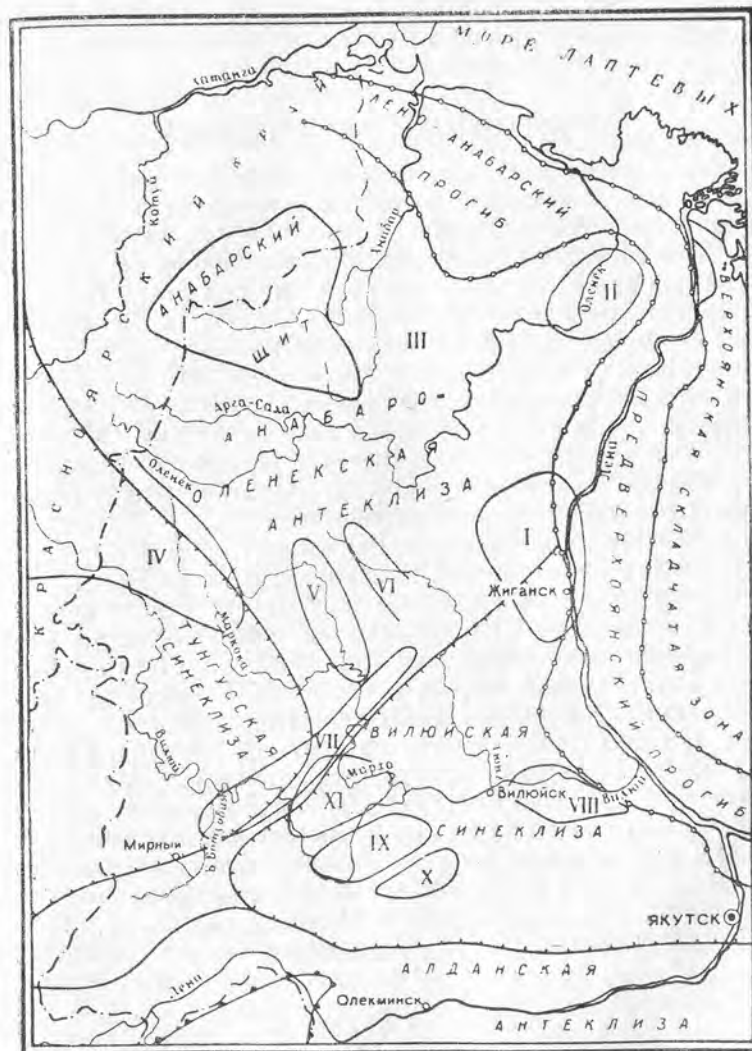


Рис. 7. Структурно-тектоническая схема Западной Якутии.

Нижний структурный ярус (синий — нижний кембрий). Структуры второго порядка. Сводовые поднятия: I — Мунское; II — Оленекское. Впадины: III — Средне-Оленекская; IV — Моркокинская; Структуры третьего порядка Валообразные поднятия: V — Мархинское; VI — Тюнское; VII — Мархинско-Ботуочинское. Верхний структурный ярус (юра-кайнозой). Структуры второго порядка. Поднятия: VIII — Ханчагйская зона предполагаемых поднятий, IX — Сунтарское. Впадины: X — Кемпендяйская, XI — Бгытгинская.

сообразным несколько расширить обзор ее тектонического строения, включив рассмотрение сопредельных регионов.

Наиболее крупными структурными элементами рассматриваемой территории являются Анабаро-Оленекская и Алданская антеклизы, Вилюйская и Тунгусская синеклизы, Приверхоанский, Анабаро-Оленекский краевые прогибы, Предбайкальский предгорный прогиб, Усть-Енисейская и Присаянская впадины (рис. 7).

АНАБАРО-ОЛЕНЕКСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Анабаро-Оленекская, или как ее часто называют Анабарская антеклиза, охватывает огромную территорию и имеет весьма сложную историю развития. В основном она сложена синийскими и кембрийскими породами. В юго-западной ее части развиты отложения ордовика. Фундаментом для этих отложений являются породы архейского возраста, смятые в сложно построенные складки северо-западного простирания.

В современном эрозионном срезе в пределах Анабаро-Оленекской антеклизы выделяются такие крупные структурные элементы, как Анабарский щит, а также структуры второго порядка — Кукухундинское, Оленекское и Мунское сводовые поднятия и Средне-Оленекская впадина, развитая между перечисленными выше структурными элементами.

Анабарский щит и его склоны занимают обширную территорию в пределах алмазодобывающей провинции. В ядре массива выходят сильно метаморфизованные породы архейского возраста, которые с несогласием перекрываются образованиями синийского, кембрийского и ордовикского возрастов. В геофизическом отношении Анабарский массив и его склоны характеризуются почти нулевыми значениями силы тяжести.

В числе структурных элементов третьего порядка, развитых в пределах этой антеклизы, следует отметить: Мархинское, Тунгское и Мархинско-Ботуобинское валообразные поднятия. Все эти поднятия изучены весьма недостаточно, а время их формирования окончательно не установлено. Следует упомянуть, что в представлении И. П. Атласова такие крупные структурные элементы, как Оленекское и Мунское поднятия, начали формироваться только в юре и развиваются до настоящего времени.

АЛДАНСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Алданская антеклиза занимает обширную территорию Якутской АССР. В северо-восточном направлении эта антеклиза сливается с Охотским выступом докембрийского фундамента Восточно-Сибирской платформы. Южная граница антеклизы проведена по контакту архея и примыкающих с юга протерозойских складчатых образований. Северная граница весьма услов-

на. В настоящей работе за северную границу Алданской антеклизы принята линия, с которой начинается резкое нарастание мощностей кембрийских отложений. Граница антеклизы в этом случае отвечает крутому погружению докембрийского фундамента.

Южная половина Алданской антеклизы не имеет палеозойского осадочного покрова, здесь на поверхность выведены сложнотеррированные архейские образования. В современном эрозионном срезе — это наиболее приподнятая часть, которая и составляет собственно Алданский щит.

ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА И ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ ПРЕДГОРНЫЙ ПРОГИБ

Вилюйская синеклиза имеет длительную историю развития от кембрия до кайнозоя включительно. В нижнем палеозое наличие этой синеклизы устанавливается по нарастанию мощности отложений кембрийской системы на склоне Алданской антеклизы с юга на север. С северо-запада к этой антеклизе примыкает глубокая Березово-Черендейская впадина, входящая в состав Предбайкальского предгорного прогиба, в которой мощность кембрийских отложений превышает 2500 м. Увеличение мощности кембрия в северном направлении позволяет сделать вывод о наличии между Анабаро-Оленекской и Алданской антеклизами глубокого прогиба, выполненного мощной толщей кембрийских пород. Судя по выходам девонских образований в районе кемпендйских структур, можно полагать, что этот прогиб продолжал свое развитие до среднего палеозоя включительно. Можно предполагать, что прогибание этой территории продолжалось и в верхнем палеозое. С этой точки зрения мезозойскую Вилюйскую синеклизу необходимо рассматривать как структуру, развивавшуюся унаследованно от структуры нижнепалеозойской.

ПРИВЕРХОАНСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

В современном структурном плане зона этого прогиба состоит из 2-х крупных ветвей — широтной, проходящей вдоль побережья моря Лаптевых и субмеридиональной, проходящей вдоль нижнего течения р. Лены с отклонением ее на юго-восток, примерно от широты устья р. Вилюй. Эти ветви в районе устья р. Оленек разделены между собой небольшим порогом. Широтный отрезок этого прогиба принято называть Лено-Анабарским, а субмеридиональный — Приверхоанским. Хатангскую впадину в этом случае можно рассматривать как западное ограничение Лено-Анабарского прогиба. Далее в западном направлении Лено-Анабарский прогиб переходит в Усть-Енисейский, расположенный на северной окраине Сибирской платформы. Этот прогиб, как единый структурный элемент, иногда именуют Енисейско-Ленским.

Тунгусская синеклиза занимает огромную территорию в пределах запад-северо-западной части Сибирской платформы. В ее строении на глубине принимают участие отложения синийского, кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возрастов. Глубокие буровые скважины в пределах Тунгусской синеклизы пока не пробурены, поэтому о характере развитых здесь отложений можно судить лишь по естественным обнажениям в краевых частях впадины и на склонах, обрамляющих ее поднятий.

В пределах верхней части осадочного чехла широко развиты образования каменноугольного, пермского и триасового возрастов. Огромное распространение имеют траппы. Трапповый интрузивный магматизм особенно широко развит в пределах краевых частей синеклизы.

Тунгусская синеклиза в тектоническом отношении неоднородна. В ее пределах выделяется ряд менее крупных впадин и поднятий, заложившихся и развивавшихся в течение кембрийского времени. В пермо-триасовое время они вошли в состав крупной Тунгусской синеклизы. На крайнем западе эта синеклиза обрамляется крупным Туруханским поднятием субмеридионального простирания, сложенным отложениями кембрия и синийской системы.

В пределах восточной части Тунгусской синеклизы выделяются внутренние зоны интенсивного дробления осадочных пород: Ахтарандинская зона северо-северо-западного простирания и Вилючанская зона, имеющая северо-западное простирание. В этих зонах, особенно в Ахтарандинской, имели место наиболее крупные вертикальные перемещения глыб фундамента и проявления магматизма.

Следует отметить, что Вилюйская и Тунгусская синеклизы, видимо, разделялись друг от друга зоной поднятия на протяжении всей палеозойской и мезозойской геологической истории их развития, что не исключает возможных связей между этими бассейнами в отдельные периоды или эпохи. О наличии такой зоны поднятий, в частности, свидетельствуют данные гравиметрии, согласно которым от юго-западного угла Анабаро-Оленекской антеклизы в сторону меридионального отрезка р. Ангары протягивается зона повышенных значений гравитационного поля. На основании этих данных было предположено, что имеется единая крупная нижне-палеозойская антеклиза, протягивающаяся в форме узкой полосы на юге, начиная, примерно, от широты г. Иркутска вдоль меридионального отрезка р. Ангары и далее в северо-восточном направлении. Этот намечающийся единый крупный тектонический элемент некоторыми исследователями именуется Ангаро-Оленекской антеклизой.

В целом для Сибирской платформы характерно широкое развитие дизъюнктивов и обильное проявление магматизма, что отличает ее от других платформ на территории Советского Союза. Такого типа структуры, как Тунгусская синеклиза с ее мощными эффузивными покровами базальтов и интрузиями диабазов, на других платформах СССР отсутствуют.

Наиболее крупные зоны разломов прослеживаются вдоль бортовых частей Тунгусской синеклизы, в том числе и по зонам раздела Тунгусской синеклизы от другой крупной структуры — Вилюйской синеклизы.

Одна крупная зона разломов обрамляет Тунгусскую синеклизу с северо-запада и прослеживается примерно от поселка «Мирный» в верховьях бассейна р. М. Ботубоя в северо-западном направлении на междуречье верховий рр. Виллой и Оленек и далее в направлении к верховьям р. Котуй.

Вторая крупная зона разломов северо-восточной ориентировки, проходящая через тот же поселок «Мирный», в юго-западном направлении трассируется к гор. Нижне-Удинск и к северо-востоку — к гор. Жиганску, т. е. проходит по северо-западному борту Вилюйской синеклизы. Кроме этих основных зон разломов, в пределах рассматриваемого региона дизъюнктивные нарушения с преимущественным северо-западным простиранием четко прослеживаются в районе Оленекского и Анабарского сводовых поднятий.

Крупные разломы, а также сеть более мелких трещин, окаймляющих Вилюйскую синеклизу с северо-запада и с юго-востока, расположены в зонах перехода от глубоких погружений синеклизы к крупным поднятиям — Анабаро-Оленекской антеклизе в северной части рассматриваемой территории и Алданской антеклизе в ее юго-восточной части. Известно, что Алданская антеклиза характеризуется резко отрицательным полем силы тяжести. Анабаро-Оленекская антеклиза характеризуется значениями силы тяжести, близкими к ее нулевым значениям, несмотря на то, что в сводах этих антеклиз на дневную поверхность выведены наиболее древние архейские образования.

Такая характеристика гравитационного поля этих структурных элементов говорит о том, что их поднятие связано с наращиванием мощности земной коры за счет подтока более легкого сиалического материала. Иными словами, Алданская и Анабаро-Оленекская антеклизы могут рассматриваться как структуры, обусловленные раздуванием мощности земной коры. Объективных данных по определению мощности земной коры с помощью глубинного сейсмического зондирования для этих районов не имеется, и такой вывод делается по аналогии с другими районами, имеющими сходную гравитационную характеристику и доказанные сейсмозондированием «раздувы» земной коры.

Глубокие прогибы очень часто характеризуются резким уменьшением мощности земной коры. Известно, что в океанах земная кора имеет малую мощность и перидотитовый слой часто находится всего на 7—8 км ниже дна океана. В таких морских бассейнах, как Охотское море, мощность земной коры оценивается в 15—20 км, а в наиболее погруженных его частях 12—15 км.

Весьма интересные данные получены при изучении природы Хобдинского гравитационного максимума в крупнейшей Прикаспийской платформенной впадине. По предварительным данным в районе этого максимума мощность осадочного покрова, предположительно залегающего непосредственно на базальтовом слое, достигает 16—17 км.

Таким образом, гравитационный максимум в пределах Прикаспийской впадины связан не с поднятием выступа архейского или палеозойского фундамента Русской платформы, а с зонами его наибольшего погружения, где гранитный слой, по-видимому, отсутствует. Максимумы гравитационного поля наблюдаются и в наиболее погруженных частях других впадин. В пределах рассматриваемого региона, т. е. Вилюйской синеклизы, мы имеем два четко выраженных гравитационных максимума, относящихся к ее центральной части — Сунтарский и Хапчагайский.

Бурением доказано, что Сунтарский гравитационный максимум обусловлен выступом докембрийского фундамента, который в этом районе вскрыт на глубине 460 м. Здесь уместно заметить, что если Анабарский массив в зоне выхода архейских пород на поверхность характеризуется нулевым или слабо выраженным отрицательным значением гравитационного поля, то Сунтарский выступ кристаллических пород, залегающих на глубине 460 м, характеризуется резко выраженной положительной аномалией гравитационного поля. Это сопоставление говорит о том, что причины воздымания Анабарского и Сунтарского поднятий различны. Как мы уже указывали, Анабарское поднятие, видимо, связано с раздуванием мощности земной коры за счет подтока более легкого магматического материала, а Сунтарское поднятие является типичным горстом, т. е. глыбой фундамента, выжатой в процессе глубокого погружения центральной части Вилюйской синеклизы. Действительно, Сунтарское поднятие с юго-востока и с северо-запада ограничено очень глубокими впадинами — Кемпендяйской и Ыгыаттинской.

Второй гравитационный максимум — Хапчагайский, расположенный к востоку от Сунтарского, возможно имеет другую природу. Сейсморазведочными работами, проведенными в районе этого максимума, установлено глубокое погружение мезозойских отложений и увеличение мощности отложений меловой системы. Эти данные позволяют думать, что Хапчагайский гравитационный максимум может быть обусловлен такими же причинами, как и Хобдинский, т. е. находится в зоне наибольшего по-

гружения, где гранитный слой возможно отсутствует и осадочный покров ложится непосредственно на базальтовый. Однако, только дальнейшие геолого-геофизические работы могут дать материал для окончательного решения этого вопроса.

Бурением структурно-поисковых скважин на южном склоне Сунтарского поднятия установлено наличие триасовых, пермских и девонских образований. Судя по этим данным и по увеличению мощностей кембрийской системы на северном склоне Алданской антеклизы в направлении с юга на север, т. е. к центральной части Вилюйской синеклизы, можно полагать, что эта структура развивалась длительное время и ее интенсивное прогибание возобновилось в начале мезозоя. Начиная с верхнего палеозоя, четко фиксируется поднятие Анабаро-Оленекской антеклизы с постепенным наращиванием мощности земной коры и одновременное опускание крупных сегментов земной коры, отвечающих Тунгусской и Вилюйской синеклизам, при уменьшении мощности земной коры в пределах этих синеклиз. Такое соотношение тектонических движений привело к образованию больших растягивающих усилий между рассматриваемыми регионами. Глубокие трещины, возникавшие в зонах растяжения, явились путями внедрения основной магмы. Наиболее интенсивно трапповый магматизм проявился в Тунгусской синеклизе, в меньшей степени и несколько позже — в бортовых частях Вилюйской синеклизы.

Таким образом, в нашем представлении разломы растяжения возникают между крупными структурными элементами, имеющими противоположно направленные вертикальные движения при одновременном изменении структуры и толщины земной коры. Очевидно, что уменьшение мощности земной коры оказывает существенное влияние на возникновение ослабленных зон. В то же время внутри опускающихся сегментов (центральных частей синеклиз) создаются условия сжатия, что может привести к выжиманию отдельных клиньев земной коры. В этом случае дизъюнктивные нарушения возникают в условиях сжатия и, следовательно, затрудненности проникновения по ним магматического расплава. Если судить по данным аэромагнитной съемки, то Сунтарское поднятие обрамлено именно такими разломами, вдоль которых, возможно, имеются вулканические тела только типа малых интрузий.

В бортовых частях Вилюйской синеклизы в особенности ее северо-западного и западного обрамлений наблюдается специфическое проявление вулканических процессов в форме трубок взрыва. Эти трубки взрыва по характеру выполняющего их материала в первом приближении могут быть разделены на 2 группы: на трубки, выполненные ультраосновными породами, так называемые кимберлитовые трубки, и трубки, выполненные породами основного состава, — туфовые вулканические трубки (по П. Е. Оффману) и туфодиабазовые диатремы (по А. А. Ме-

няйлову). Происхождение тех и других трубок большинством исследователей связывается с взрывами вулканических газов, хотя по Оффману и Меняйлову взрывы не обязательны.

Однако мнения исследователей о положении кимберлитообразования в общем процессе развития и проявлений магматизма на Сибирской платформе расходятся.

Л. Н. Леонтьев и А. А. Каденский, занимавшиеся изучением кимберлитовых трубок Якутии, пришли к выводу, что кимберлиты являются производной трапповой магмы. К этому выводу авторы пришли на основании следующих соображений (18):

1. «Возраст трубок посленижнетриасовый (они содержат ксенолиты траппов) и предъюрский. Выдвигавшиеся представления (в значительной мере по аналогии с Африкой) о меловом возрасте кимберлитов ныне опровергнуты находками продуктов их размыва в низах юры и трансгрессивным перекрытием ею трубки «Коллективная». Тем самым кимберлитообразование территориально и во времени совпадает с заключительным этапом траппового магматизма (нижний триас).

2. Объем кимберлитовой массы трубок совершенно ничтожен по отношению к объему продуктов главных этапов траппового магматизма, причем замечательно, что эти трубки встречаются на огромных пространствах платформы, концентрируясь группами, образующими районы, подчиненные крупным структурам платформ. Последнее указывает на общую регионально-тектоническую причину кимберлитообразования и связь его с предъюрской кинематикой платформы в эпоху угасания траппового магматизма. Вместе с тем ничтожность объема кимберлитовых выбросов не позволяет связывать их с какой-то особой кимберлитовой магмой, независимой от трапповой, как это делается некоторыми авторами.

3. Кимберлиты, внутри которых наблюдаются заметные вариации состава (базальтовые, лимбургитовые, слюдяно-перидотитовые и другие разности), в целом отличаются от типичных ультраосновных пород заметно повышенным содержанием глинозема, титана, кальция и отчасти щелочей, что сближает их с меланократовыми разностями щелочных базальтов. Поэтому А. Н. Заварицкий справедливо относит их к крайним представителям базальтоидных пород. Особенно близки к богатым оливином щелочным базальтоидам пикриты, причем, например, трубка «Удачная» частично выполнена именно породами типа пикритов.

Трапповые дериваты, приближающиеся к ультраосновным и щелочно-базальтовым типам (альнеиты, лимбургиты, мелилитовые базальты, меймечиты и т. д.), описывались рядом авторов. Г. Г. Моор в 1941 г. установил на севере Сибирской платформы присутствие ийолитов, мельтейгитов и мелилитовых базальтов и, считая эти породы близкими к африканским слюдя-

ным кимберлитам, высказал предположение о вероятности нахождения здесь последних. Это предположение, как известно, блестяще подтвердилось».

В. С. Соболев, соглашаясь с Ю. М. Шейнманом, пришел к выводу, что кимберлиты не связаны с трапповой магмой и что магматические очаги имеют более глубокое заложение по сравнению с очагами трапповой магмы. Этот виднейший исследователь полагает, что очаги кимберлитовой магмы находятся «по-видимому, в самых верхних частях перидотитового слоя» (26).

По М. М. Одинцову, кимберлитовая магма относится к одной из последних фаз магматического цикла Сибирской платформы.*

А. П. Лебедев также приходит к выводу о генетической самостоятельности как трапповой, так и кимберлитовой магм, допуская при этом, что магма кимберлитового состава могла быть и «конечным результатом прогрессирующего развития траппового (базальтового) магматизма».**

А. А. Меняйлов считает возможным присоединиться к следующему мнению Лурье и Масайтиса: «ультраосновные и щелочные породы являются производными ультраосновной магмы, не связанной с платобазальтовой и испытавшей значительную дифференциацию на глубине. Генетически независимы от траппов и кимберлиты, отличающиеся по условиям образования от комплексов щелочных и ультраосновных пород. Кимберлитовая магма, по-видимому, возникает в зонах локального строения при тангенциальных движениях отдельных глыб». Однако А. А. Меняйлов указывает, что наличие пространственной связи траппов и кимберлитов при раздельном во времени их проявлении говорит о зависимости этих магм и их родстве (20).

Нам представляется, что для решения вопроса о происхождении кимберлитовой магмы необходимо принять во внимание следующие обстоятельства:

Строение земной коры Сибирской платформы изучено весьма слабо. Имеются данные, что ее мощность в районе г. Иркутска достигает примерно 45 км, однако ее строение более детально не исследовано. Поэтому мы должны указать на характер строения земной коры других платформ, изученных в настоящее время более детально.

Изучение земной коры в пределах Русской и Среднеазиатских платформ показывает, что ее мощность в этих структурах изменяется в пределах 35—40 км, при этом гранитный слой, занимающий верхнюю часть коры, имеет сравнительно неболь-

* М. М. Одинцов. Материалы по геологии и алмазности Сибирской платформы. Труды ВСФАН, вып. 14, сер. геол., 1956.

** А. П. Лебедев. Некоторые проблемы петрологии коренных алмазных пород в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол. № 11, 1957.

шую мощность порядка 8—12 км, а остальная часть приходится на базальтовый слой. Кимберлитовый магматизм относится, по существу, к заключительным фазам проявления траппового магматизма в пределах Сибирской платформы и по времени, в основном, захватывает верхний триас — нижнюю юру. Однако, имеются факты, указывающие, что кимберлитовый магматизм имел место в верхнем палеозое (тр. «Сытыканская») и даже в меловое время (тр. «Обнаженная»). Грандиозные излияния базальтовой магмы в пределах Сибирской платформы свидетельствуют о том, что даже самые крупные и крупнейшие разломы земной коры, через которые в осадочную толщу или на поверхность поступили десятки тыс. км³ магматического расплава, не дошли до перидотитового слоя. Естественно, что проникновение разломов до глубин ниже поверхности Мохоровичича, т. е. в перидотитовый слой, привело бы к появлению на земной поверхности крупных масс ультраосновных пород. В действительности же сколько-нибудь значительных масс перидотитовой магмы не зафиксировано как на Сибирской, так и на Африканской и других платформах земного шара. С другой стороны, учитывая ничтожно малый объем кимберлитовой магмы, проникшей в осадочный чехол земной коры, трудно представить, что эти небольшие порции ультраосновного расплава поднимались с глубин ниже поверхности Мохоровичича по тем же трещинам, по которым изливались огромные массы базальтов. С позиций механики нельзя объяснить такой избирательный процесс подъема маленьких порций кимберлитовой магмы, которая с непонятной точностью аккуратно заполняет трубчатые каналы.

В аэромагнитном поле восточной части Сибирской платформы четко прослеживаются крупные положительные полосовые аномалии, пересекающие Анабаро-Оленекскую и Алданскую антеклизы.

Помимо указанных выше, четко выраженных линейных магнитных максимумов северо-западного простирания, вдоль бортов Вилюйской синеклизы фиксируются зоны мозаичных и линейных магнитных аномалий северо-восточного простирания. Эти аномалии, видимо, обусловлены внедрением основной магмы молодого возраста, в основном триасового, которая в магнитном поле вуалирует проявление главных аномалеобразующих факторов, приуроченных к фундаменту платформы. Кроме того, дополнительное вуалирование происходит также и за счет резкого возрастания мощности осадочного чехла по направлению к осевой части Вилюйской синеклизы.

Глубинные разломы, которые можно четко проследить в современном структурном плане, обычно приурочены к зоне перехода от области поднятия к резкому погружению, т. е. к той зоне, где происходит уменьшение мощности земной коры и где проявляются наибольшие силы растяжения. Такой глубинный разлом четко фиксируется, например, вдоль западного борта

Сихотэ-Алиня, вдоль Курильских островов, вдоль восточного склона Монгольского Алтая и т. д. Глубокие эрозионные среды горных сооружений и зон развития основных пород приводят к выведению на дневную поверхность пород повышенной основности (вплоть до ультраосновных), образовавшихся за счет гравитационной дифференциации основной магмы. Эти широко известные факты свидетельствуют о наличии полосовых зон ультраосновных или близких к ним пород в зонах глубинных разломов. Можно с достаточным основанием полагать, что объем таких ультраосновных пород возрастает с глубиной.

Нам представляется, что в восточной части Сибирской платформы обширные складчатые сооружения, прошедшие длительную историю геосинклинального развития, разделяются на разновозрастные зоны именно такими крупными полосами ультраосновных пород, приуроченных к древним глубинным разломам. На заключительных этапах траппового магматизма, в результате перетока больших масс базальтовой магмы в верхний структурный ярус, в область питания трещин, могла оказаться поднятой магма более основного состава, которая, проходя через зоны древних глубинных разломов, насыщенных ультраосновными породами, и, возможно, частично растворяя и ассимилируя их, приобретала черты ультраосновной магмы. Для понимания условий образования ультраосновных (кимберлитовых) пород целесообразно сопоставить обстановку тектонического развития двух крупных сопредельных геоструктурных элементов: Тунгусской и Вилюйской синеклиз. В Тунгусской синеклизе под воздействием огромных масс базальтовой магмы произошла коренная переработка пород фундамента на путях движения этой магмы. Естественно, что при таких масштабах вулканической деятельности ультраосновные породы, выполняющие древние глубинные разломы, ассимилировались не оказывая существенного влияния на состав взаимодействовавших с ними лавовых потоков.

Но в тех случаях, когда такой контакт происходил в условиях затрудненного движения магмы и был более длительным, базальтовая магма, обогащаясь соответствующими компонентами, могла заметно изменяться по составу, приобретая свойства ультраосновных пород. Для подобного преобразования исходного материала кимберлитов требовалось соблюдение двух условий: замедленного движения небольших порций магматического расплава и присутствия ультраосновных пород в зоне разломов, сохранившихся в достаточно больших массах на предыдущих более интенсивных этапах траппового магматизма. Наиболее полно этим требованиям отвечала геологическая обстановка в окраинных частях траппового поля и именно поэтому здесь и обнаружены ультраосновные кимберлитовые породы. Далее в силу свойственных фазе затухания траппового магматизма специфических условий движения к верхним

горизонтам земной коры (малых объемов в условиях слабой проницаемости) магма по пути движения и, особенно, в сателлитных очагах частично обогащается щелочами и приобретает специфический облик кимберлитовой магмы, образующей своеобразные щелочные ультраосновные породы. В этом случае легко объясним особый состав кимберлитов, представляющих собой, по определению В. С. Соболева, своеобразные ультраосновные породы эффузивного облика с отчетливо выраженным щелочным уклоном. Именно этими характерными чертами заключительных стадий траппового магматизма можно объяснить особый состав ультраосновной магмы, выполняющей трубки взрыва, механизму образования которых посвящается специальный раздел.

ОБ ИСТОЧНИКАХ УГЛЕРОДА ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ

Особого внимания заслуживает весьма интересный факт, что кимберлитовые трубки Якутии, в особенности содержащие промышленные концентрации алмазов, расположены в районах развития перспективно нефтегазоносных отложений нижнего палеозоя.

В терригенных отложениях синийской системы, широко развитых на южных склонах Анабаро-Оленекской антеклизы, содержание битумов в отдельных разностях пород составляет не более 0,17—0,19%. Верхний отдел синия представлен карбонатными, сильно битуминозными породами. В этих отложениях, по данным В. В. Петропавловского, содержится в среднем 0,6—0,7%, а на отдельных участках до 4% преимущественно смолесто-асфальтовых битумов. В органическом веществе отмечается 0,584% углерода, 0,0091% водорода ($C=64,2$), а при обработке в хлороформном экстракте из битума получено 12,96% масел и петролейно-эфирных смол, 7,65% бензольных смол, 38,54% спиртово-бензольных смол и 40,85% асфальтенов.

Особенно большой битуминозностью отличаются карбонатные отложения кембрийской системы, широко развитые как на склонах Анабаро-Оленекской, так и Алданской антеклиз.

Известно, что впервые признаки нефтегазоносности на территории Якутии были выявлены в отложениях этой системы в бассейне реки Туолбы, на северном склоне Алданской антеклизы. Из ряда поисковых скважин здесь было получено свыше 10 т. нефти. На южном склоне Анабарского массива в бассейне реки Кенеликан обнаружен естественный выход жидкой нефти. Признаки нефти встречены почти во всех разведочных скважинах, пробуренных на северном склоне Алданского массива. На Олекминской площади в интервале глубин 1250—1750 м в мощной пачке доломитов, вскрытой разведочной скважиной Р-1, поры и трещины были заполнены полужидким битумом вязкой консистенции. Внешне этот битум похож на нефть, потерявшую легкую фракцию. В нем содержится 87,8% масла, 7,45% бензольной смолы, 3,16%

спирто-бензольной смолы и 1,62% асфальта (2).

В этой же скважине в интервале 853—854 м пройдены известняки коричневатого-сероватого цвета с четко выраженным запахом нефти. Кроме того, в интервале 1950—1960 м встречен горизонт битуминозных доломитов, в трещинах и порах которых наблюдались небольшие выпоты нефти. Аналогичные нефте- и битумопроявления наблюдались и при бурении других разведочных скважин в Олекминском районе.

На Русскореченской площади (в 90 км от г. Олекминска) при бурении скв. Р-1 в керне карбонатных пород нижнего кембрия обнаружены каверны с небольшими выпотами и каплями нефти. При испытании скважины в интервале 1045—1032 м получен сильный выброс газа, дебит которого по визуальному определению составил около 100 тыс. м³/сутки. В составе полученного газа содержится 58,8% метана, 4,1% этана, 0,37% пропана, 34,6% азота + редких.

В скв. Р-2 был получен небольшой приток газа, который при поджигании горел синим пламенем. В керне из колонковых скважин на этой же площади неоднократно были обнаружены признаки жидкой нефти.

На Нижне-Амгинской площади из низов туолбинской свиты был поднят песчаник, пропитанный очень вязкой, сильно окисленной нефтью. Вязкие битумы и признаки жидкой нефти встречены в вышележащей толще доломитов. В отложениях среднего кембрия при бурении этой скважины обнаружены твердые битумы и небольшие примазки окисленной нефти. В районе пос. Синск на р. Лена в верхних слоях нижнего кембрия часто встречается битум.

На Наманинской площади при испытании опорной скважины из доломитов туолбинской свиты получен небольшой приток газа, содержавшего 63,5% метана и около 3% тяжелых углеводородов.

В отложениях нижнего кембрия в районе правобережья реки Анабар был обнаружен выход природного метанового газа с содержанием 0,42% тяжелых углеводородов (2).

В целом для карбонатных пород кембрия Сибирской платформы в пределах Якутской республики характерна региональная битуминозность. В районе развития кимберлитовых трубок битумопроявления, приуроченные к отложениям этой системы, распространены особенно широко. В составе карбонатной толщи кембрия широко развиты горизонты битуминозных известняков, доломитов, которые встречаются на различных стратиграфических уровнях. Содержание битума в наиболее насыщенных породах достигает 1%.

О нефтегазоносности отложений ордовика и силура в настоящее время имеется меньше данных. Большой интерес представляют данные о битуминозности отложений ордовика в бассейнах рек Мархи и Тюнг. В отдельных образцах доломитов и доло-

митизированных известняков содержание битума достигает 2, 3% и во многих случаях превышает 1%. В бассейне реки Далдын, притока Мархи, по данным Зведера Л. Н., Щукина В. Н. и других, в составе моркокинской свиты в ее основании выделяется 60 м битуминозный горизонт с содержанием битума до 2,5%, представленный доломитизированными известняками, известняками и доломитами. Битумы в этих породах встречаются в кавернах и очень часто на плоскости наслоения. Распределение битума в породах весьма неравномерно. При нагревании отдельных битуминозных образцов были получены небольшие количества нефтеподобной жидкости. При проводке шурфа, заложенного в 15 км юго-западнее трубки «Удачная», в отложениях олдондинской свиты, были получены обильные выделения горючих газов.

При бурении гидрогеологической скважины № 37 в бассейне среднего течения реки Далдын на глубинах от 285,5 до 349 м и от 559 до 580 м в карбонатных породах ордовика были обнаружены признаки жидкой нефти. Отдельные образцы доломитизированных известняков из этой скважины сильно насыщены нефтью, за счет чего порода приобретает коричневый или темно-коричневый цвет.

По данным Н. В. Кинд и других исследователей, в бассейне среднего течения реки Вилюй в нижнесилурийских отложениях были встречены крупные кристаллы темного кальцита с содержанием битуминозного вещества до 20%. Подобные породы по данным этого же исследователя были отмечены в других местах среди отложений усть-кутской свиты ордовика. Таким образом, накопленный материал показывает, что отложения ордовика и силура имеют регионально развитую битуминозность и что в районе бассейна реки Мархи в скважинах вскрыты насыщенные нефтью известняки ордовика. На описании нефтегазоносности отложений девона, карбона и мезозоя мы не останавливаемся, поскольку в рассматриваемом районе трубки взрыва отложений этих возрастов фактически не прорезают. Укажем только, что в настоящее время основные перспективы нефтегазоносности Якутии связываются с отложениями мезозоя, выполняющими Вилюйскую синеклизу и Приверхоянский краевой прогиб. Известно, что недавно открытые Усть-Вилюйское и Собо-Ханское газовые месторождения приурочены к отложениям юрской системы.

За последние годы, при разведке кимберлитовых тел, получены весьма интересные новые данные о нефтегазопроявлениях в нижнем палеозое. Наиболее важные признаки нефтегазоносности установлены на трубках Далдынского района.

По данным работ партии № 167 Амакинской экспедиции, среди ксенолитов в трубке «Зарница» были обнаружены битуминозные известняки моркокинской свиты нижнего ордовика, в составе которой, как указывалось выше, был выделен битуми-

нозный горизонт. Зимой 1955—56 гг. включения битумов в составе кимберлитов были найдены в трубках «Удачная» и «Зарница». Наибольшая часть проявлений битуминозности фиксируется в виде жилок и гнезд в кальците. Битум также встречается в виде мелких чешуек черного цвета. По данным партии № 167, в шурфе № 87 был обнаружен битум в форме хрупкого вещества черного цвета с блестящей поверхностью, выполняющей каверну размером 8×5 см, а также в форме небольшой жилки, мощностью до 3 см и протяжением до 25 см. Встречаются отдельные участки кимберлита, окрашенного в черный цвет за счет пропитывания их битумом. Весной 1956 г. в шурфах, пройденных на трубке «Удачная», зафиксирован выход природного горючего газа. В том же 1956 г. там же были обнаружены включения битума в кимберлитах, а в 1958 г. в горизонтах залегания межмерзлотных вод найдены небольшие скопления жидкой нефти. В летний период 1958 г. признаки жидкой нефти были обнаружены в отложениях ордовика, вскрытых скважиной № 37, вблизи трубки «Удачная». В октябре 1958 г. в скв. № 42 на той же трубке произошел крупный выброс газа.

На трубке «Удачная» нефтепроявления зафиксированы во многих шурфах и скважинах, пробуренных глубиной до 200 м. Здесь же в зоне многолетней мерзлоты найдены льды с примазками нефтяного битума. Признаки нефтеносности на этой трубке часто наблюдаются и в виде пленок нефти на поверхности бурового раствора.

В трубке «Зарница», по материалам партии В. Н. Щукина, битуминозность приурочена к контактной зоне кимберлита с вмещающими породами. Битумы, содержащиеся в кимберлите, по данным лаборатории ВНИГНИ имеют следующий состав:

Таблица 1

№№ пп	№№ образцов	% битума	Групповой состав				Элементарный состав			
			асфальт	масла	смолы	отношение асфальтов и смол	С	Н	S	O+N
1 обр.	94/1	0,78	—	—	—	—	78,05	9,44	2,97	9,54
2 обр.	94 2	0,86	58,63	16,76	24,61	2,38	78,29	9,87	1,85	9,99
3 обр.	91/3	0,669	61,5	11,73	26,77	2,92	80,52	9,56	2,58	7,34

Анализируя данные таблицы I, К. К. Макаров (ВНИГРИ) пришел к выводу, что химический состав битумов в кимберлитах и известняках нижнего ордовика совпадает. Битумы имеют вторичный характер и являются сильно окисленными.

По данным битуминозной лаборатории Института геологии и разработки горючих ископаемых АН СССР, в полувязком битуме, извлеченном из кимберлита, содержится: темных прозрачных подвижных масел — 29,54%; красновато-коричневых липких смол, растворимых в ацетоне, — 14,4%; черных блестящих смол, нерастворимых в ацетоне, — 36,06%; коричневых блестящих твердых асфальтенов, растворимых в ацетоне, — 0,23%; черных блестящих асфальтенов, нерастворимых в ацетоне, — 13,27%. Кроме того, выделена промежуточная фракция между маслами и смолами в объеме 0,06%.

Содержание органического углерода и водорода в образцах кимберлита (данные А. А. Меньялова), по данным лаборатории геохимии нефти и газа Якутского филиала СО АН СССР, представлено в табл. 2.

Таблица 2

№№ пп	Наименование	С в %	H в %
1	Оленекский р-н, Трубка „Уральская“, кимберлит у края трубки	1,15	0,55
2	То же, кимберлит из середины трубки	2,8	0,61
3	Тр. „Удачная“, кимберлит из верх. части трубки	3,9	0,54
4	То же, кимберлит-брекч.	3,1	1,3
5	Далдын, р-н Трубка „Ленинградская“, кимберлит	3,1	0,79
6	То же, зальбанд, жилы траппа	0,16	3,4
7	То же, жила траппа (средняя часть)	0,086	0,44

По данным Э. Н. Эрлиха, битумопроявления отмечаются в трех кимберлитовых телах — №1, № 2 и № 3, расположенных по нижнему течению реки Укукит, левого притока реки Оленек (35). Э. Н. Эрлих пишет, что в результате люминесцентного анализа всех отобранных образцов, отмечены битумопроявления во всех исследуемых кимберлитах, за исключением тех, которые слагают тело № 3. Однако их количество и пространственное распределение в различных телах резко различны. Здесь надо подчеркнуть прямую зависимость количеств и форм развития кальцита и битумов в пределах исследуемых тел. Так, если в теле № 3 кальцит практически отсутствует, то отсутствуют здесь и битумы. В теле № 2 кальцит в основном присутствует в мелких секущих породе прожилках. В тех же прожилках, и только в них, имеется и незначительное количество битумов. В теле № 1 кальцит широко развит в основной массе кимберлитов. Вместе с ним, в основной массе развиты и битумы, составляющие на отдельных участках до 0,02—0,03%. Массовое появление битумов отмечается в кальцитовой жиле, секущей кимберлит трубки на участке № 2, в соседней группе тел «Лекес».

Среди ксенолитов битумы широко развиты только в доломитах, предположительно относимых к билляхской свите синия, в которых их количество достигает более 1%, благодаря чему вся порода приобретает грязно-серую окраску. Обогащение битумами составляет характерную черту доломитов билляхской свиты и в их коренном залегании (в верхней части разреза). Следовательно, этот тип битумов можно считать первичным.

Обращаясь к качественной характеристике битумов, отметим, что их состав целиком зависит от формы залегания, а не от типа пород, в которых они находятся. При этом, чем больше эти условия приближаются к трещинным, тем больше степень окисленности битумов. Так, если в ксенолитах доломитов синия, где битумы имеются и в коренном залегании, они представлены смолисто-асфальтовым типом группы А, то битумы в основной массе кимберлитов тела № 1 и в мелких, секущих кимберлитах прожилках тела № 2, представлены осмоленным типом группы А, а битумы из крупной кальцитовой жилы, секущей одну из трубок соседней группы кимберлитовых тел, представлены, средним типом группы А. К последнему же типу относятся и битумы из кальцитовой жилы в известняках в нижнем течении р. Биректы, не имеющей никакой видимой связи с кимберлитами.

Подобное отсутствие связи состава битумов с кимберлитовыми телами указывает, видимо, и на отсутствие генетической связи между ними, а тесная пространственная связь их с кальцитом явно свидетельствует о наличии общего источника (35).

Если бы углеводороды поступали из недр земли, то они в равной мере должны были бы насыщать осадочные породы независимо от их возраста так же, как и всю массу кимберлита. Фактически же битуминозны только ксенолиты синия, где распространение битумов носит региональный характер.

Приведенные выше данные показывают, что битуминозность синия возникла до образования трубок взрыва и битумопроявления в трубках связаны с ассимиляцией битумов из осадочных пород синия, а не подтоком углеводородов из глубин земной коры к верхней границе кристаллического фундамента.

Помимо признаков нефти в трубках взрыва выявлены газопроявления разной степени интенсивности. Газопроявления встречены в трубках «Зарница» и «Удачная». Притоки газа в трубке «Зарница» зафиксированы в многочисленных шурфах и отдельных скважинах. По данным партии № 167, в шурфе № 146 наблюдался выход горючего газа из трещин со свистом и выбросом мелких обломков кимберлита.

В составе газа определены CO_2 —4%, CH_4 + тяжелые углеводороды 10,5% и азота 85,5%.

На трубке «Удачная» газопроявления отмечались в ряде шурфов, где получен газ, содержащий CO_2 —2,7%, CH_4 + тяжелых углеводородов — 4,5% и азота — 92,8%.

Наиболее интенсивные газопроявления на этой трубке наблюдались в октябре 1958 г. в скважине № 42. В интервале глубин 150—190 м здесь был встречен участок микропористого кимберлита, пропитанного жидкой нефтью в массе и по трещинам. Следует отметить, что к этому участку приурочено первое газопоявление. В интервале 361—365,9 м базальтоидный кимберлит представлен пористыми кавернозными и трещиноватыми разностями. Размер каверн достигает 5—6 см.

При бурении в интервале 364,2—365,2 м в скважине наблюдалось пульсирующее движение воды, сопровождавшееся выделением мелких пузырьков газа. На глубине 367,9 м произошел сильный выброс вскоре загоревшего газа. Несмотря на принятые меры, аварийное фонтанирование сухим горящим газом продолжалось около трех суток (рис. 8). В дальнейшем скважина перешла на фонтанирование газо-водяной смесью, причем количество воды заметно увеличивалось.

По мнению геологов партии № 167 появление мощной струи воды в скважине, по-видимому, связано с ее прорывом из вышележащих водоносных горизонтов, вскрытых скважинами №№ 34, 28, 33, 27, 31 на глубине от 161,7 до 215 м.

По данным анализа, проведенного в лаборатории Якутского филиала СО АН СССР, газ имеет следующий состав (в % объёмн.): CO_2 —0,0; непредельные углеводороды — 0,3; O_2 —1,9; CH_4 —30,4; H_2 —50,90; C_2H_6 + высшие — 3,703; N_2 —12,8; He—0,0316; Ar—0,0156. Разгонка тяжелых углеводородов показала наличие непрерывного ряда гомологов метана, а именно: этана C_2H_6 —2,534; пропана C_3H_8 —0,899; бутана C_4H_{10} —0,246; пентана C_5H_{10} + высш.—0,024.

Газовый фонтан не является единственным случаем газопоявлений в кимберлитовых трубках. В этой же трубке газопоявления были отмечены при бурении других скважин, а также при проходке шурфов в ее периферийных зонах. Сила этих газопоявлений различна: от небольших слабо ощутимых притоков до сильных струй с устойчивым поступлением значительных количеств горючего газа.

Пластовые воды, встреченные при бурении скважин и в горных выработках, имеют высокую минерализацию и обильные пленки нефти. Общая минерализация пластовых вод составляет 150 г/литр и характеризуется следующим химическим составом (в %): NaCl —87; MgCl_2 —4; CaCl_2 —8,3; CaSO_4 —0,62; CaCO_3 + $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ —0,88.

Как следует из анализа, вода относится к хлоркальциевым водам, типичным для вод нефтяных и газовых месторождений. Следует обратить внимание, что химический состав этой воды ничего общего не имеет с водами, химизм которых формируется под непосредственным воздействием вулканических газов. Известно, что термальные воды такой вулканической страны, как

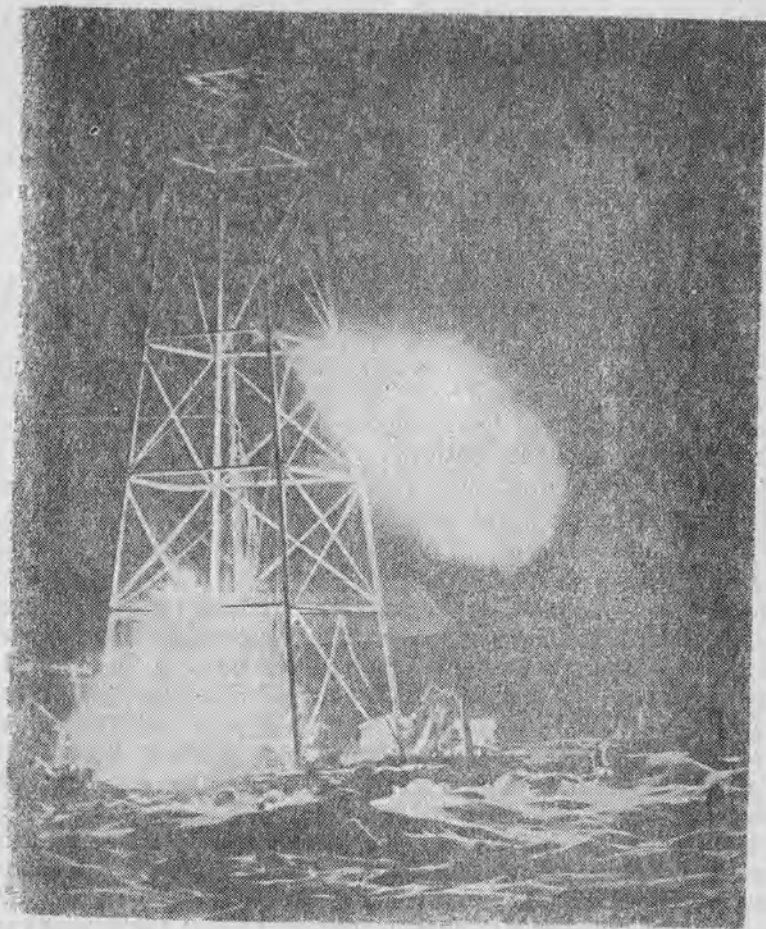


Рис. 8. Газовый фонтан на трубке „Удачная“. Вверху—струя газа прорывается через уплотнение сальника; внизу—горит газ, выходящий по кольцевому пространству скважины.

Камчатка, являются типично сульфатными кислыми водами с малой минерализацией (1—2 г/литр).

Прежде чем рассмотреть вопрос о генезисе наблюдаемых нефтегазопроявлений в трубках взрыва, укажем, что аналогичного типа структуры, т. е. трубки взрыва в алмазоносных районах Южной Африки, также приурочены к зоне развития мощного чехла осадочных пород, богатых органическим веществом. Известно, что первоначально происхождение алмазов связывали с непосредственным воздействием магмы на угольные пласты. Однако, в ряде продуктивных трубок наличие угольных остатков не было обнаружено, в силу чего от этой гипотезы отказались.

Нам представляется, что источником углерода в осадочной толще Южной Африки может быть не только угольная органика, но и углеводородная (в газообразной и жидкой фазах), которая в значительном объеме генерируется из органики угольной под влиянием метаморфизирующего воздействия внедряющейся магмы. Районы Южной Африки, да и нашего Тунгусского бассейна, дают в этом отношении очень большой фактический материал, подтверждающий наличие этих процессов в больших масштабах.

Мы полагаем, что при формировании коренных алмазных месторождений в Южной Африке существовали достаточно благоприятные условия получения органического углерода для естественного синтеза алмазов.

На протяжении трансваальского и намского времени, соответственно отвечающим синию и кембрию, здесь, так же, как и в Якутии, преобладал морской режим с образованием карбонатных осадков, содержащих органику. В ряде районов существовали условия, благоприятные для формирования залежей нефти и газа. В системе Карру (от пермокарбона до лейаса включительно) широко распространены битуминозные сланцы и мощные угольные пласты, которые под воздействием траппового вулканизма Стромберга (триас) могли обусловить образование и концентрацию углеводородов, достаточную для естественного синтеза алмазов. Такой вывод хорошо подтверждается фактическими данными.

Как указывает Хислоп, 90% всех углей Наталя претерпели значительные изменения в результате близости к внедрившимся интрузиям.

По А. Дю Тойту, угольные пласты частично или полностью теряют углеводороды на расстоянии от долеритового силла примерно равном мощности интрузии (9). Если угольные пласты секутся дайками долеритов, то температурное воздействие распространяется по пластам в обе стороны на расстояние, равное ширине даек. Тот же автор приводит факты, когда дайка шириной 5 м изменила угольный пласт по всей его мощности на расстояние около 100 м (Спицкопская копь у Эрмело). Установлено, что на контакте с изверженными породами уголь может превращаться в кокс и даже в графит, а по мере удаления от интрузии, в связи с потерей летучих, в нем наблюдается переход к антрацитам и полуантрацитам. О широких масштабах процессов высокотемпературной переработки углей под воздействием магмы, а следовательно, и о больших количествах, выделившихся при этом углеводородов, свидетельствуют так называемые ложные антрациты, которые образуют сравнительно многочисленные тела, секущие и захватывающие вмещающие породы. От обычного антрацита, т. е. наиболее высокометаморфизованной разновидности ископаемых углей, ложный антрацит отличается присутствием никеля, вторичного кварца, следов бо-

ра и ванадия. По мнению А. Дю Тойта, ложные антрациты образовались в результате полимеризации газообразных или жидких углеводородов, обязанных своим происхождением температурному воздействию долеритов Карру на пласты углей и углистых сланцев.

Приведенные данные дают основание полагать, что к моменту внедрения кимберлитовой магмы в осадочную толщу Южно-Африканской алмазонасной провинции под долеритовыми силами системы Карру могли быть скопления углеводородов и прежде всего в газовой фазе, в объемах вполне достаточных для синтеза алмазов. Следует отметить, что для всех других известных нам алмазонасных районов земного шара также подтверждается наличие органического углерода в количествах, достаточных для образования алмазов. Как уже указывалось, такими источниками органического углерода на Северо-Американской платформе являются крупнейшие залежи газа, нефти и ископаемых углей, расположенные в районах алмазонасности: на Индостанской платформе поставщиком углерода могли служить мощные угольные пласты, переработанные трапповым вулканизмом и т. д.

Прежде чем высказать окончательное суждение об источнике углерода для образования алмаза в трубках Якутской алмазонасной провинции, мы вынуждены сделать отступление и рассмотреть вопрос о газообразных продуктах вулканической деятельности, как возможных поставщиках свободного углерода для синтеза алмазов. Такие газы наиболее полно изучены в современных вулканах.

На территории СССР действующие вулканы известны на Камчатке и Курильских островах. По данным В. И. Влодавца, Г. С. Горшкова и И. Б. Пийпа, число действующих вулканов на Камчатке достигает 28 и на Курильских островах — 39. С рассматриваемой точки зрения наибольший интерес представляет качественная характеристика вулканических газов, позволяющая судить об их химическом составе.

Данные таблицы 3 показывают, что в составе газов действующих вулканов на Камчатке и Курильских островах большую роль играют сернистые и углекислые газы. Реже присутствуют водород, метан и хлор. Тяжелые углеводороды всегда отсутствуют, не зафиксировано также и наличие свободного азота.

Таблица 3

Наименование вулканов	Состав газов
Камчатка	
Шевелух	SO ₂ , CO ₂ , CO, H ₂ , H ₂ S, HCl, H ₂ O.
Ключевской	HCl, NH ₃ , H ₂ , SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ , CO, H ₂ O.
Безымянный	HCl, SO ₂ , CO ₂ , H ₂ O.

Продолжение

Наименование вулканов	Состав газов
Плоский толбачик	H ₂ O, SO ₂ , CO ₂ , HCl, NH ₃ .
Кизимен	SO ₂ , H ₂ S
Кихпинич	SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ , H ₂ O
Узон	SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ , CH ₄ , NH ₃ , H ₂ O.
Бурлящий	H ₂ O, H ₂ S, CO ₂ , CH ₄ , HCl.
Малый семьячик	H ₂ O, SO ₂ , H ₂ S.
Авачинский	H ₂ O, HCl, H ₂ S, SO ₂ , CO ₂
Мутновский	H ₂ O, SO ₂ , H ₂ S.
Горелый хребет	H ₂ O, SO ₂ , H ₂ S.
	Курильские острова
Эбеко	H ₂ O, HCl H ₂ S, SO ₂ , SO ₃

Известно, что на Курилах за счет сернистых вулканических газов возникли весьма крупные месторождения серы. Наиболее детально изучен химический состав газов вулкана Килауэа (Гавайские острова), характеристика которых в усредненных значениях по 24 пробам по Шеперду, дана в табл. 4.

Таблица 4

Газ	Объем в %	Вес в %
H ₂ O	67,68	45,12
CO ₂	12,71	20,71
SO ₂	7,03	16,67
N ₂	7,65	7,93
SO ₃	1,86	5,51
S	1,04	2,47
CO	0,67	0,69
Cl	0,41	0,54
Ar	0,20	0,30
H ₂	0,75	0,06
	100	100

Если из расчета исключить пары воды, то примерно 42—43% придется на углекислый газ и окись углерода, почти 50% — на сернистые газы и остальные 6—7% — на все остальные, при этом водород в общем составе вулканических газов будет составлять порядка 0,1—0,15% (весовых).

Исходя из принципов термодинамики, в условиях высоких давлений, свойственных вулканическому очагу, наиболее экономичным для водорода и кислорода будет их состояние в виде H₂O, а не 2H₂ и O₂. Поэтому вполне логично предполагать, что водород и кислород возникают на пути движения магмы по

подводящим каналам за счет диссоциации паров воды и угольной кислоты, в основном, уже вблизи поверхности, что, в частности, подтверждается количествами диссоциированного газа в процентах, приведенными в табл. 5.

Таблица 5

Газ	Давление в атм.	Температура в °С		
		1500	2000	2500
Количество диссоциированного газа в %				
H ₂ O	1	0,02	0,58	4,21
	10	0,069	0,27	1,98
	100	0,004	0,125	0,927
CO ₂	1	0,048	2,05	17,6
	10	0,022	0,96	8,63
	100	0,01	0,445	4,09

Таблица 5 показывает, что даже в наиболее богатых газами кислых магмах вулканов разложение паров воды и углекислого газа в сколько-нибудь значительных объемах происходит при температурах, более высоких, чем температура магмы даже на границе базальтового и перидотитового слоев. Если же учесть высокое давление на глубине 30—40 км, затрудняющее диссоциацию указанных газов, то предположение о ювенильном источнике свободного углерода полностью отпадает. Что же касается метана, присутствие которого установлено в газах единичных вулканов, то мы считаем, что этот метан за крайне редким исключением привнесен из прорываемых магмой осадочных толщ земной коры.

Исходя из приведенных данных по составу вулканических газов, можно сделать следующие выводы:

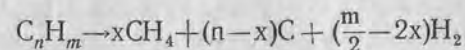
1) В глубинных магматических очагах (20—40 км) углерод должен находиться в связанном состоянии, и поэтому, в нашем представлении, возможность образования алмазов в магме таких очагов исключается. В пользу этой точки зрения говорит также и отсутствие свободного углерода в перидотитах и базальтах.

2) В составе вулканических газов метан встречается крайне редко, а более тяжелые гомологи этого ряда ни в одном случае не были обнаружены. Мы полагаем, что свободный метан в составе магмы глубинных очагов отсутствует.

Возвращаясь к рассматриваемой теме, отметим, что все газовые ассоциации, обнаруженные в районах кимберлитовых трубок, являются типичными представителями метаморфизованных в зоне высоких температур углеводородных газов, органическую природу которых следует считать доказанной. Извест-

но, что с повышением температуры эти углеводороды разлагаются на углерод и свободный водород.

В частности, при изучении проблемы происхождения графита многие исследователи, в том числе и В. П. Солоненко, пришли к выводу, что многие месторождения графита образовались за счет кристаллизации углерода, высвободившегося при разложении органических углеводородов под высокотемпературным воздействием внедрившихся интрузий. Этот тип графитовых месторождений В. П. Солоненко называет ретроградно-конденсационным. Схема их образования, в его представлении, рисуется следующим образом: (28) «При внедрении интрузивных пород происходит прогрев вмещающей первично-осадочной толщи, что обуславливает повышение давления паров углеводородов. В наиболее прогретой экзоконтактной зоне, а позднее и в эндоконтактной, происходит разложение углеводородов:



При высоких температурах может происходить распад CH₄:

$$CH_4 \rightarrow C + 2H_2$$

Таким образом, в результате разложения углеводородов возникают углерод и водород... В результате в наиболее прогретой контактной зоне давление паров углеводородов ниже, чем в удалении от контакта, и вопреки нормальному направлению перемещения паров движение их происходит из мест с пониженной температурой в места с повышенной».

Нам представляется, что эта схема вполне приемлема для рассматриваемых условий.

Под воздействием высокотемпературного магматического расплава, внедрявшегося в породы осадочного чехла Сибирской платформы, органические углеводороды, представленные здесь, в основном, в виде битумов нефти и газа, расщеплялись на содержащиеся в них водород и углерод. В случае образования в такой насыщенной органикой осадочной толще локального очага концентрации вулканических газов и магмы и его существования в течение какого-то промежутка времени (до момента прорыва осадочного покрова), в нем будет происходить накопление свободного водорода и углерода. Этот процесс накопления связывается с непрерывным уменьшением упругости паров углеводородов в зоне очага за счет их разложения на водород и углерод. Понижение упругости паров углеводородов естественно вызывает постоянный подток углеводородов из менее прогретой зоны, где упругость выше, но температура еще недостаточна для их диссоциации.

Такая схема преобразования органических углеводородов хорошо увязывается с фактическими данными по составу газа в скважинах трубки «Удачная» и с исключительным обилием

органического материала (битумы, нефть, газ) в нижнепалеозойском осадочном чехле в районе этой трубки. Вместе с тем имеющиеся данные по газопроявлениям на трубках взрыва, по крайней мере в пределах Якутской алмазоносной провинции, не дают никаких оснований для толкования природы этих газов как магматических.

Анализируя имеющийся материал по нефтегазопроявлениям в трубках взрыва и по региональному распространению органики в нижнепалеозойских отложениях, можно установить следующие важные особенности.

1) Наиболее интенсивные нефтегазопроявления наблюдаются в трубках с высоким содержанием алмазов, что хорошо увязывается с представлением об органической природе углерода, идущего на образование алмазов.

2) В целом по провинции повышенная алмазоносность устанавливается только в тех трубках, которые находятся в зонах развития осадочных толщ, обогащенных битуминозным материалом, нефтью или газом. В ряде случаев такие зоны по совокупности геолого-геофизических материалов оцениваются как высокоперспективные в нефтегазоносном отношении. В трубках взрыва, которые находятся вне зон с повышенным содержанием органики или которые попадают в зоны, неблагоприятные в тектоническом отношении, в лучшем случае встречаются только единичные кристаллы алмазов, представляющие чисто минералогический интерес. Так, признаки нефтегазоносности не обнаружены в заведомо неалмазоносных трубках: «Надежная», «Чомур», «Каменная», «Русловая», «Обнаженная», «Оливиновая» и многих других.

3) Наиболее интенсивные нефте- и битумопроявления в кимберлитовых трубках приурочены к жилам, в которых присутствует постмагматический кальцит, трещиноватым зонам, а также к зонам контакта кимберлитовых трубок с вмещающими породами.

Таким образом, признаки нефтегазоносности приурочиваются, главным образом, к современным путям миграции углеводородов.

4) Битумы, встречающиеся в трубках взрыва и во вмещающих породах, имеют сходный химический состав. Однако, как правило, битумы в породах, заполняющих трубки взрыва, по отношению к битумам, содержащимся во вмещающих породах, являются более окисленными.

5) В трубках взрыва бассейна реки Оленек битумопроявления встречаются, главным образом, в ксенолитах доломитов билахской свиты, отложения которой богаты битуминозным материалом. Это говорит о том, что битумы билахской свиты образовались раньше, чем сформировались трубки взрыва, и тогда они попали в форме обломков битуминозных пород, которые

в настоящее время и обнаруживаются как ксенолиты в кимберлитах этой трубки.

Такая четко выраженная связь между алмазоносностью кимберлитовых трубок и обилием органических углеводородов в районе размещения алмазоносных трубок является дополнительным и веским доводом в пользу органического происхождения нефти и газа. Если допустить что нефтегазопроявления являются результатом миграции углеводородов из мантии земной коры, то признаки нефтегазоносности должны наблюдаться во всех трубках взрыва или, по крайней мере, в группах трубок, среди которых есть алмазоносные, а также в дайках и жилах и вокруг различного типа интрузий. Установленная выше локализация нефтегазопроявлений только в алмазоносных трубках противоречит допущению магматической природы углеводородов. Таким образом, рассмотренный фактический материал по нефтегазопроявлениям на территории Якутской алмазоносной провинции не дает никаких фактов, свидетельствующих об их магматической природе и убедительно подкрепляет вывод об образовании углеводородов, обычно представленных всеми гомологами метанового ряда, в осадочной толще богатого органикой нижнего палеозоя.

КИМБЕРЛИТОВЫЕ ТРУБКИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРУБОК

Кимберлитовые трубки взрыва представляют собой чаще всего округлых очертаний отверстия, пробитые в верхней части земной коры от промежуточного (сателлитного) магматического очага до дневной поверхности. В вертикальном сечении трубки взрыва представляют собой узкий канал в толще вмещающих пород. Наземная постройка над вулканическими трубками обычно отсутствует, ибо через трубки взрыва на дневную поверхность поставляется относительно небольшое количество вулканического материала. Синонимами термина трубка взрыва являются вулканическая трубка, диатрема, жерло, канал прорыва, неkk и др.

Как указывалось выше, в плане трубки взрыва чаще всего имеют округлые очертания и реже более сложную конфигурацию (рис. 9). По составу пород, выполняющих трубки взрыва, они подразделяются на 2 большие группы: кимберлитовые и туфобазальтовые. В настоящей работе мы будем касаться только кимберлитовых трубок. Под кимберлитом, в соответствии с представлениями В. С. Соболева, понимается ультраосновная порода эффузивного облика с отчетливо-выраженным щелочным уклоном.

Краткая характеристика трубок взрыва, выполненных кимберлитами, представлена на табл. 6.

Осадочные породы в контакте с кимберлитом претерпевают ряд видимых изменений как механического, так и гидротермального характера. В результате механических воздействий пласты вмещающих пород обычно изгибаются вверх с образованием приконтактной зоны трещин, куда проникают постмагматические растворы и газы. В зоне контакта наблюдается незначительное ороговикование и уплотнение вмещающих пород. Такие изменения хорошо увязываются с представлением о взрывном характере внедрения кимберлитовой магмы. Обычно наблюдающееся расширение трубки к поверхности также находит логическое объяснение в процессах взрыва.



Рис. 9. Форма (в плане) и относительные размеры некоторых кимберлитовых трубок Якутии

Несмотря на отчетливо выраженное проявление гидротермальных процессов, следует отметить слабое температурное воздействие магмы на боковые породы, что свидетельствует либо о низкой температуре внедрившейся магмы, либо о кратковременности воздействия горячего расплава.

Если кимберлитовая трубка выведена на поверхность, то заполняющие ее верхнюю часть кимберлиты в результате выветривания превращаются в жирную темноокрашенную глиноподобную массу, пропитанную гидроокислами железа. Аналогич-

Таблица 6

Краткая характеристика кимберлитовых трубок по данным
А. П. Бобривича и др (4)

№№ пп	Наименование трубки	Форма поперечного сечения	Краткая характеристика пород	Содержание ксенолитов	Включения пород фундамента
1	2	3	4	5	6
1	Мир	Неправильный овал	Кимберлит брекчиевидного типа. Основная масса: серпентин-карбонатная. Посторонние породы развиты неравномерно; наблюдается увеличение их содержания к периферии. Ксенолиты, в основном, карбонатные; встречаются глыбы траппов. Обломки изверженных пород и эклогиты редки.	60—80%	Архейские кристаллич. сланцы практически отсутствуют
2	Зарница	Изометрическая	Кимберлит пяти разновидностей. Ксенолиты встречаются как осадочных, так и метаморфических пород. Количество и крупность первых возрастает к периферии. В породе часто встречается ильменит.	30—70%	Встречаются кристал. сланцы, эклогиты, амфиболиты
3	Удачная	Две сопряженных изометрических трубки	Кимберлит брекчиевидного типа. Порода по строению сходна с „Зарницей“	до 80%	Ксенолиты кристаллич. пород обычные.
4	Невидимка,	Удлиненная	Породы сходны с „Зарницей“	40—60%	Много округленных ксенолитов кристалл. сланцев.
5	Малютка	«	Кимберлит брекчиевидного типа. Состав ксенолитов: обломки известняков, аргиллитов и др.	30—40%	Отсутствуют
6	Соседняя	«	Кимберлит брекчиевидного типа, очень плотный, слабо карбонатизированный, с мелкими обломками пиропы, ильменита, слюды.	60%	«
7	Фестивальная	Удлиненная	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты исключительно осадочных пород. Очень редок ильменит. Отсутствуют пироп и слюда.	70—90%	«
8	Полярная	Изометрическая	Кимберлит почти нацело представлен карбонатизированной породой. Ксенолиты осадочных пород, реже траппов.	10—30%	«

1	2	3	4	5	6
9	Осенняя	Удлиненная	Кимберлит брекчиевидного типа, содержит округлые обломки пиропы, слюдистых сланцев, ксенолиты осадочных пород.	40—70%	«
10	Аэромагнитная	«	Кимберлит брекчиевидного типа. Сложен почти нацело обломками посторонних пород. Пироп не найден. Ильменит единичен.	70—90%	Встречаются ксенолиты кристалл. сланцев
11	Долгожданная	Изометрическая	Кимберлит типа туфобрекчии. Ксенолиты состоят из обломков осадочных и метаморфических пород. Кол. ксенолитов заметно увеличивается вблизи контактов	70%	Встречаются кристалл. сланцы.
12	Ленинградская	Удлиненная	Кимберлит типа мелкообломочной брекчии. Среди ксенолитов: карбонаты, глинистые сланцы, диабазы. С юго-запада на северо-восток трубка сечется дайкой траппов мощностью 1,6 м.	80—90%	Ксенолиты кристалл. сланцев редки.
13	Геофизическая	Неправильный овал	Кимберлит брекчиевидного типа. Встречаются ильменит, пироп и слюда. Кимберлит разбит многочисленными трещинами, по которым развиты кальцитовые жилки и выделения магнетита.	50%	Отсутствуют
14	Якутская	Удлиненная	Кимберлит брекчиевидного типа. Обломки, в основном, карбонатные, включения метаморфических пород редки.	50—70%	Отсутствуют
15	Молодежная	«	Кимберлит по составу и облику сходен с „Ленинградской“. В отличие от нее здесь совершенно отсутствует пироп, но много ильменита.	60%	Встречаются ксенолиты кристаллич. сланцев
16	Аэросъемочная	Почти изометрическая	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты, в основном, карбонатные. Включения метаморфических пород редки.	60—90%	Встречаются рогово-обманковые кристалл. сланцы.
17	Украинская	Овальная	То же, что „Аэросъемочная“.	«	Встречаются редко включения амфибол. крист. сланцев.
18	Загадочная	«	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты, в основном, карбонатные, но часты и обломки метаморфических пород.	60—80%	«

1	2	3	4	5	6
19	Дальняя	Изометрическая	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты, в основном, карбонатные, остатки метаморфических пород очень редки. Много ильменита.	до 60%	Обломки кристалл. пород редки.
20	Маршрутная	Овальная	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты карбонатов осадочного чехла.	70—75%	Отсутствуют
21	НИИГА — I	Удлиненная	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты карбонатные и метаморфические: число их сокращается к периферии.	до 25%	Встречаются редко метаморфические архейские породы.
22	Начальная	Овальная	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты состоят из обломков осадочных и магматических пород. Обнаружены ксенолиты битуминозных пород.	40—70%	Встречаются ксенолиты гнейсов, кристалл. сланцев
23	Смежная	«	То же, что „Начальная“	40—70%	«
24	Веселая	Овальная	Однородная брекчия. Обломки известняков, аргиллитов. Пироп и ильменит отсутствуют.	50%	Отсутствуют
25	Искорка	Контурные не установлены	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты представлены известняками, аргиллитами, сланцами, обычны гнейсы. Особенностью является обогащенность кимберлита ильменитом и флогопитом. Пироп встречается спорадически.	10—15%	Встречаются ксенолиты архейских пород
26	Москвичка	Неправильная	Кимберлит брекчиевидного типа. Ксенолиты карбонатов, хлоритовых сланцев, аргиллитов.	40—60%	Встречаются, но редко ксенолиты архейских крист. сланцев
27	Сытыканская	Овальная	Кимберлит брекчиевидного типа. Встречаются включенная траппов. Ксенолиты известняков, аргиллитов. Довольно много пироба и ильменита.	70—90%	«
28	Легкая	Овальная	Кимберлит брекчиевидный Ксенолиты, в основном, карбонатные.	20—30%	Отсутствуют
29	Новинка	Удлиненная	Кимберлит брекчиевидного типа. Большинство ксенолитов — породы осадочного чехла.	до 75%	Присутствуют кристаллические сланцы, реже эклогиты
30	Чомур	Овальная	Кимберлит брекчиевидного		Много мета-

1	2	3	4	5	6
31	Надежная	Овальная	типа. Ксенолиты осадочных и изверженных пород. Части обломки траппов.	80—90%	морфических архейских сланцев
32	Каменная	«	Заполняющие породы по составу аналогичны трубке „Чомур“.	70—80%	Много метаморфических архейских сланцев.
33	Обнаженная	«	Кимберлит типично базальтового облика.	20—40%	Встречаются метаморфические архейские породы.
34	Руслонная	«	Характерна низкая карбонатизация пород. Ксенолиты преимущественно карбонатных пород.	50—70%	

ные изменения верхнего кимберлитового слоя установлены для кимберлитовых трубок Африканского материка.

Данные из таблицы 6 и другие сведения о составе и примерном возрасте ксенолитов в кимберлитовых трубках позволяют сделать вывод, что вулканический очаг к моменту прорыва магмы на поверхность располагался над фундаментом или в самых верхних трещиноватых его частях, пограничных с осадочным чехлом. Правомерность такого вывода подтверждается отсутствием архейских пород среди ксенолитов многих трубок. В тех случаях, когда обломки пород фундамента присутствуют в составе кимберлитовой брекчии, содержание их не превышает 10—15%. Нужно полагать, что при положении очага в глубинных частях гранитного слоя трубки взрыва должны были бы выполняться преимущественно породами фундамента.

Обычно трубки взрыва располагаются, образуя вытянутые цепочки или группы, что указывает на их приуроченность к линейным дислокациям или к зонам пересечения последних. Это обстоятельство привело некоторых исследователей к мысли, что пространственное размещение трубок взрыва обусловлено именно такой геологической обстановкой. По взаимоотношению отдельных кимберлитовых трубок и по соотношению заполняющих их пород устанавливается, что формирование трубок происходило многофазно. Это положение подтверждается на примере ряда трубок Якутии, которые разветвляются в толще осадочного чехла. Так трубка «Удачная» на поверхности представлена двумя смежными, непосредственно контактирующими телами («Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная»), которые отличаются по характеру и составу кимберлитов. Аналогичное явление имеет место в трубках «Комсомольская» и «Магнитная», которые также имеют общий канал в пределах осадочного чехла, но опять-таки отличаются по составу кимберлитов. Предполагается, что и трубка «Спутник», существенно отличающаяся

по характеру заполняющих пород от трубки «Мир», соединяется с ней в верхней части осадочной толщи.

Другими, не менее яркими примерами многофазовости формирования трубок могут служить широко известные случаи наличия обособленных кимберлитовых блоков различного состава и физических свойств в пределах одной трубки («Чомур», «Легкая», «Зимняя», «Зарница» и др.).

Известно, что среди кимберлитовых тел, обнаруженных на территории Якутской алмазоносной провинции, кроме трубок взрыва, по морфологическим признакам четко выделяются жилы и дайки (12).

Морфологически жилы представляют собою тела небольшой мощности (менее 5 м), располагающиеся под различными (45—80°) углами к дневной поверхности. Для них характерны: изменчивость простираения, раздувы и пережимы. Зона тектонической брекчии на контакте с вмещающими породами отсутствует.

Кимберлитовые дайки — это линейные тела, располагающиеся перпендикулярно или под крутыми (80°) углами к поверхности, с ровными параллельными контактами и многократным превышением протяженности над мощностью, колеблющейся в пределах 10—40 м. Зона тектонической брекчии на контакте с вмещающими породами, как правило, отсутствует.

Детальные петрографические исследования показали, что тела, принадлежащие к разным морфологическим типам, четко различаются по строению и вещественному составу выполняющих их кимберлитовых пород и что при всем многообразии разновидностей, выделенных предыдущими исследователями все кимберлитовые породы четко разделяются на два крупных генетических типа:

1. Интрузивные кимберлиты.
2. Эксплозивные кимберлитовые брекчии.

Петрографически мы представляем интрузивный кимберлит как магматическое образование без обломков прорванных пород, обладающее порфиrowой структурой. К первичным пороодообразующим минералам кимберлита относятся оливин, флогопит, пироп, ильменит, диопсид, перовскит и апатит. Основная масса породы характеризуется мелкокристаллической структурой.

Под eksploзивной кимберлитовой брекчией понимается сложное образование, состоящее на 10—90% из обломков прорванных и вмещающих пород, интрузивных кимберлитов и родственных им включений, сцементированное кимберлитовым расплавом.

Таким образом, в основе разделения этих двух крупных генетических типов кимберлитовых пород лежат характерные особенности текстурно-структурного порядка.

Интрузивные кимберлиты формируются в гипабиссальных условиях и выполняют жилы и дайки в толще осадочных пород. Эксплозивные кимберлитовые брекчии формировались в результате заполнения кимберлитовым расплавом и обломками вмещающих пород трубчатого канала, образование которого связывается с взрывными процессами. В подавляющем большинстве случаев эти брекчии выполняют трубчатые тела и их апофизы.

Выделенные генетические типы разделяются на три фациальные разновидности: среди интрузивных кимберлитов выделены две разновидности — жильная и дайковая; eksploзивные кимберлитовые брекчии образуют одну разновидность — жерловую. Фациальные разновидности кимберлитовых пород также четко различаются между собою по текстурно-структурным особенностям, минералогическому составу и химизму. Результаты собственных исследований и детальный анализ богатого и разнообразного фактического материала, накопленного геологами Амакинской экспедиции ЯГУ, ВАГТа, НИИГА и других геологических организаций, позволили В. В. Ковальскому разработать следующую принципиальную схему генетической классификации кимберлитовых пород Якутской алмазоносной провинции (табл. 7).

Как видно из приведенной схемы (табл. 7), все кимберлитовые породы разделены на два крупных генетических типа, которые, в свою очередь, подразделяются на три фациальные разновидности: жильную, дайковую и жерловую.

Для интрузивных кимберлитов жильной фации характерно прежде всего полное отсутствие обломков прорванных и вмещающих пород. Они обладают массивной текстурой и порфиrowой (мелкопорфиrowой) структурой с мелкокристаллической основной массой. В качестве порфиrowых выделений служат кристаллы оливина и флогопита. Размеры этих выделений не превышают 1 см.

Интрузивные кимберлиты дайковой фации характеризуются крайне незначительным (до 1%) содержанием обломков вмещающих пород, располагающихся обычно в приконтактных зонах. Текстура их массивная, структура — крупнопорфиrowая с мелкокристаллической основной массой. Порфиrowые выделения представлены крупными (до 2—3 см) кристаллами оливина, граната-пироба, флогопита и ильменита.

Кимберлитовым породам жерловой фации свойственна брекчиевая текстура, что в первую очередь отличает их от двух других фациальных разновидностей. Количество обломков вмещающих пород в них колеблется в широких пределах — от 10 до 90% общего объема породы. В целом для них характерна структура эруптивной брекчии. Структура кимберлита, цементирующего брекчию, по существу не отличается от структуры

кимберлита дайковой фации. Аналогичен также состав порфировых вкрапленников.

Подводя итог вышеизложенному, следует подчеркнуть, что необходимость учета фациальных разновидностей при классификации кимберлитовых пород не требует особых доказательств. Достаточно указать лишь то, что в интрузивных кимберлитах жильной и дайковой фаций в пределах Якутской алмазонасной провинции до сих пор не найдено ни одного алмаза.

Все известные у нас и за рубежом крупные коренные месторождения алмазов приурочены только к кимберлитовым породам жерловой фации. Однако, жильная и дайковая фации интрузивных кимберлитов, хоть и не содержат в себе алмазов, представляют чрезвычайно большой интерес для исследователей с точки зрения изучения характера и последовательности всего процесса образования кимберлитов и расшифровки генезиса минералов-спутников и самого алмаза.

Таблица 7

Генетические типы кимберлитовых пород	Морфологические типы тел	Текстура	Структура	Порфировые выделения	Обломки вмещающих пород	Фация
Интрузивные кимберлиты	Жилы	Массивная	Мелкопорфировая с мелкокристаллической основной массой	Оливин Флогопит	Отсутствуют	Жильная
	Дайки		Крупнопорфировая с мелкокристаллической основной массой	Оливин Гранат—пироп Флогопит Ильменит	Редко в приконтактовой зоне	Дайковая
Эксплозивные кимберлитовые брекчии	Трубчатые тела, нередко с апофизами различной формы	Брекчиевая	Эруптивной брекчии Структура кимберлита, цементирующего обломки вмещающих пород—крупнопорфировая с мелкокристаллической основной массой	Оливин Гранат—пироп Флогопит Ильменит	От 10 до 90 %	Жерловая

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОГРАФИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Изучению петрографического и минералогического состава кимберлитовых пород Якутии в последние годы уделяется большое внимание. Многочисленным коллективом геологов различных организаций накоплен большой фактический материал, анализ которого позволяет достаточно обоснованно провести типизацию кимберлитовых пород и выявить основные особенности строения и состава выделенных типов. Следует отметить, что попытки обобщения фактического материала предпринимались начиная с 1956 г., т. е. уже два года спустя после открытия первых кимберлитовых тел на Сибирской платформе (Бобриевич и др., 1957, 1959; Хильтов, 1958, Крутойярский, Лопатин и др., 1959). Однако, схемы классификации, предложенные указанными авторами, базировались на недостаточном полном материале или разрабатывались применительно к отдельным районам развития кимберлитовых пород.

Не останавливаясь на освещении результатов последовательно углублявшихся исследований, приведенных в специальных работах (12), мы ограничимся кратким изложением основных принципов, положенных в основу разделения пород и существа самой схемы.

Первый основной принцип нашего подхода к исследованию кимберлитовых пород заключается в том, что процесс их образования рассматривается как сложный, разновременный и многостадийный, происходивший с весьма незначительной дифференциацией кимберлитового расплава в магматическом очаге.

Второй основной принцип состоит в том, что внедрение кимберлитового расплава в верхние горизонты земной коры и застывание его там происходило в существенно различных условиях и с определенным разрывом во времени, что обусловило возникновение различных фаций кимберлитовых пород. Одни, более ранние порции кимберлитового расплава, при внедрении, по-видимому, не достигали дневной поверхности и застывали в гипабиссальных условиях, выполняя крупные и мелкие трещины. Другие, заполняя канал, образовавшийся в результате взрывов, достигала дневной поверхности и формировали трубки и сопровождающие (или соединяющие) их трещинные тела.

В-третьих, мы исходили из того, что кимберлитовые породы, сформировавшиеся в различных фациальных условиях, образуя различные по морфологии тела, обладают специфическими особенностями строения и вещественного состава.

Ниже дается характеристика основных особенностей петрографического состава сибирских кимберлитовых пород согласно вышеприведенной схеме.

ТИП 1. ИНТРУЗИВНЫЕ КИМБЕРЛИТЫ

В пределах генетического типа интрузивных кимберлитов по текстурно-структурным особенностям, минералогическому составу и химизму выделяются две фациальные разновидности:

- 1) интрузивные кимберлиты жильной фации,
- 2) интрузивные кимберлиты дайковой фации.

1. Интрузивные кимберлиты жильной фации

Жилы, выполненные интрузивными кимберлитами жильной фации, территориально приурочены к северной части Якутской алмазоносной провинции (бассейн р. Оленек). Всего к 1961 г. известно более 30 жил, большинство которых расположено в бассейнах рр. Омонос и Укукит.

Кимберлит, образующий жилы, представляет собой массивную крепкую породу черного или темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, порфировой (мелкопорфировой) структуры с мелкокристаллической основной массой. Порфировые выделения представлены кристаллами оливина и флогопита. Редко к ним присоединяется ильменит, образующий в таких случаях неправильной формы зерна размером до 1 см.

Характерной отличительной чертой интрузивных кимберлитов жильной фации является полное отсутствие в них обломков прорванных пород. В большинстве жил кимберлиты значительно изменены, что в первую очередь выражается в серпентинизации оливина и карбонатизации основной массы.

По минералогическому составу и характеру основной массы интрузивные кимберлиты жильной фации подразделяются на:

- а) кимберлиты с серпентин-карбонатной основной массой,
- б) кимберлиты с монтинеллитовой основной массой.

а) КИМБЕРЛИТЫ С СЕРПЕНТИН-КАРБОНАТНОЙ ОСНОВНОЙ МАССОЙ.

Описываемые кимберлиты имеют облик типичной гипабиссальной породы и характеризуются ясно выраженным порфировым строением. В роли главных минералов выступают оливин и флогопит. Значительным распространением пользуются ильменит, перовскит, магнетит, апатит. При минералогическом анализе искусственных протолочек устанавливается присутствие в породе пироба, моноклинного пироксена, хромшпинели, альмандина, циркона, сфена, серпентина, хлорита, кальцита, доломита, пирита, малахита, лимонита, галенита, амфибола, арсенипирита и кварца. Под микроскопом четко устанавливается порфировая структура, обусловленная наличием кристаллов-вкрапленников оливина и флогопита (рис. 10). Основная масса породы сложена тонкозернистым агрегатом серпентина и карбоната с многочисленными мелкими чешуйками частично или полностью хлоритизированного флогопита и псевдоморфозами



Рис. 10. Интрузивный кимберлит жильной фации; обр. ОСВ-53. Увел. 65. Без анализатора.

карбоната по микролитам неопределенного, вследствие полного замещения, минерала.* В основной массе в равномерно рассе-

* Подобные псевдоморфозы по микролитам описаны Крутойским (1958) Им высказано предположение, что они образовались при замещении минералов группы пироксена.

яном состоянии всегда присутствуют многочисленные мелкие изометричные зерна перовскита, ильменита и магнетита. Весь описанный комплекс как бы дополнительно пропитан тонкодисперсным магнетитом.

Количественное соотношение обособленных минеральных выделений и основной массы не является постоянным, а меняется в различных жилах: оливин и псевдоморфозы серпентина по нему колеблются в пределах от 21 до 45%; флогопит (включая флогопит основной массы) — от 5 до 17%; суммарное количество ильменита, перовскита и магнетита — от 12 до 17%; серпентин-карбонатная основная масса — от 29 до 56%. Количество апатита обычно не превышает 1%.

Минералогический состав описываемых кимберлитов из различных жил, в основном, одинаков. Некоторые различия наблюдаются лишь в содержании вторичных минералов.

Минералогический состав интрузивных кимберлитов жильной фации с серпентин-карбонатной основной массой приведен в таблице 8.

Оливин является наиболее распространенным минералом в описываемых породах. В большинстве случаев он полностью серпентинизирован и для суждения о форме и размерах выде-

Таблица 8

Главные	Второстепенные	Акцессорные	Вторичные (постмагматические)
Оливин Флогопит Ильменит	Магнетит Перовскит Апатит Пироп Диопсид Хромдиопсид	Минералы группы хромшпинели	Серпентин Хлорит Магнетит Кальцит Доломит Перовскит Флогопит Пирит Малахит Арсенопирит Галенит Кварц Амфибол Сфен Минералы группы барита-целестина Лейкоксен

лений оливина приходится пользоваться наблюдениями над псевдоморфозами серпентина и карбоната по нему.

По форме и размерам кристаллы оливина довольно четко подразделяются на две группы. К первой группе относятся наи-

более крупные выделения размером 3—7 мм, редко 10 мм. Форма их чаще всего округло-овальная, реже отмечаются удлиненные зерна с оплавленными контурами. Крупные зерна с правильной кристаллографической огранкой, как правило, резко подчинены двум первым.

Вторую группу составляют более многочисленные мелкие (0,1—3,5 мм) кристаллы оливина с правильными кристаллографическими очертаниями.

Оливины обычно слегка окрашены в светло-зеленые тона. Реже встречаются бесцветные или желтовато-зеленые разновидности. Для них характерны следующие оптические константы:

$$N_g = 1,686 - 1,690; \quad N_p = 1,652 - 1,688.$$

Химическими анализами установлено, что оливины содержат от 7 до 9% фаялитового компонента.

Полученные данные позволяют считать, что анализируемые оливины близки к форстериту и соответствуют, в основном, составу наиболее железистого форстерита или наиболее магнезиального хризолита.

В большинстве жил оливины полностью изменены. Эти изменения заключаются в образовании на месте оливина псевдоморфоз, сложенных серпентином совместно с карбонатом и только иногда одним серпентином или карбонатом. Серпентин, слагающий псевдоморфозы, различен: изотропный серпентин в проходящем свете обычно бесцветен, анизотропный — иногда окрашен в золотисто-желтый цвет.

Флогопит. Этот минерал по распространению в кимберлитах жил в целом занимает второе место после оливина, однако количественное содержание его в различных жилах испытывает широкие колебания — от 5 до 17% и даже 20%. Выделения флогопита в кимберлитах жил по форме и размерам можно разделить на две группы. К первой группе относятся порфировые вкрапленники флогопита, всегда отчетливо выделяющиеся на фоне основной массы. Размеры их достигают 6—8 мм, форма — идиоморфные чешуйки или листочки, всегда со сглаженными углами и гранями. Окраска флогопита от соломенно-желтой до желтовато-коричневой. Плеохроизм хорошо заметен, схема абсорбции прямая. Угол оптических осей небольшой, отрицательный. Показатели преломления наименее измененных чешуек колеблются в пределах:

$$N_g = 1,587 - 1,600$$

$$N_p = 1,550 - 1,560$$

$$N_g - N_p = 0,037 - 0,040$$

Содержание железа в весовых процентах, определенное по диаграмме Д. Григорьева (Соловьев, 1938), колеблется в пределах 4—6%.

Ко второй группе относятся рассеянные в основной массе породы мелкие (0,05—0,5 мм), преимущественно неправильной формы листочки и удлиненные чешуйки флогопита с изъеденными, часто рваными краями и многочисленными точечными включениями серпентина и рудных минералов. В отдельных случаях, соприкасаясь по касательной с поверхностью порфировых выделений оливина, чешуйки флогопита образуют как бы структуру обтекания. Вообще же в ориентировке мелких чешуек и листочков флогопита какой-либо заметной закономерности не наблюдается. Окраска флогопита этой группы различна — от бесцветных, через бледно-зеленые, к зеленовато-бурым и бурым разностям. Характерной особенностью флогопита второй группы является аномальный плеохроизм по обратной схеме. Зеленовато-бурые и бурые разности обнаруживают неоднородность строения, проявляющуюся в том, что центральные части отдельных индивидов состоят из бурой слюды с аномальным плеохроизмом и высоким двупреломлением, а периферические — из зеленой слюды с довольно четким плеохроизмом по прямой схеме. В процессе изменения флогопит в большинстве случаев переходит в хлорит, однако случаи образования по флогопиту псевдоморфоз карбоната тоже нередки.

Ильменит присутствует в кимберлитах жил в виде угловатых зерен размером 2—3 мм, а также в форме идиоморфных октаэдрических и ромбических кристаллов размером 0,05—0,1 мм. Почти во всех случаях наблюдается замещение ильменита лейкоксеном и сфеном. Сотрудники НИИГА в жиле № 13 (бассейн р. Укукит) описывают пример полного изменения ильменита и образования по нему псевдоморфозы рутила и карбоната (Духанин, Забурдин и др., 1958 г.).

Магнетит образует, в основном, неправильной формы зерна, часто с расплывчатыми очертаниями. Размеры выделений различны, но преобладают мелкие зерна (до 1 мм). Магнетит обычно распространен равномерно по массе породы, но иногда концентрируется около псевдоморфоз серпентина по оливину, как бы окаймливая их. Кроме описанных зерен, в породе всегда присутствует пылевидный магнетит, пропитывающий равномерно всю основную массу. Разрушаясь, магнетит легко переходит в бурые гидроокислы железа.

Перовскит постоянно присутствует в кимберлите жил в равномерно рассеянном состоянии, составляя в среднем 4—5% от общего объема породы. Различают первичный перовскит, образующий отдельные идиоморфные кристаллы кубической формы размером в среднем около 0,05 мм, и вторичный, развивающийся в виде мелких (0,02—0,03 мм) идиоморфных кристалликов на поверхности зерен ильменита. Кристаллы перовскита окрашены в бурые тона и всегда в той или иной степени разрушены. Светопреломление очень высокое ($>2,34$).

Апатит очень характерен для интрузивных кимберлитов жильной фации. Количественное содержание апатита в кимберлитах жил в среднем около 1%. Наиболее обычной формой выделений апатита являются своеобразные радиально-лучистые агрегаты диаметром до 0,8—1,0 мм. Кроме описанных агрегатов, апатит иногда встречается в виде обособленных мелких (0,01—0,04 мм) призматических кристаллов. Показатели преломления апатита равны $N_g=1,642$; $N_p=1,638$. Двупреломление 0,004.

Гранаты устанавливаются только при минералогическом анализе искусственных протолочек. В большинстве кимберлитовых жил обнаружено присутствие мелких зерен бледно-малинового и розового пиропа с $N=1,748$, а также редких зерен бледно-розового альмандина с $N=1,780$.

Моноклинные пироксены наблюдаются в виде очень редких угловатых осколков зерен, окрашенных в светло-зеленый ($N_g=1,726$; $N_p=1,706$; $N_g-N_p=0,020$; с $N_g=32^\circ$ (?) или желто-зеленый цвет ($N_g=1,710$; $N_p=1,690$; $N_g-N_p=0,020$; с $N_g=48^\circ$ (?)). Судя по полученным оптическим константам, обе разности следует отнести к пироксенам диопсид-геденбергитового ряда.

Хромшпинель и хромит. Хромшпинель отмечена в виде редких обломков октаэдрических зерен черного цвета. Для кимберлитов жильной фации она является аксессуарным минералом. Имеется указание на присутствие хромита в кимберлитах жил (Духанин, Забурдин и др., 1958 г.).

Из минералов невыясненного происхождения, обнаруженных при минералогическом анализе искусственных протолочек, следует упомянуть циркон, амфибол и ромбический пироксен. Из числа вторичных минералов, развивающихся по минералам-вкрапленникам и первичным минералам основной массы кимберлита, следует упомянуть серпентин, хлорит, карбонаты, магнетит, флогопит, перовскит, лейкоксен, сфен и минералы группы барита-целестина.

Обнаруженные в интрузивных кимберлитах жильной фации единичные зерна пирита, халькопирита, арсенипирита, галенита и малахита обязаны своим происхождением гидротермальным процессам, проявившимся наиболее интенсивно в приконтактовых зонах жил.

б) КИМБЕРЛИТЫ С МОНТИЧЕЛЛИТОВОЙ ОСНОВНОЙ МАССОЙ

Прежде всего, необходимо указать, что описываемые кимберлиты распространены значительно менее, чем кимберлиты с серпентин-карбонатной основной массой. Известна пока всего лишь одна жила, выполненная кимберлитом с монтичеллитовой основной массой. Обломки такого кимберлита обнаружены также в виде ксенолитов в кимберлитовой брекчии трубки «Новинка». По внешнему виду описываемые кимберлиты почти не отли-

чаются от кимберлитов с серпентин-карбонатной основной массой. Это, такие же черные массивные породы с порфировой (мелкопорфировой) структурой. Порфиновые вкрапленники представлены оливином и редкими чешуйками флогопита. Кроме оливина и флогопита, в строении породы принимают участие ильменит, перовскит, магнетит, монтичеллит, серпентин, хлорит, карбонат и минералы группы барита-целестина. Следует оговориться, что данная характеристика минерального состава является неполной, поскольку она составлена только на основании петрографического изучения шлифов.

Анализ количественных соотношений минеральных компонентов в кимберлите жилы «Монтичеллитовая» показывает, что они остаются такими же, как и в кимберлитах с серпентин-карбонатной основной массой.

Распространение, форма и характер выделений, оптические свойства и вторичные изменения оливина, флогопита, ильменита, магнетита, перовскита и апатита идентичны таковым в кимберлитах с серпентин-карбонатной основной массой, и поэтому их описание здесь не приводится.

Основное различие между описываемыми кимберлитами и кимберлитами предыдущей группы заключается в строении и составе основной массы. Она обладает аллотриоморфнозернистой структурой и состоит на 85—90% из мелких (0,05—0,2 мм) бесцветных зерен неправильной формы с низким двупреломлением и сравнительно высоким светопреломлением. По оптическим константам: $N_g = 1,670$; $N_p = 1,660$; $N_g - N_p = 0,010$; $2V = 75 - 76^\circ$ данный минерал был отнесен к монтичеллиту — Ca (Mg, Fe, Mn, Zn) SiO₄ (4).

В таблице 9 приведены данные химического анализа интрузивных кимберлитов из некоторых жил, а также их средний химический состав из 19 анализов и для сравнения средний состав кимберлита по Дели.

К числу основных особенностей химического состава относятся прежде всего резко повышенное содержание окиси титана (от 3 до 5%, в среднем 3,8%).

Не менее важной особенностью химизма интрузивных кимберлитов жильной фации является повышенное количество суммы окисного и закисного железа, которая колеблется в пределах 8—15% и в среднем составляет 12%. Чрезвычайно характерной особенностью является высокое содержание окиси марганца, постоянно присутствующей в небольших, но довольно стабильных количествах, — в среднем более 0,21%. К числу дополнительных особенностей можно отнести несколько повышенное содержание глинозема (до 7%) и окиси фосфора (до 2%).

Следует также отметить, что в интрузивных кимберлитах некоторых жил («Сопка», «Южная», «Северная» и др.) содержится повышенное количество окиси щелочных металлов К и

Na (до 3,33 весовых процента), причем увеличение суммы происходит за счет увеличения количества калия. Присутствие монтичеллита в кимберлитах жильной фации на севере алмазоносной провинции является одним из показателей существования районов повышенной щелочности различных производных кимберлитовой магмы.

Резюмируя характеристику основных черт строения и состава интрузивных кимберлитов жильной фации, необходимо отметить, что, несмотря на некоторые различия в структуре и ми-

Таблица 9

№№ образца	ОГ-77	ОСО-110	В-45-59	1930 6/1	Н-2	К-а	Средний из 19 анализов	По Дели
	1	2	3	4	5	6		
Окислы	В весовых процентах							
SiO ₂	27,71	29,38	25,13	28,92	26,86	31,63	27,10	34,73
TiO ₂	4,42	3,99	3,30	3,88	4,26	5,07	3,80	1,62
Al O ₃	6,13	6,79	2,27	5,13	3,80	3,40	4,60	2,23
Cr O ₃	0,08	0,09	0,19	0,12	0,19	0,14	0,10	—
Fe O ₃	8,33	7,31	3,01	6,41	7,95	8,70	6,90	6,10
FeO	6,16	5,10	4,88	7,94	3,60	3,57	5,10	3,13
MnO	0,34	0,24	0,23	0,23	0,24	0,40	0,21	—
MgO	22,65	19,84	26,43	27,24	24,73	29,26	23,60	31,41
CaO	8,57	10,29	14,87	14,83	10,43	4,24	12,50	5,79
NiO	не опр	не опр	0,14	0,16	0,05	не опр	0,05	—
BaO	—	—	—	—	—	—	0,02	—
Na O	0,28	0,17	0,46	0,44	0,07	0,11	0,26	0,33
K O	0,59	2,02	0,73	0,14	0,46	1,76	1,10	1,17
P. O ₅	0,55	0,85	0,64	0,44	2,17	0,30	0,84	1,06
SO ₃	0,72	1,27	0,04	0,12	—	—	0,25	—
CO ₂	8,80	8,60	12,90	—	5,32	не опр	—	2,58
ппп	4,87	4,01	4,66	4,42	9,33	11,40	13,50	—
H ₂ O	—	—	—	0,16	1,46	1,38	—	9,20
Сумма	100,16	99,95	99,88	100,58	100,01	99,98	99,93	100,00

1. Жила „Горняцкая“. 2. Жила „Сопка“—аналитик Л. Н. Цабул, ЯФСО АН СССР. 3. Жила „Великан“—аналитики В. В. Гамянина, П. Алферова, ЯФСО АН СССР, 4. Жила «Монтичеллитовая»—аналитики Э. Колесникова, Л. Коробкова (Бобринич и др., 1958 г.) 5. Жила „№ 7“—аналитик Г. С. Данилова (Духанин и др. 1957 г.) 6. Жила „Фестивальная,“—аналитик А. З. Шпидлер (Духанин и др. 1957 г.)

нералогическом составе основной массы, указанные кимберлиты обладают рядом особенностей, общих для данной фациальной разновидности. К числу особенностей, характеризующих всю фациальную разновидность в целом, относятся следующие:

1. Прежде всего единая геологическая форма проявления в

земной коре — мелкие жилы с невыдержанной мощностью и простиранием.

2. Контакты с вмещающими породами выражены четко и имеют линейный характер. Зоны тектонической брекчии в контакте с вмещающими породами и нарушения залегания последних всегда отсутствуют.

3. Интрузивные кимберлиты жильной фации не содержат обломков прорванных пород.

4. Текстура указанных кимберлитов массивная, структура порфировая (мелкопорфировая) с мелкокристаллической основной массой. Порфировые выделения представлены кристаллами оливина и флогопита. Размер их не превышает 10 мм.

5. Обломки кристаллов оливина или псевдоморфоз по нему серпентина так же, как и разбитые кристаллы, практически отсутствуют.

6. Количество рудных минералов и перовскита, по сравнению с интрузивными кимберлитами дайковой фации и эксплозивными кимберлитовыми брекчиями жерловой фации, как будет показано ниже, значительно повышено и колеблется в пределах 12—17% от общего объема породы.

7. Характерной особенностью химического состава интрузивных кимберлитов жильной фации является повышенное количество окиси титана (3,8%), окиси марганца (0,21%), суммы окиси и закиси железа (12,0%), окиси калия (1,10%), глинозема (4,6%) и окиси фосфора (0,84%).

8. Как установлено при проведении обогатительных работ Амакинской экспедицией, алмазы в интрузивных кимберлитах жильной фации отсутствуют.

2. Интрузивные кимберлиты дайковой фации

Интрузивные кимберлиты, выполняющие дайки, как и интрузивные кимберлиты жильной фации, известны в северной части Якутской алмазонасной провинции. Это массивные плотные породы с крупнопорфировой структурой, которая определяется наличием крупных (до 3—5 см) вкрапленников оливина, флогопита, ильменита и граната-пироба на фоне мелкокристаллической основной массы, сложенной мелкими агрегатами серпентина и карбоната (рис. 11). В основной массе, кроме минералов-вкрапленников, присутствуют многочисленные мелкие зерна ильменита, магнетита, перовскита, чешуйки флогопита, хлорита и редкие призмочки апатита.

Одной из отличительных особенностей интрузивных кимберлитов дайковой фации является незначительное содержание обломков прорванных пород (до 1%).

В роли главных минералов, определяющих облик породы, выступают оливин и флогопит. Широко распространены гранат-пироп и ильменит.

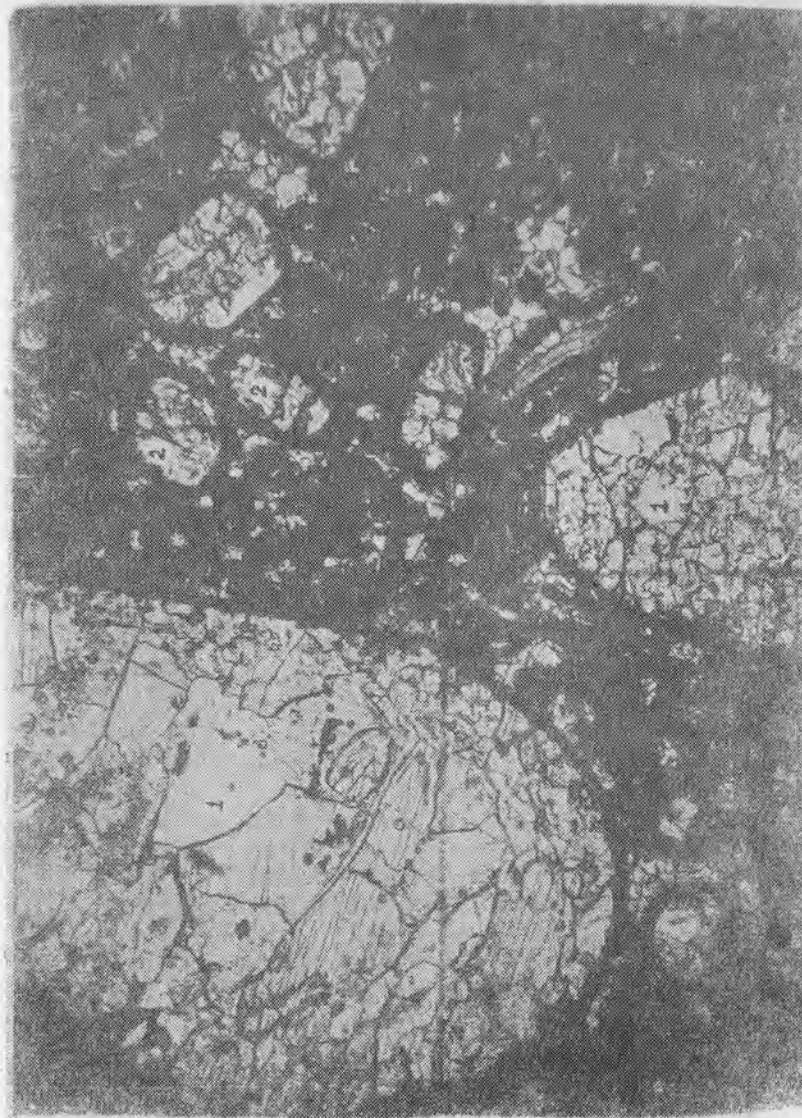


Рис. 11. Интрузивный кимберлит дайковой фации; обр. ОСВ-55. Увел. 65. Без анализатора.

Количественное соотношение обособленных минеральных выделений и основной массы колеблется от 40 до 60%. Для примера приведем соотношение отдельных компонентов в интрузивных кимберлитах дайки «Светлая» (в объемных %):

1. Оливин (псевдоморфозы серпентина по оливину)	40%
2. Флогопит	9%
3. Ильменит + магнетит + перовскит	8%
4. Обломки вмещающих пород	1%
5. Основная масса (серпентин+карбонат+хлорит+ +рудная пыль)	42%
	100%

Среди минералов, присутствующих в интрузивных кимберлитах дайковой фации, выделяются главные, второстепенные, аксессуарные, включений (ксенолитов) и вторичные (таблица 10).

Таблица 10

Главные	Второстепенные	Аксессуарные	Включений (ксенолитов)	Вторичные (постмагматические)
Оливин Флогопит	Пироп Ильменит Магнетит Хромдиопсид	Хромшпинелиды Апатит	Альмандин Рутил Моноклинные пироксены Циркон Доломит Кальцит	Серпентин Хлорит Магнетит Кальцит Доломит Флогопит Перовскит Пироксен Вермикулит Лимонит Галенит Самородный свинец Кварц Лейкоксен

Оливин. До сих пор в интрузивных кимберлитах дайковой фации неизменный оливин не обнаружен, и некоторое представление о форме и размерах выделений оливина мы получаем только путем изучения псевдоморфоз серпентина. По форме и размерам псевдоморфозы по оливину четко разделяются на две группы.

К первой группе относятся крупные (2—5 см) псевдоморфозы, с округлой, овальной, реже неправильной формой. В отличие от подобных псевдоморфоз в эксплозивных кимберлитовых брекчиях, часто разбитых трещинами и расколотых, псевдоморфозы этой группы в интрузивных кимберлитах дайковой фации в подавляющем большинстве целые.

Ко второй группе относятся более мелкие (0,2—0,6 мм) псевдоморфозы, отличающиеся правильной кристаллографической огранкой.

Псевдоморфозы по оливину выполнены серпентином от коричнево-бурого ($N_g=1,555$) до зеленого цвета ($N_g=1,546—1,549$).

Флогопит в интрузивных кимберлитах дайковой фации присутствует в четырех генерациях. Кристаллы флогопита первой генерации, выполняющие роль порфировых вкрапленников, представляют собою крупные (до 3 см) пластины, которые иногда существенно деформированы. Окраска флогопита меняется от бурой до светло-коричневой с золотистым оттенком.

Ко второй генерации флогопита относятся таблички и чешуйки (0,3—0,5 см) с четко выдержанным зональным строением. Для них, как и для кристаллов первой генерации, характерно отсутствие всяких включений. Окраска флогопита второй генерации и его оптические константы аналогичны флогопиту первой генерации.

Третья генерация флогопита представлена вытянутыми (0,04—0,5 мм) часто неправильной формы листочками с большим количеством различных включений. Окраска и плеохроизм выражены, как правило, слабо.

К четвертой генерации флогопита мы относим мелкие (0,008—0,08 мм) выделения в форме сильно удлиненных прямоугольничков или микролитов, характеризующихся прямым угасанием, невысоким (до голубых тонов) двупреломлением и очень слабым плеохроизмом.

Флогопит двух последних генераций, по-видимому, образовался при раскристаллизации основной массы кимберлита.

В процессе изменения флогопит переходит в хлорит или гидратизируется и превращается в гидрослюда.

Пироп — довольно распространенный и характерный минерал для рассматриваемой разновидности кимберлитов. Сам он ничем не отличается от пиропов из кимберлитовых брекчий, но связанные с ним образования обладают рядом специфических особенностей, свойственных только гранатам из интрузивных кимберлитов данной фации. Встречается гранат-пироп в виде зерен овально-уплощенной, лепешковидной, реже неправильной формы, размером от 2—3 мм до 5—6 см.

Окраска пиропов различна — бледно-розовая, розовая, оранжевая, красная и малиновая с множеством переходных оттенков. Показатели преломления различно окрашенных гранатов находятся в пределах 1,737—1,754. Не отличаются пиропы из интрузивных кимберлитов дайковой фации от пиропов из кимберлита эксплозивных брекчий и по химическому составу (таблица 11).

Из приведенных данных видно, что гранат указанного состава является типичной для кимберлитов высокомагнезиальной разновидностью пироп-альмандинового ряда.

Очень важной специфической особенностью, характерной только для пиропов из интрузивных кимберлитов дайковой фации (что мы особо подчеркиваем), является наличие мощной (3—10 мм) келифитовой оболочки на большинстве зерен. Такие оболочки очень хрупки и даже при незначительных механических

ких воздействиях раскаляются и отделяются от пироба, подобно скорлупе от ядра ореха.

Химический состав вещества, слагающего келифитовую оболочку, следующий (в весовых %): SiO_2 —20,22; TiO_2 —0,78; Al_2O_3 —3,44; Cr_2O_3 —0,30; Fe_2O_3 —29,56; FeO —11,52; MnO —0,28; MgO —22,23; CaO —1,85; Na_2O —0,29; K_2O —0,54; P_2O_5 —0,60; ppp —8,67; сумма—100,28. Аналитик Л. Н. Цабул, ЯФСОАН СССР. (Данные анализа даются в пересчете на абсолютно сухое вещество.)

Результаты пересчета данных химического анализа на минералы, составляющие породу, показывают следующий состав и соотношения минералов: хлорит—69,6%, магнетит—17,7%, фло-

Таблица 11

№№ образца	Осв-57	—7/6
	Параметр ячейки (а)	11,518 (высч.)
Цвет	Красный	Оранжево-красный
Показатель преломления	1,749 (высч.)	1,740
Окислы	В весовых процентах	
SiO_2	41,72	41,75
TiO_2	0,82	0,92
Al_2O_3	20,72	19,14
Cr_2O_3	0,66	0,36
Fe_2O_3	3,10	5,08
FeO	7,91	6,32
MnO	0,29	0,20
MgO	19,37	21,01
CaO	4,88	5,08
Na_2O	0,23	—
K_2O	0,28	—
$\text{H}_2\text{O} (+105^\circ)$	не обн.	0,17
P_2O_5	0,09	—
ppp	не обн.	0,02
Сумма	100,07	100,11

Обр. Осв-57—пироб с крупной келифитовой оболочкой из интрузивного кимберлита дайки „Светлая“. Аналитик Л. Н. Цабул, ЯФСОАН СССР.

Анализ обр.—7/6 пироба из кимберлитовой брекчии заимствован из отчета партии 227 Амакинской экспедиции за 1955—1959 г. Авторы: Бобревич, Смирнов, Илупин и другие.

гопит—8,8%, апатит 2,0%, гидроокислы железа — 1,4%, лейкоксен—0,5%.

В отличие от приведенного состава келифитовых оболочек на пиробах из кимберлитов рассматриваемой разновидности, оболочки пиробов из взрывчатых кимберлитовых брекчий жерловой фации в общем состоят из хлорита, амфибола, биотита,

кальцита, гиперстена (?) и плагиоклаза (по Панкратову А. А., 1960).

Образование келифитовых оболочек на пиробах из интрузивных кимберлитов дайковой фации происходило, по-видимому, еще в кимберлитовом расплаве за счет реакции сложного по составу граната с химически неравновесной с ним жидкой фазой в условиях нарастания давления в магматическом очаге.

Проведенные нами петрохимические пересчеты показали, что образование келифитовой оболочки сопровождалось выносом из пироба кремния, алюминия и кальция и привнесом из расплава значительного количества железа. То обстоятельство, что реакция образования келифитовой оболочки сопровождалась выносом кальция из пироба убедительно свидетельствует в пользу формирования оболочки еще в магматическом расплаве, ибо все постмагматические изменения в кимберлитах, как известно, сопровождаются привнесом кальция в значительных количествах.

Можно полагать, что подобный процесс образования келифитовых оболочек имел место и в кимберлитовом расплаве, сцементированном впоследствии взрывчатые брекчии. В этом можно убедиться, сопоставляя форму и размеры зерен пироба в интрузивных кимберлитах дайковой фации и в кимберлите, цементирующем взрывчатые брекчии жерловой фации. Действительно, в обоих случаях наиболее характерной формой зерен пироба является округлая, округло-овальная несколько приплюснутая или уплощенная. Но в первом случае (дайковая фация) остроугольные обломки зерен практически отсутствуют, а во втором встречаются довольно часто. Таким образом, наблюдая идентичность морфологии зерен пироба в обеих фациальных разновидностях кимберлитовых пород, можно сделать вывод о том, что это является следствием общего процесса келифитизации граната-пироба, происшедшего в магматическом расплаве еще до формирования различных кимберлитовых тел. В дальнейшем эволюция расплава шла различными путями.

В одном случае происходило спокойное заполнение магматическим расплавом трещин, проникавших в верхние горизонты земной коры, и его консолидация в этих трещинах в виде интрузивных кимберлитов дайковой фации. Естественно, что при этом на гранатах сохранились хрупкие келифитовые оболочки, достигавшие сравнительно крупных размеров.

В другом случае проникновение кимберлитового расплава к поверхности было связано со взрывами и прорывами, носившими многофазовый и пульсационный характер. Конечным результатом этого процесса явилось образование обособленных или соединенных между собою трещинами трубчатых каналов (иногда с апофизами различной формы), заполненных обломками прорванных пород, сцементированных кимберлитовым расплавом.

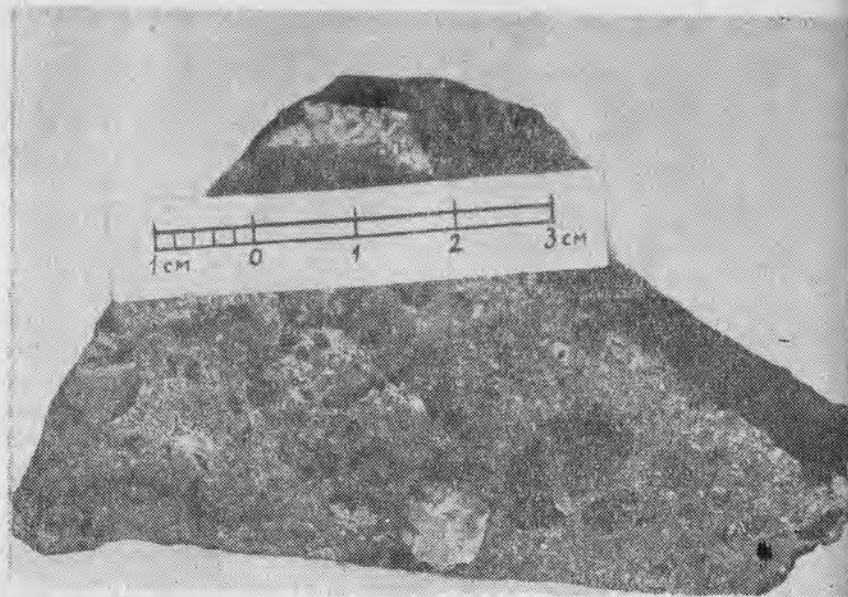


Рис. 12. Расколстый гранат-пироп в кимберлитовой брекчии. Обр. МЗП-56
Натуральная величина.

Очевидно, что при первых же явлениях взрывного порядка хрупкая келифитовая оболочка разрушалась и гранат высвобождался. При перемещениях и столкновениях материала в трубках взрыва происходило частичное дробление зерен граната (рис. 12). В кратковременные периоды относительного покоя гранат вновь реагировал с остаточным расплавом, образуя часто наблюдаемую тонкую келифитовую оболочку существенно иного состава. Здесь уместно отметить, что келифитовые оболочки такого рода отделяются от граната значительно труднее, чем вышеописанные. Для подтверждения сказанного достаточно указать, что келифитовые оболочки полностью или частично сохраняются на зернах пироба или обломках их даже в концентратах обогащения, полученных в результате обработки взрывных кимберлитовых брекчий на обогатительных фабриках.

Такой процесс вторичного образования оболочки может найти объяснение в изменении термодинамических и физико-химических условий на различных этапах формирования трубки взрыва и в самом сателлитном очаге. Наконец, в кимберлите взрывных брекчий отдельных трубок наблюдаются случаи, когда заключенные в массе кимберлита обломки граната с частично сохранившейся келифитовой оболочкой не обнаруживают каких-либо изменений там, где она нарушена и гранат непосредственно спаян с основной массой кимберлита. Эти об-

ломки, по-видимому, образовались на последних этапах формирования трубки, за которыми последовал резкий спад температуры и быстрое застывание расплава.

Ильменит часто встречается как в виде крупных обычно округлых зерен (2—3 см), выполняющих роль порфировых вкрапленников, так и в виде мелких кристаллов, равномерно распределенных в основной массе породы.

Магнетит встречается с ильменитом в виде мелких зерен, рассеянных в основной массе породы, а также в виде рудной пыли, равномерно пропитывающей всю основную массу кимберлита. При разрушении магнетит превращается в гидроокислы железа.

Перовскит в кимберлитах дайковой фации имеет такую же форму и размеры, как и в кимберлитах жильной фации, но присутствует в значительно меньших количествах.

Из других, более редких минералов обнаружены моноклинные пироксены диоксид-геденбергитового ряда ($N_g=1,706$; $N_p=1,686$; $N_g-N_p=0,020$; $cN_g=38^\circ$ (?)); черные октаэдрические кристаллы хромшпинели и редкие бесцветные удлиненно призматические кристаллы (0,05—0,07 мм) апатита ($N_g=1,649$, $N_p=1,644$; $N_g-N_p=0,005$).

Таблица 12

№№ обр.	С-73				ОСВ-71			
	ОСВ-48	—138	—129	—136	5	6	7	8
№№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
Окислы	Содержание в процентах по весу							
SiO ₂	27,33	26,94	26,46	32,84	27,60	27,10	31,90	34,70
TiO ₂	1,34	2,23	2,12	2,43	1,84	3,80	1,34	1,62
Al ₂ O ₃	3,14	2,60	3,61	3,37	2,85	4,60	5,79	2,88
Fe ₂ O ₃	6,31	6,78	5,87	7,40	5,66	6,90	4,94	6,10
FeO	3,41	4,45	4,11	3,32	4,09	5,10	3,36	3,13
Cr ₂ O ₃	0,17	0,16	0,15	0,13	0,13	0,10	0,16	—
MnO	0,20	0,18	0,04	0,05	0,10	0,21	0,14	—
NiO	0,14	0,16	0,12	0,08	0,11	0,05	0,18	—
MgO	25,66	25,74	26,02	35,09	26,63	23,60	26,22	31,41
CaO	13,06	11,76	11,60	1,28	11,51	12,50	10,10	5,79
K ₂ O	0,68	0,80	0,88	0,29	0,73	1,10	0,29	1,17
Na ₂ O	0,21	0,36	0,42	0,27	0,33	0,26	0,27	0,33
P ₂ O ₅	0,70	0,78	0,73	0,09	0,69	0,84	0,50	1,06
S	не обн.	0,15	0,15	0,12	0,12	0,25	0,12	—
п.п.п.	7,37	16,18	16,24	12,88	16,96	0,02	5,89	—
H ₂ O	—	0,62	1,10	0,89	0,85	—	—	9,20
CO ₂	10,90	—	—	—	—	13,50	9,1	2,58
Сумма	100,62	99,98	99,62	100,48	100,25	99,93	100,30	100,0

1—Интрузивный кимберлит. Дайка „Светлая“. Аналитик В. В. Гамянина ЯФСОАН СССР. 2—4—Интрузивные кимберлиты. Дайка „Светлая“. Аналитик

ки: Э. Колесникова, Л. Коробкова, Серова. Амакинская экспедиция, по данным И. Т. Козлова, 5—средний химический состав интрузивных кимберлитов дайковой фации (из 8 анализов). 6—средний химический состав интрузивных кимберлитов жильной фации (из 19 анализов). 7—Эксплозивная кимберлитовая брекчия. Трубка „Светлая“. Аналитик В. В. Гамянина, ЯФСОАН СССР. 8—средний состав кимберлита по Дели.

Из минералов вторичного происхождения наиболее широким распространением пользуются серпентин и карбонаты. Менее распространены хлорит, флогопит (вермикулит), перовскит, лейкоксен, лимонит, гидроокислы железа. Из группы сульфидов отмечен лишь галенит.

По своему химическому составу (таблица 12) интрузивные кимберлиты дайковой фации четко отличаются от интрузивных кимберлитов жильной фации и являются как бы переходными к explosивным кимберлитовым брекчиям жерловой фации.

Содержание окиси титана, марганца, суммы окисного и закисного железа, окиси фосфора и щелочей в целом у них ниже, чем в кимберлитах жильной фации, а содержание окиси никеля и натрия, наоборот, возрастает.

Характерным для кимберлитов дайковой фации является повышение роли магния по отношению к железу. Отмеченные изменения химического состава находят свое отражение в изменениях минералогического состава — в кимберлитах дайковой фации по сравнению с кимберлитами жильной фации гораздо меньше магнетита, перовскита, апатита, флогопита основной массы и отчасти ильменита.

В заключение мы считаем необходимым подчеркнуть, что, несмотря на сравнительно небольшое количество фактических данных, главные, существенные особенности кимберлитов дайковой фации выявляются довольно отчетливо. Они заключаются в следующем:

1. Интрузивные кимберлиты данной фации проявляются в земной коре в виде линейно вытянутых даек, мощностью в первые десятки метров.
2. Контакты с вмещающими породами (на основании имеющихся материалов) выражены четко, имеют линейный характер. Зона тектонической брекчии в контакте с вмещающими породами и нарушение залегания последних отсутствуют.
3. Интрузивные кимберлиты дайковой фации почти не содержат обломков вмещающих пород. Максимальное количество обломков, как правило, не превышает 1%. Обломочный материал, обычно концентрируется в приконтактных частях даек.
4. Текстура кимберлитов массивная, структура порфировая (крупнопорфировая) с мелкокристаллической основной массой. Порфировые выделения представлены оливином, флогопитом, ильменитом и гранатом-пиропом. Размер зерен достигает 30—50 мм.

5. Обломки псевдоморфоз и вообще разбитые кристаллы практически отсутствуют.

6. Чрезвычайно важной чертой является наличие и сохранность на большинстве зерен пироба мощной (до 1 см) келифитовой оболочки, образовавшейся еще в магматическом расплаве.

7. Сохранность крупных келифитовых оболочек на пиробах и отсутствие разбитых псевдоморфоз по оливинолу, наряду с почти полным отсутствием обломков прорванных пород, свидетельствует о спокойном заполнении магматическим расплавом трещин и его быстром остывании, на что указывает типичный эффузивный облик кимберлита.

8. По химическому составу кимберлиты дайковой фации четко отличаются от кимберлитов жильной фации пониженным содержанием титана, марганца, железа, калия, натрия и фосфора, а также повышением роли магния по отношению к железу.

9. По данным обогащения, проведенного Амакинской экспедицией, в интрузивных кимберлитах дайковой фации алмазы отсутствуют.

ТИП II. ЭКСПЛОЗИВНЫЕ КИМБЕРЛИТОВЫЕ БРЕКЧИИ ЖЕРЛОВОЙ ФАЦИИ

Брекчии этого типа, по сравнению с другими фаціальными разновидностями кимберлитов, обладают наиболее широким распространением и выполняют более половины всех кимберлитовых тел, выявленных на территории Якутской алмазонасной провинции.

Эксплозивные кимберлитовые брекчии представляют собою породы с брекчиевой текстурой (рис. 13), обусловленной наличием обломков прорванных и вмещающих пород, а также обломков минералов самого кимберлита, находящихся в резко подчиненных количествах. В большинстве трубок в составе explosивных кимберлитовых брекчий присутствуют обломки интрузивных кимберлитов жильной фации.

В большинстве кимберлитовых брекчий, выполняющих трубки, количество обломочного материала колеблется от 40 до 70% от общего объема породы (таблица 6).

Окраска explosивных кимберлитовых брекчий весьма разнообразна, но преобладают серые и зеленовато-серые тона.

В структурном отношении кимберлитовые породы, выполняющие трубчатые тела, представляют собою типичную эруптивную брекчию, цементом которой во всех случаях является кимберлитовый расплав. Структура кимберлита, цементирующего обломки и включения разнообразных вмещающих и прорванных пород, порфировая (крупнопорфировая) с мелкокристаллической основной массой. В качестве порфирированных выделений служат обычно оплавленные и резорбированные, иногда

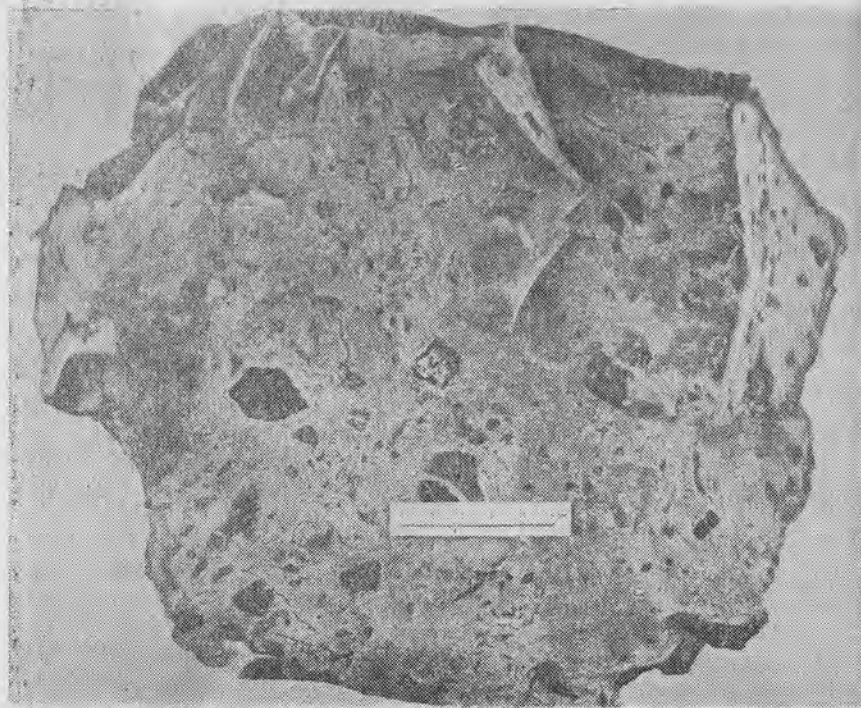


Рис. 13. Эксплозивная кимберлитовая брекчия; обр. 22 а. Натуральная величина. расколотые на угловатые обломки кристаллы оливина, флогопита, граната-пироба и ильменита. Соотношение цементирующего и цементируемого материала изменяется в весьма широких пределах иногда даже внутри одного трубчатого тела. В участках, где обломочного материала мало (15—20%) и превалирует кимберлитовый цемент, порфировая структура всегда особенно хорошо видна, там же, где превалирует обломочный материал (80—90%), структура цементирующего кимберлита выражена слабо.

Все обломки пород, присутствующие в эксплозивных кимберлитовых брекчиях, разделяются (4) на следующие генетические группы:

1. Обломки основных бесполевошпатовых пород: пироксениты, горнблендиты, перидотиты, порфировые перидотиты, оливковые породы (дуниты и оливиниты), змеевики, слюдиты.

2. Обломки кристаллических сланцев:

а) фации эклогитов — эклогиты и эклогитоподобные породы, гроссуляр — пироксен-дистеновые породы;

б) фации гранатовых амфиболитов — пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с гранатом, гранатовые амфиболиты, гранат-пироксеновые амфиболиты;

в) кристаллические сланцы архейского комплекса — гиперстен-плаггиоклазовые, плаггиоклаз-двупироксеновые, биотит-амфибол-плаггиоклазовые амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, амфиболиты с биотитом, гнейсы (биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые, графит-гранатовые), полевошпатовые кристаллические сланцы.

3. Обломки основных пород (траппов): габбро-диабазы и диабазы.

4. Обломки осадочных пород: известняки, доломиты, мергели, алевролиты, аргиллиты, кварциты, серпентин-хлоритовые микросланцы, хлорит-известковистые микросланцы.

В результате многочисленных наблюдений нами установлено, что обломки пород довольно четко различаются по своим морфологическим особенностям.

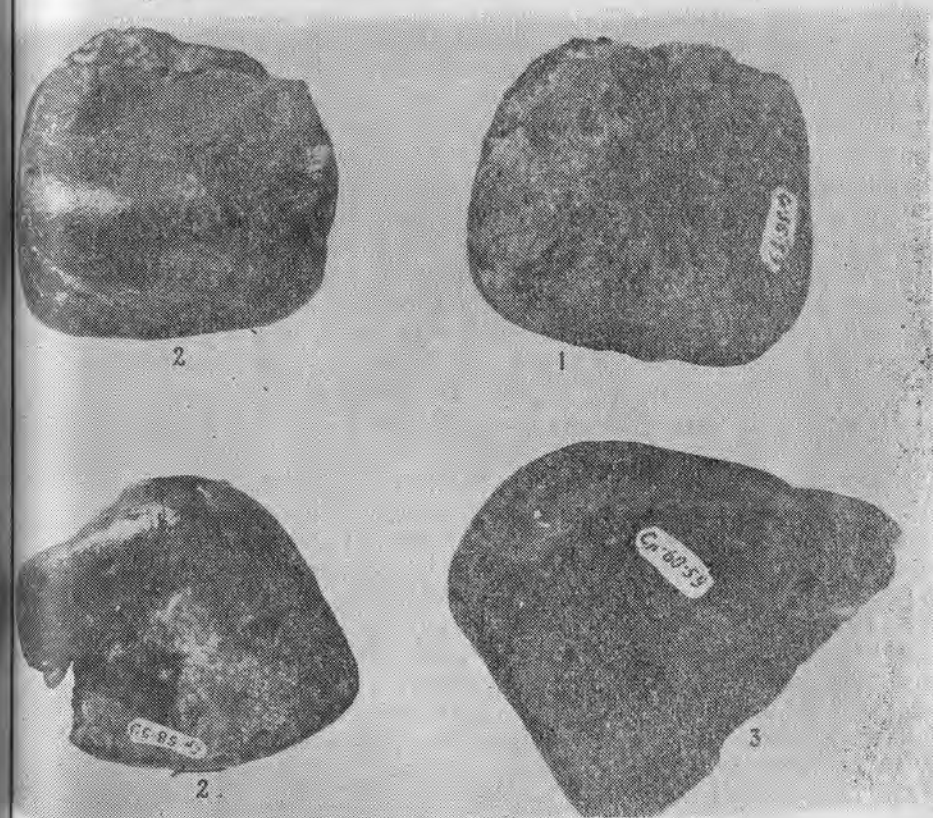


Рис. 14. Форма и характер поверхности ксенолитов глубинных ультраосновных пород из кимберлитовых трубок.

1—эклогит; 2—гранатовый перидотит; 3—пироксенит.

Так, обломки глубинных ультраосновных бесполовошпатовых пород и эклогитов в подавляющем большинстве случаев обладают изометрической, округлой или слегка вытянутой округло-овальной формой (рис. 14). Поверхность их всегда ровная и гладкая, как бы отполированная. Очень интересны результаты наблюдений над характером поверхности отдельных минералов в крупнокристаллических породах. Во многих случаях в глубинных крупнокристаллических породах установлены следы оплавления таких минералов, как оливин, гранат и пироксен.

Среди кристаллических сланцев и основных пород округлые обломки встречаются реже, и для этих групп свойственна вытянутая, иногда резко удлиненная форма обломков.

Характерно, что даже у наиболее обработанных обломков пород этих групп, при изометрично-округлой форме, поверхность обычно шероховатая, изобилующая раковинами и кавернами. Следы оплавления отдельных минералов устанавливаются редко и слабо выражены. Для обломков осадочных пород наиболее характерна угловатая, неправильная форма. Зачастую сохраняются детали первичной поверхности пород — следы ряби, отпечатки флоры, фауны и т. д. Округлые формы встречаются преимущественно у мелких обломков карбонатных пород.

Сопоставляя изложенные данные, мы приходим к очень интересному и важному выводу о том, что степень обработки поверхности обломков пород повышается с увеличением глубины залегания тех слоев земной коры, из которых они были вырваны. Заметим, что с глубиной увеличивается плотность и твердость пород, а следовательно, и резко снижается их восприимчивость к процессам механической обработки поверхности.

Казалось бы, что обломки наиболее мягких осадочных пород должны иметь округлую, хорошо окатанную форму, а для глубинных и наиболее твердых и плотных пород при одинаковых условиях обработки, естественно следует ожидать более угловатую форму. Такое заключение логически вытекает из широко известных опытов, объясняющих образование округлых, овальных, изометричных форм обломков всех пород механической обработкой (стиранием) в процессе движения их по трубчатым каналам. Однако, в рассматриваемом случае такое примитивное толкование явно не соответствует действительности, и наблюдающиеся в трубках взрыва процессы не получают удовлетворительного объяснения за счет факторов механического стирания. Наиболее высокая степень обработки поверхности (округлые формы, следы оплавления отдельных минералов), отмеченные у обломков наиболее глубинных (прочных) пород, убедительно свидетельствуют о том, что эти обломки подверглись длительному воздействию кимберлитового расплава в условиях высоких давлений и температур.

Обломки кристаллических сланцев и траппов, залегающих значительно ближе к земной поверхности, находились под воздействием высокотемпературной среды значительно меньший промежуток времени, что подтверждается их меньшей оплавленностью и, в целом, более угловатыми формами, чем у обломков пород ультраосновного состава.

Что же касается осадочных пород, то их обломки вообще почти не обнаруживают следов контактового воздействия кимберлитового расплава или высокотемпературной газовой среды, и образование окатанных, округлых форм в данном случае действительно можно рассматривать как результат механического стирания при движении их в канале трубки. Очевидно, что без учета приведенных морфологических особенностей ксенолитов, заполняющих трубчатые каналы, нельзя получить правильные

Таблица 13

Минералы кимберлита, цементирующего обломочный материал			Минералы включений (ксенолитов)	Вторичные минералы (постмагматические)
Главные	Второстепенные	Акцессорные		
Оливин Флогопит	Гранат-пирроп Пикроильменит Магнетит Хромдиопсид	Алмаз Графит Хромшпинелиды Перовскит Апатит	Гранат-пирроп альмандинового ряда Гроссуляр Оливин Диопсид Геденбергит Хромдиопсид Хромит Плагноклаз Калишпат Гиперстен Плеонаст Рутил Роговая обманка Циркон апатит Дистен Магнетит Сапфир Графит Кварц Биотит Андрадит Муассанит Кальцит Доломит	Серпентин Магнетит Хлорит Кальцит Доломит Арагонит Серпофит Пирит Пирротин Сфалерит Перовскит Флогопит Галенит Халькопирит Миллерит (?) Барит Стронцианит Кварц Халцедон Керолит Вермикулит Азурит Тальк Малахит Минералы группы гидроксидов железа

представления о механизме образования и формирования кимберлитовых трубок.

Рассмотрим теперь особенности вещественного состава кимберлита, цементирующего обломочный материал. Кимберлит —

цемент взрывных брекчий, состоит из относительно небольшого числа минералов, среди которых наиболее характерными являются: оливин, флогопит, пикроильменит, гранат-пироп, хромдиоксид, апатит и перовскит. При минералогическом анализе искусственных протолок и концентратов обогащения взрывных кимберлитовых брекчий вместе с цементом обнаруживается достаточно большое количество минералов, перечень которых дается в таблице 13*.

Оливин — один из главных минералов кимберлита, встречается как в виде обособленных минеральных выделений, так и в виде сростаний или прорастаний с пиропом, пикроильменитом и хромшпинелидами. Кроме того, оливин отмечается в виде включений в кристаллах алмаза и зернах пироба, пикроильменита и хромшпинелидов (Панкратов и Смирнов, 1960). Незначительные обособленные кристаллы оливина или псевдоморфозы серпентина по нему составляют 40—50% от общего объема кимберлита. Чаще всего наблюдается частично или полностью серпентинизированный оливин и, лишь в взрывной брекчии некоторых трубок, оливин почти не затронут процессом серпентинизации. Форма и размеры кристаллов оливина в кимберлитах взрывных брекчий из трубок, разбросанных на огромной территории, обладают удивительным постоянством. Во всех случаях отчетливо выделяются две группы (генерации) кристаллов оливина (рис. 15). К первой группе относятся крупные (до 2—5 см) порфиновые выделения оливина округлой, округло-овальной, реже неправильной формы или угловатые и клиновидные обломки. Необходимо отметить, что у выделений оливина данной группы ни в одном случае не было обнаружено кристаллографических очертаний. Округлая форма выделений оливина является результатом взаимодействия его кристаллов с магматическим расплавом в условиях высоких давлений и температур, которые на пути от глубин земной коры к поверхности возможны только в промежуточных очагах.

Ко второй группе (генерации) относятся более мелкие (до 5 мм) и многочисленные кристаллы оливина, всегда характеризующиеся ясно выраженными кристаллографическими формами. По оптическим свойствам и химическому составу оливины обеих групп не различаются между собой. При преобладающей светло-зеленой или желто-зеленой окраске наиболее магнетиальные разности обычно бесцветны или слабо окрашены в бледно-зеленые тона. С повышением содержания фаялитового компонента соответственно повышается и интенсивность окраски. Обработка результатов исследований показала, что оптические константы изученных оливинов находятся в следующих

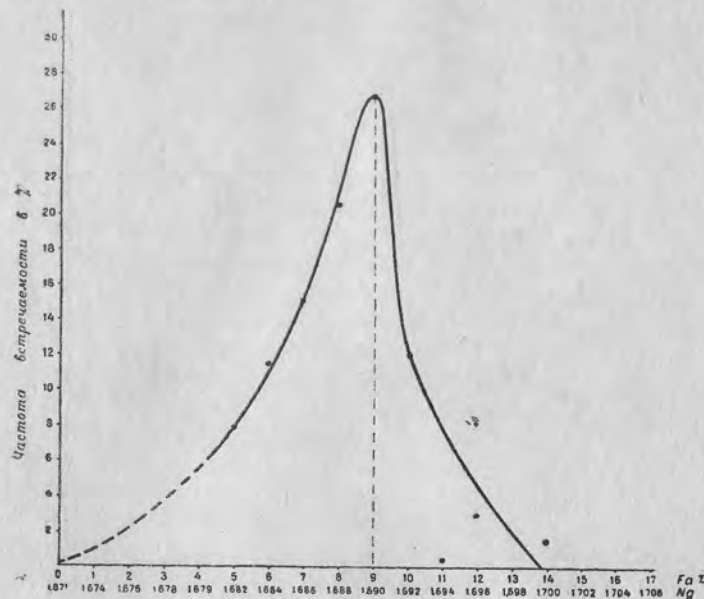
* Перечень минералов, встреченных в взрывных кимберлитовых брекчиях, составлен с учетом данных, изложенных в монографии „Алмазные месторождения Якутии“ (4).



Рис. 15. Оливин в взрывных кимберлитовых брекчиях.

1—крупные кристаллы I группы; 2—мелкие второй группы. Обр. Р 23-59. Увел. 65. Без анализатора.

пределах: $N_g = 1,682 - 1,700$; $N_p = 1,652 - 1,664$; $N_g - N_p = 0,030 - 0,036$; $2V = 83^\circ \pm 90^\circ$, что соответствует содержанию фаялитового компонента (по диаграмме Кеннеди) от 6 до 14%. Интерес-



N_g	1,671-1,700	1,671-1,672	1,673-1,675	1,676-1,677	1,678	1,679	1,680-1,682	1,683-1,684	1,685-1,688	1,687-1,690	1,689-1,691	1,692-1,694	1,695-1,696	1,697-1,699	1,700-1,702	1,703-1,704	1,705-1,708		
Fa (%) по Кеннеди, 1947г	0-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Частота встречаемости	198	1	-	-	-	-	16	23	30	41	53	24	1	6	-	3	-	-	-
Процентное соотношение частоты встречаемости	100%	0,5	-	-	-	-	8,1	11,6	15,2	20,7	26,8	12,1	0,5	3,0	-	1,5	-	-	-
	56,1%							26,8%					17,1%						

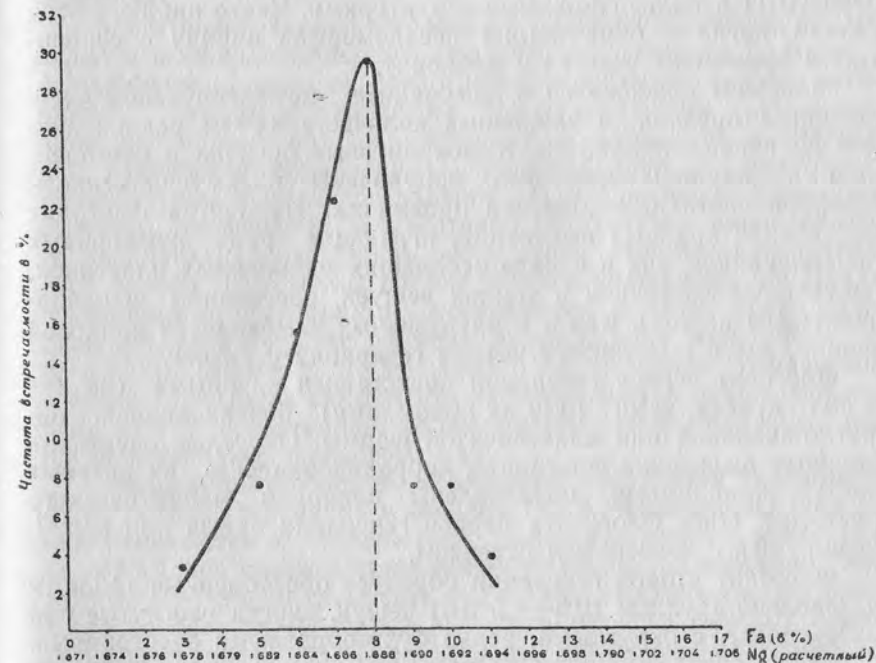
Рис. 16. График частоты встречаемости оливина с одинаковым содержанием фаялитового компонента (Fa) в кимберлитовых брекчиях Якутии (по данным оптических определений).

ные закономерности выявлены В.В. Ковальским при определении частоты встречаемости оливинов с одинаковыми показателями преломления (рис. 16). Из графика видно, что основная масса оптически изученных зерен оливина находится в интервале 1,682—1,692, что соответствует, по Кеннеди (1947), содержанию от 5 до 10% фаялитового компонента. Отчетливо виден асимметричный характер кривой частоты встречаемости. Такой характер кривой, по-видимому, обусловлен наличием резких, скачкообразных изменений условий кристаллизации оливина в магматическом расплаве. Левая, более пологая ветвь кривой отвечает условиям спокойной кристаллизации оливина с постепенным изменением его состава в сторону увеличения же-

лезистости. В этот период образовалось почти две трети всех присутствующих в кимберлитах кристаллов оливина. Затем (второй период) начались резкие изменения в режиме магматического расплава, которые привели к значительному сокращению количества кристаллизующегося оливина, а затем и к полному прекращению его кристаллизации.

Первый период, по-видимому, соответствует длительному спокойному развитию магматического расплава в глубинных слоях земной коры, а второй — относительно короткому промежутку времени, на протяжении которого магма через промежуточный очаг проникла и заполнила кимберлитовую трубку.

Результаты оптических исследований хорошо увязываются с данными, полученными при анализе химического состава оливи-



Fa в % (по данным химических анализов)	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Частота встречаемости	27	-	1	-	2	4	6	8	2	2	1	-	-	1	-	-
Процентное соотношение частоты встречаемости	100%	-	3,7	-	7,4	14,8	22,3	29,6	7,4	7,4	3,7	-	-	3,7	-	-
	48,2						29,6			22,2						

Рис. 17. График частоты встречаемости оливина с одинаковым содержанием фаялитового компонента (Fa) в кимберлитовых брекчиях Якутии (по данным химических анализов).

нов. Эти анализы подтвердили, что характерной особенностью оливина, как отмечалось ранее (Панкратов, 1960), является присутствие заметных количеств окиси никеля (0,07—0,42%) и в незначительных количествах окиси хрома (0,01—0,07%) и окиси кобальта (0,009—0,02%).

На рис. 17 показана частота встречаемости оливина с одинаковым содержанием фаялитового компонента, определенного по данным химических анализов. Как следует из графиков (рис. 16, 17), форма и характер полученных кривых полностью аналогичны.

В заключение необходимо отметить, что наиболее широко развитым процессом изменения оливина является серпентинизация, приводящая к образованию полных псевдоморфоз серпентина по оливину с характерными петельчатыми, волокнистыми, перистыми и более сложными структурами. Часто наблюдаются случаи, когда в образовании псевдоморфоз наряду с серпентином принимает участие и карбонат.

Флогодит содержится в кимберлите, цементирующем взрывные брекчии, в различных количествах — от редких знаков до первых процентов. Кимберлитовые брекчии с повышенным содержанием флогодита приурочены преимущественно к северной части алмазоносной провинции. Находится флогодит как в виде крупных выделений, играющих роль порфировых вкрапленников, так и в виде небольших удлиненных пластинок, изъеденных листочков и тонких чешуек, рассеянных в основной массе породы. Как и в интрузивных кимберлитах дайковой фации, здесь выделяются четыре генерации флогодита.

Флогодит первой генерации представлен крупными (до 2—3 см) кристаллами (или их обломками) бочковидной, округло-овальной или пластинчатой формы. Округлые очертания крупных выделений флогодита, корродированность их краевых частей, по-видимому, обусловлены влиянием магматического расплава. Цвет флогодита первой генерации бурый или коричнево-бурый с золотистым оттенком.

Флогодит второй генерации образует обособленные таблицы и довольно крупные (0,5—4,5 мм) чешуи, иногда изогнутые или изломанные, с округлыми, редко бухтообразными очертаниями. Флогодит обеих генераций посторонних включений не содержит и характеризуется светопреломлением от $N_g = N_m = 1,618$ у наименее измененных разностей до $N_g = N_m = 1,530$ — у наиболее измененных при величине угла оптических осей $2V$ от 0 до 5°. Среди выделений флогодита второй генерации часто встречаются аномальные разности с обратной схемой плеохроизма или с зональным строением.

По химическому составу флогодит из кимберлитовых брекчий Якутии близок к флогодиту из южно-африканских кимберлитовых трубок и представляет собою несколько гидратизированную разность с примесью вермикулита.

Флогодит третьей генерации развивается по основной массе кимберлита. Его вторичное происхождение доказывается изрезанными очертаниями, наличием многочисленных включений изотропного серпентина, мелких кристаллов перовскита и рудного минерала. Для флогодита этой генерации характерны плохооформленные длинные и узкие чешуйки размером до 0,5×0,08 мм.

К четвертой генерации флогодита предположительно относятся микролиты или сильно удлиненные прямоугольники, рассеянные в основной массе кимберлита. Размер их не превышает 0,08×0,008 мм. В связи с очень малыми размерами представителей этой генерации, точная их диагностика весьма затруднительна.

Гранат-пироп является одним из наиболее характерных минералов кимберлита, цементирующего взрывные брекчии. В большинстве случаев он представлен округлыми, слегка вытянутыми овально-уплощенными лепешковидными резорбированными зернами или их обломками. Различаются матированная, раковистая, оплавленная, циркообразная и шестоватая скульптурные формы поверхности (4). Образование указанных структур объясняется воздействием остаточного магматического расплава на поверхность зерен ранее выкристаллизовавшегося пироба. Кристаллы пироба, с сохранившимися кристаллографическими очертаниями, встречаются крайне редко. При разнообразной окраске размеры зерен пироба колеблются от долей миллиметра до 2—3 и даже 5 см. Изучение химического состава граната из кимберлита взрывных брекчий показывает, что он представляет собою высокомагнезильную разность пироп-альмандинового ряда.

Содержание пиропового компонента в гранатах колеблется от 68 до 77%, составляя в среднем 71,8%. Аналогичные колебания отмечаются в содержании альмандинового компонента (8—18%) при среднем содержании 15,1%, в содержании андрадита (1—12%) и уваровита (0,6—13%). Количество последнего определяет интенсивность и густоту окраски лиловых и фиолетовых гранатов (4). Гроссуляровый компонент содержится в незначительных количествах (до 6%), а в отдельных бедных кальцием гранатах и совсем отсутствует. Необходимо также отметить, что отдельные гранаты характеризуются повышенным содержанием железа и тогда в составе граната обнаруживается до 4% скиагитового компонента. Сравнение пиропов из кимберлита, цементирующего взрывные брекчии, с пиропами из интрузивных кимберлитов дайковой фации свидетельствует об их полной аналогии.

Большинство зерен пироба из кимберлита, цементирующего взрывные брекчии частично или полностью окружены кельфитовой оболочкой, толщина которой не превышает 2,0—2,5 мм. В большинстве случаев она значительно тоньше и колеб-

лется в пределах 0,1—0,7 мм, что прежде всего отличает такие келифитовые оболочки от келифитовых оболочек, развитых на пиробах из интрузивных кимберлитов дайковой фации. В расположении келифитовой оболочки или ее реликтов вокруг целых зерен и обломков пироба существуют различные варианты (рис. 18). Окраска келифитовых оболочек в основном зеленова-

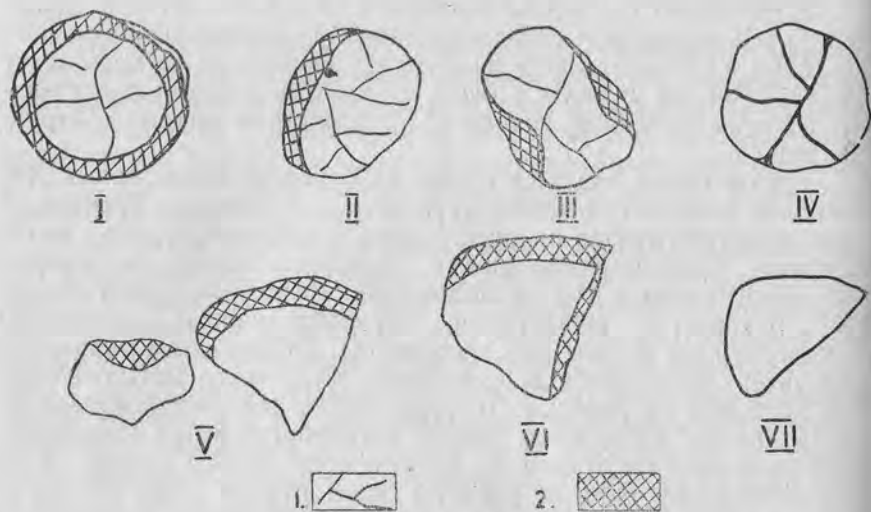


Рис. 18. Келифитовые оболочки на пиробах.
1—пироп, 2—келифитовая оболочка.

то-серая, но может изменяться до серовато-белой в одну сторону или до зеленовато-черной — в другую. Поскольку о составе келифитовых оболочек было сказано выше, ограничимся только кратким указанием на особенности их строения.

Эти оболочки либо имеют хорошо выраженное радиально-лучистое строение, либо обнаруживают концентрически-зональную структуру. Встречаются одно—четырёх- и, как редкое исключение, даже шестислойные келифитовые оболочки. Наибольшим распространением пользуются оболочки, состоящие из двух или трех слоев.

Заканчивая краткую характеристику пироба, необходимо отметить, что он является одним из наиболее устойчивых минералов кимберлита и слабо поддается изменению вторичными процессами. Это обстоятельство, наряду с высокой транспортабельностью (твердость по шкале Мооса — 8) и сравнительной легкостью диагностики, делает его одним из наиболее важных в поисковом значении минералов.

Ильменит постоянно присутствует в кимберлитах, цементирующих взрывные брекчии, причем его содержание колеб-

лется от единичных знаков до 2—3%. В большинстве кимберлитовых трубок ильменита всегда содержится больше, чем пироба (4). Ильменит образует как порфиоровые вкрапленники, так и многочисленные мелкие зерна, рассеянные в основной массе породы. Размеры зерен варьируют от долей миллиметра до 3—5 см. Мелкие зерна встречаются гораздо чаще, чем крупные. Форма зерен изометрически округлая или уплощенно-округлая, слегка вытянутая со сглаженными очертаниями, реже неправильная. Зерна пластинчатой формы или с кристаллографической огранкой встречаются очень редко.

Химический состав ильменита не обладает постоянством; колебания отдельных минералообразующих окислов достигают иногда значительных размеров: TiO_2 —от 19,96% до 52,27%, Fe_2O_3 —от 6,86% до 42,33%, FeO —от 22,72% до 33,20%, MgO —от 3,45% до 12,82%.

Характерной особенностью ильменита из кимберлитов является сравнительно высокое содержание окиси магния, в связи с чем его можно назвать пикроильменитом. Из других характерных примесей следует отметить содержание хрома (1—1,5%), кобальта и никеля (до 0,03%), ванадия (до 0,4%) и ниобия (0,13%). Сопоставления показывают, что по химическому составу ильменит из кимберлитовых брекчий Якутии весьма близок к ильмениту из кимберлитовых брекчий Южной Африки.

Обычно ильменит подвергается разрушению с образованием по периферии зерен серых корочек лейкоксена и мелких кристаллов перовскита.

Диопсид и хромдиопсид почти всегда присутствуют в кимберлите в виде единичных зерен обычно угловатой или неправильной формы, размером от 0,5 до 5,0 мм. Окраска зерен варьирует от светло-зеленого до грязно-бутылочного-зеленого (диопсид) и от светло-зеленого до изумрудно-зеленого (хромдиопсид) цвета.

Оптические константы находятся в пределах: $Ng^t=1,700—1,710$; $Np=1,673—1,686$; $Ng-Np=0,024—0,027$; $cNg^t=38^{\circ}—44^{\circ}$; $2V=+58^{\circ}—(+62^{\circ})$.

Заметим, что часть зерен хромдиопсида, по-видимому, попадает в кимберлитовые брекчии при раздроблении обломков ультраосновных пород, но, учитывая находки включений хромдиопсида в алмазах, можно полагать, что некоторое количество этих минералов обязано своим происхождением кимберлитовому расплаву (4).

Магнетит встречается вместе с ильменитом в виде крупных и мелких зерен в основной массе кимберлита. Пылевидный магнетит, явно вторичного происхождения, равномерно пропитывает основную массу кимберлита.

Апатит для кимберлитов, цементирующих взрывные брекчии жерловой фации является в большинстве случаев типичным аксессуарным минералом, однако в кимберлитовых брек-

ниях некоторых трубок его содержание возрастает и достигает (трубка «Снежинка») 2—3% (Бобриевич, Смирнов и др., 1959 г.). Цвет апатита бледно-зеленовато-желтый до бесцветного в мелких осколках. Оптические константы большинства изученных зерен апатита характеризуются следующими величинами: $N_g = 1,642$; $N_p = 1,636—1,638$; $N_g - N_p = 0,004—0,006$. Апатит из кимберлитовой брекчии трубки «Снежинка» обладает несколькими иными константами $N_g = 1,658$; $N_p = 1,649$; $N_g - N_p = 0,009$, что, по мнению Г. И. Смирнова, детально изучавшего данные образцы апатита, связано с наличием редких земель и высокого содержания оксиапатитового компонента.

Перовскит присутствует в кимберлите всех трубок в очень малых количествах. По происхождению перовскит может быть как первичным (мелкие до 0,06 мм кубические зерна, рассеянные в основной массе кимберлита), так и вторичным, когда он развивается по периферии зерен ильменита. Первичный перовскит всегда в той или иной мере разрушен. При изучении породы под микроскопом он легко диагностируется по характерным квадратным срезам, темно-бурой окраске, высокому светопреломлению и низкому двупреломлению.

Хромшпинелиды встречаются в кимберлитах редко и относятся к типичным аксессуарным минералам. Представлены мелкими (0,2—1,5 мм) кристалликами октаэдрического габитуса или зернами черного цвета изометрически округлой формы; в шлифах обычно окрашены в коричневый или коричнево-бурый цвет. По химическому составу они могут быть отнесены к хромпикотиту.

Происхождение хромшпинелидов из кимберлитового расплава не вызывает сомнений. Известно (Орлов, 1959), что эти минералы сравнительно часто встречаются в виде включений в кристаллах алмаза, причем при раздроблении хромшпинель обычно не освобождается от алмаза в связи с тесным срастанием его плоскостей [III] с плоскостями алмаза.

Алмаз в кимберлитах, цементирующих взрывные брекчии жерловой фации, встречается в разнообразных кристаллографических формах (4). Известны кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходных между ними габитусов. Иногда отмечаются «округлые» кристаллы, представляющие собою октаэдры и ромбододекаэдры с выпуклыми преломленными гранями. Исключительно редко наблюдаются своеобразные кристаллы кубической формы. Выделение главных морфологических типов алмаза проводится по особенности нарастания слоев на кристалл и по морфологии самих слоев. С учетом указанных особенностей выявлены следующие наиболее распространенные типы алмазов: 1) плоскогранные октаэдры; 2) кристаллы, сложенные уменьшающимися треугольными слоями роста; 3) кристаллы с полицентрически растущими гранями; 4) кристаллы, сложенные дитригональными слоями роста;

5) кристаллы с «заноистой» штриховкой; 6) кристаллы с блоковой структурой; 7) округлые кристаллы; 8) кубические кристаллы. В наиболее детально изученных кимберлитовых трубках «Мир», «Удачная» и «Зарница» встречены все выделенные типы алмазов. Исключение составляют округлые алмазы, отсутствующие в трубке «Мир».

Величина алмазов из кимберлитовых трубок весьма непостоянна и колеблется от десятых долей миллиграмма до 20 и более карат (1 карат = 200 мг). Наиболее крупные из обнаруженных до сего времени кристаллов алмаза имели вес 32,5 и 54,6 карата. Значительно чаще встречаются кристаллы алмаза весом 3—4 карата.

Удельный вес якутских алмазов варьирует от 3,49 до 3,54 г/см³, причем наиболее низким удельным весом обладают дымчатые кристаллы (3,49), а наиболее высоким — желтые алмазы (3,54).

В алмазах очень часто наблюдаются включения различных минералов. В числе минералов-узников отмечены: графит в виде тонких листочков и розеток; оливин, по оптическим свойствам аналогичный оливину кимберлитов; пироп, хромшпинелиды, хромдиопсид и алмаз. Характерно, что во всех наблюдавшихся случаях включенные кристаллы алмаза имели форму октаэдров с острыми ребрами. Примечательно, что в тех случаях, когда часть включенного кристалла алмаза выходила на поверхность в каверне, то на ней имелись элементы округлости, тогда как скрытая в алмазе часть кристалла представляла собою остросереберный октаэдр. (Орлов, 1959).

Подавляющее большинство якутских алмазов бесцветно и различается между собою только по степени прозрачности. Реже встречаются разноцветные алмазы, окрашенные в зеленовато-желтые, дымчатые и бледно-фиолетовые тона. В порядке исключения отмечены находки алмазов аквамаринного, бутылочно-зеленого и лиловато-вишневого цвета. Оптические исследования показывают, что якутские алмазы в большинстве случаев анизотропны и что анизотропия проявляется участками вокруг твердых включений и, по-видимому, связана с закалкой алмазов.

В рентгеновских лучах алмазы дают сине-голубое, а в ультрафиолетовых — голубое, желтое, зеленое и оранжевое свечение. Это свойство широко используется для извлечения алмазов из концентратов обогащения алмазосодержащих пород.

Минералы вторичного происхождения (постмагматические)

В связи с тем, что основная цель настоящего раздела рассмотреть только основные особенности петрографического и минералогического состава кимберлита, цементирующего обломочный материал в взрывных брекчиях жерловой фации,

при описании минералов вторичного происхождения нами дается только самая краткая характеристика минералов, образующихся за счет первичных минералов и основной массы кимберлита. К их числу относятся: серпентин, карбонаты (кальцит и доломит), флогопит, хлорит, магнетит и перовскит.

Серпентин в кимберлитах образуется как при разрушении уже упоминавшихся порфировых вкрапленников оливина, так и за счет изменений основной массы.

Образование серпентина за счет основной массы кимберлита имеет свои отличительные особенности. В наименее измененных кимберлитах (трубка «Русловая») на первых ступенях изменения основной массы происходит формирование характерных сферокристаллов низкодупреломляющего серпентина. В дальнейшем эти кристаллы разрушаются с образованием агрегатов мелкочешуйчатого серпентина, многочисленных микрочастиц рудного минерала и карбоната, а также значительного количества мелких чешуек слюдоподобного минерала. При последующих изменениях основной массы происходит заметная эволюция агрегатного состояния серпентина — он консолидируется на отдельных участках и приобретает обычно пластинчатую форму. Такой серпентин содержит многочисленные включения мелкозернистого рудного вещества, кристаллов карбоната и слюды. При этом дупреломление серпентина заметно повышается и достигает 0,008—0,010. В наиболее сильно измененной основной массе серпентин разрушается и, в конечном итоге, превращается в агрегат карбоната и гидроокислов железа.

Карбонаты в кимберлитах обычно представлены кальцитом и доломитом. Присутствуют они во всех случаях, но их содержание колеблется в очень широких пределах и зависит от степени изменения кимберлита. В наименее измененных кимберлитах количество карбонатов невелико. Чаще всего они образуют мелкие кристаллы или агрегаты мелких зерен по основной массе кимберлита. В дальнейшем количество карбонатов значительно возрастает как за счет образования их в основной массе, так и за счет разрушения оливина, флогопита, пироксена и других минералов. Нередки случаи, когда вся порода превращается в агрегат карбоната с подчиненными количествами серпентина и наиболее устойчивых минералов типа пирропа, хромдиопсида, ильменита и др.

Описание вторичных минералов: флогопита, магнетита, хлорита и перовскита проводилось попутно при характеристике соответствующих первичных минералов, поэтому нет необходимости его повторять.

* * *

Химический состав кимберлита взрывных брекчий жерловой фации, с учетом колебаний в содержании отдельных окислов, характеризуется довольно четко выраженным постоян-

ством. Это положение хорошо иллюстрируется данными по среднему химическому составу кимберлитовых брекчий из различных районов Якутской алмазоносной провинции, приведенными в таблице 14.

Основные особенности химического состава кимберлитовых пород рассматриваемого типа наиболее наглядно выявляются при сопоставлении с химическим составом интрузивных кимберлитов жильной и дайковой фаций. Средние химические сос-

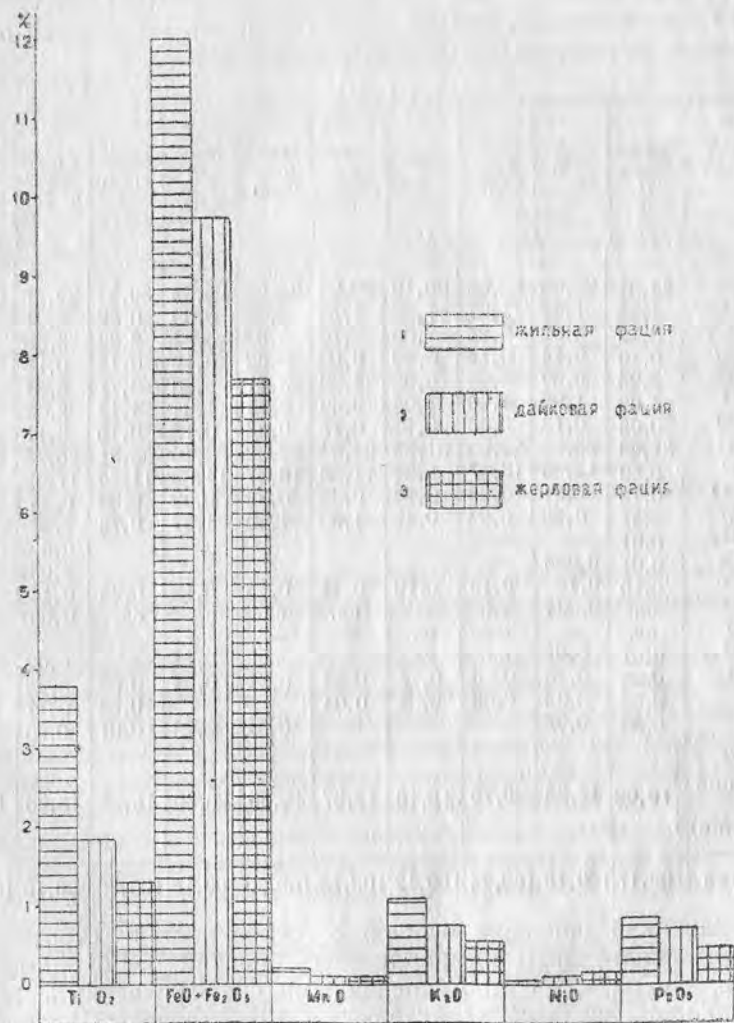


Рис. 19. Сравнительное содержание отдельных окислов в кимберлитовых породах различных фаций.

тавы сопоставляемых пород помещены в таблице 15, анализ которой показывает, что кимберлитовые породы рассматриваемых фаций четко различаются по содержанию отдельных окислов, в чем можно убедиться из диаграмм на рис. 19.

Как видно из таблицы 15 и из диаграмм (рис. 19), кимберлитовые породы различных фаций четко отличаются по своему химическому составу.

Установленная разница в химическом составе сохраняется во всех случаях при любых усреднениях, что позволяет считать эти различия закономерными и вытекающими из условий образования и формирования кимберлитовых пород.

Таблица 14

Район, число анализов	Трубка "Мир", 47	Дальний, 69	Ала-китский, 13	Мунский, 23	Чомурдахский, 13	Оленекский, 6	Мэрчимленский, 25	Куойский, 14	Средний из 210	Средний состав по Дели
Окислы										
SiO ₂	34,31	27,56	27,66	30,19	29,26	28,25	26,69	30,24	29,57	34,73
TiO ₂	1,23	1,43	1,67	1,46	1,75	0,78	0,99	0,82	1,31	1,62
Al ₂ O ₃	3,72	3,52	3,23	2,50	3,76	5,83	3,58	2,82	3,48	2,88
Cr ₂ O ₃	0,10	0,14	0,14	0,19	0,09	0,02	0,12	0,12	0,13	—
Fe ₂ O ₃	3,25	6,00	4,90	6,55	4,60	3,61	5,70	3,77	5,04	6,10
FeO	4,02	1,92	1,98	1,65	3,69	2,25	1,91	4,15	2,63	3,13
MnO	0,08	0,13	0,08	0,10	0,13	0,03	0,15	0,15	0,11	—
MgO	27,20	25,83	22,05	31,32	24,94	22,32	23,45	28,81	26,26	31,41
CaO	8,50	13,35	16,47	8,25	11,88	16,37	14,83	11,25	11,92	5,79
Na ₂ O	0,18	0,31	0,23	0,28	0,39	0,36	0,09	0,32	0,25	0,33
K ₂ O	0,51	0,26	0,23	0,49	1,06	1,49	1,02	0,73	0,54	1,17
ZrO ₂	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,002	—
V ₂ O ₅	0,01	0,006	—	—	—	—	—	—	0,004	—
NiO	0,15	0,13	0,16	0,19	0,14	0,03	0,12	0,22	0,14	—
CoO	сл.	0,004	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,001	—
SrO	сл.	—	—	сл.	—	—	—	—	—	—
BaO	0,01	0,01	сл.	сл.	—	—	0,12	—	0,02	—
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,60	0,76	0,53	0,62	0,82	0,67	0,45	1,06
S	0,52	0,03	0,08	0,09	0,04	—	—	0,38	0,17	—
SO ₃	0,08	0,02	—	—	—	0,04	0,23	0,01	0,06	—
CO ₂ , Cl, F										
H ₂ O, nnp										
H ₂ O (+105°С)	16,03	19,25	20,76	16,10	17,87	18,30	20,36	15,62	18,06	11,78
Сумма	100,17	100,15	100,24	100,12	100,13	100,30	100,18	100,08	100,16	100,00

Заканчивая описание основных особенностей строения и состава взрывчатых кимберлитовых брекчий, необходимо отметить, что наряду с многочисленными специфическими индивидуальными чертами, характерными для отдельных разновидностей кимберлитовых брекчий, существует комплекс общих особенностей, характерных для всех разновидностей и определяющий их принадлежность к данному генетическому типу. Кимберлитовые

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	27,10	27,60	29,57	34,73
TiO ₂	3,80	1,84	1,31	1,62
Al ₂ O ₃	4,60	2,85	3,48	2,88
Cr ₂ O ₃	0,10	0,13	0,13	—
Fe ₂ O ₃	6,90	5,66	5,04	6,10
FeO	5,10	4,09	2,63	3,13
MnO	0,21	0,10	0,11	—
MgO	23,60	26,63	26,26	31,41
CaO	12,50	11,51	11,92	5,79
Na ₂ O	0,26	0,38	0,25	0,33
K ₂ O	1,10	0,73	0,54	1,17
ZrO ₂	—	—	0,002	—
V ₂ O ₅	—	—	0,004	—
NiO	0,05	0,11	0,14	—
CoO	—	—	0,001	—
BaO	0,02	—	0,02	—
P ₂ O ₅	0,84	0,69	0,45	1,06
S	—	0,12	0,17	—
SO ₃	0,25	—	0,06	—
npn	13,50	17,81	11,78	—
Сумма	99,93	100,25	100,16	100,00

1. Интрузивные кимберлиты жильной фации (ср. из 19 анализов).
2. « « дайковой фации (ср. из 8 анализов).
3. Взрывчатые кимберлитовые брекчий жерловой фации (ср. из 210 анализов)
4. Средний состав кимберлита по Дели.

породы, выделенные нами в генетический тип взрывчатых кимберлитовых брекчий, обладают следующими основными особенностями:

1. Основной формой проявления взрывчатых кимберлитовых брекчий в земной коре являются трубчатые тела, образованные путем заполнения взрывных каналов (жерл) обломочным материалом с последующей цементацией его кимберлитом — своеобразной магматической ультраосновной породой. Другие формы проявления кимберлитовых брекчий в земной коре, обусловленные заполнением разнообразных трещин, возникающих при взрыве (прорыве) во вмещающих породах, встречаются в резко подчиненном количестве и являются производными трубчатых тел.

2. На контакте трубчатых тел с вмещающими породами всегда присутствует зона тектонической брекчий, мощностью от 0,5 до 2—3 м, а пласты осадочной толщи обычно «задраны» кверху.

3. Количество обломочного материала, состоящего, главным образом, из раздробленных вмещающих пород осадочного комплекса, реже из обломков кристаллического фундамента и глу-

бинных магматических пород, колеблется от 10 до 90% объема трубки, составляя в большинстве случаев 40—70%.

4. Важной отличительной особенностью взрывных кимберлитовых брекчий жерловой фации является брекчиевая текстура и структура эруптивной брекчии.

5. Структура кимберлита, цементирующего обломочный материал, крупнопорфировая с мелкокристаллической основной массой. Порфиновые выделения представлены оливином, флогопитом, ильменитом и гранатом-пиропом. Размеры их достигают 30—50 мм.

6. В отличие от интрузивных кимберлитов во всех разностях кимберлитовых брекчий, наряду с целыми кристаллами, в том или ином количестве присутствуют обломки отдельных минералов кимберлита — оливина, ильменита, пироба, что является дополнительным свидетельством в пользу гипотезы, объясняющей механизм образования взрывных кимберлитовых брекчий с помощью взрыва.

7. Взрывные кимберлитовые брекчии по сравнению с интрузивными кимберлитами отличаются меньшим содержанием суммы окиси и закиси железа, окисей титана, марганца, калия и фосфора и большим содержанием кремнезема и окисей никеля и магния.

8. Самой важной особенностью взрывных кимберлитовых брекчий, резко отличающей их от интрузивных кимберлитов, является содержание такого важного минерала, как алмаз, в количествах от очень редких знаков до промышленных концентраций. В интрузивных кимберлитах жильной и дайковой фаций алмазы не встречаются.

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТРУБОК ВЗРЫВА

Выяснение условий и механизма образования кимберлитовых трубок взрыва является одним из интереснейших вопросов геологической науки. Успешное решение этого вопроса имеет большое теоретическое и практическое значение. Нам представляется, что именно в условиях формирования трубок взрыва необходимо искать ключ к разгадке образования алмазов. Поэтому проблема происхождения трубок взрыва заслуживает самого тщательного внимания и изучения.

Исходя из характера и особенностей пород, выполняющих трубки, большинство исследователей склонно объяснять их образование взрывом или порывом вулканических газов. Однако, и в такой трактовке механизма их возникновения имеются существенные расхождения. Крупнейший специалист по геологии кимберлитов и алмазов академик В. С. Соболев рисует условия формирования трубок взрыва следующим образом: «Рассмотрение процесса формирования кимберлитовых трубок при взрывах так же, как и другие вопросы образования интрузивных тел

вообще, еще ждет подробного анализа при участии специалистов смежных областей науки, в первую очередь гидродинамики и механики. Однако, уже сейчас можно утверждать, что здесь мы в сущности имеем не настоящий взрыв, связанный с быстрым поднятием давления в какой-то магматической камере, а прорыв земной коры при движении магмы, находящейся под очень большим давлением. Сначала на значительной глубине это движение происходило по вертикальной трещине, причем уже и здесь иногда наблюдалась характерная брекчиевая текстура. После того, как магма достигла сравнительно небольших глубин, отдельные струи ее пробивают земную кору и фонтаном вырываются наружу, отчасти всасываясь затем в образовавшуюся воронку.

При этом трубка либо полностью заполняется одним обломочным материалом, либо последний цементируется в ней продолжающей поступать снизу магмой. Сопоставляя имеющиеся данные по прослеженной глубине трубок, а также по характеру обломков в отдельных трубках Якутии, можно предполагать, что этот взрыв, т. е. переход от жилы к трубке, произошел на глубине 1,5—2 км» (26).

Изложенное здесь представление на формирование трубок является противоречивым. Прежде всего трудно представить, каким образом мощная струя магмы, пробившая канал диаметром до 300 и более метров, не разливаясь на поверхности, снова исчезает в недрах земной коры, уступив место обломочному материалу и даже не оставив незначительных порций расплава для его цементации.

Не менее сложным представляется и толкование второго варианта заполнения трубки «продолжающей поступать снизу магмой». В этом случае присутствие в трубке обломочного материала также становится по меньшей мере загадочным, поскольку обломки прорванных пород должны быть выброшены на поверхность фонтаном магмы. Далее автор допускает, что осадочный покров может быть легко пробит отдельными струями магматического расплава, и, по-видимому, без какой бы то ни было предварительной аккумуляции энергии.

Как показано ниже, такой процесс в зоне тектонического сжатия возможен только при особых ограниченных условиях и требует огромной кинетической энергии.

Отметим только, что при оценке масштабов этого явления на примере Якутии нужно учитывать исключительно высокое давление, необходимое, чтобы пробить канал в мощной толще испытывающих сжатие плотных нижне-палеозойских известняков, доломитов, песчаников и интрузий траппов. В этом случае должна быть приложена огромная сила, ибо работа по формированию канала в основном производится на срез горных пород.

По возникающим в земной коре трещинам растяжения движущийся вверх магматический расплав по существу преодолевает только силы трения раствора о стенки и вес движущейся

массы. В этих условиях сравнительно небольшие избыточные давления обеспечивают движение магмы вверх по трещинным каналам.

Как показывают расчеты, возникающих на этих глубинах избыточных давлений вполне достаточно для образования пластовых интрузий или для подъема магмы по трещинам растяжения, но недостаточно для прорыва плотной, непроницаемой, испытывающей сжатие покрывки осадочных пород мощностью до 2—4 км.

Как уже отмечалось, В. С. Соболев в одном случае говорит о пробивании осадочной толщи струей магматического расплава, а в другом — о взрыве, имея в виду момент перехода от «жилы к трубке». Взрыв, как известно, всегда предполагает аккумуляцию энергии, которая при соответствующих условиях способна дать мощную мгновенную разрядку. Таким образом, автор в какой-то степени все же приходит к необходимости допущения накопления энергии, т. е. существования так называемых камер взрыва, против которых он возражает. Не выдерживает критики и положение об обязательном глубинном переходе всех трубок в жилы — трещины, соединяющие трубку непосредственно с особым кимберлитовым слоем.

В восточных районах Сибирской платформы широким развитием пользуются дайки диабазов, которые, по-видимому, возникали в процессе общего развития вулканической деятельности в пределах этого региона. Трубки же взрыва приурочены, главным образом, к последним этапам траппового магматизма, к его заключительным фазам. Эти трубки выполнены различными по составу породами как кимберлитами, так и типичными базальтами, цементирующими обломки вмещающих пород. Таким образом, трубки взрыва не являются своеобразной «монополией» особой кимберлитовой магмы. Трубки взрыва возникают на определенных — заключительных стадиях вулканического процесса в специфической геотектонической обстановке. В изложении выше точки зрения академика В. С. Соболева эти условия не находят своего отражения.

С учетом таких специфических условий построен механизм образования трубок взрыва по Л. Н. Леонтьеву и А. А. Каденскому (18). Основные положения, выдвинутые этими учеными, могут быть изложены в следующем плане.

Возраст трубок определяется ими как верхне-триасовый, что точно отвечает заключительному этапу траппового магматизма. Этот же этап, что очень характерно, отличался с одной стороны, дифференцированностью интрузий (т. е. отщеплениями, заметно уклоняющимися от среднего состава исходного магматического расплава) при обилии летучих (газообразных) компонентов и, с другой стороны, общим тектоническим погружением, приведшим к закрытию трещин в верхних горизонтах земной коры, по которым раньше трапповая магма свободно изливалась на по-

верхность. Таким образом, к моменту образования кимберлитовых трубок взрыва верхние горизонты земной коры оказались сжатыми и как бы затамponированными.

Из анализа геологических материалов авторы пришли к выводу, что взрывы происходили не на огромных глубинах ниже базальтового слоя, а очень близко от земной поверхности на глубинах первых километров и притом даже не всегда в кристаллическом (гранито-гнейсовом) основании платформы, а часто и выше его — в осадочных отложениях.

В частности у трубки «Мир», сохранившейся от размыва в виде очень близком к первоначальному (вплоть до ее взрывной воронки у дневной поверхности), камера взрыва находится на глубине менее 4 км; по трубкам среднего Оленека (сильно срезу процессами эрозии) эти глубины достигают порядка 1—2 км от современной дневной поверхности и т. д.

Вместе с кимберлитовой массой во всех трубках присутствуют включения пород (гранат-пироксеновых, эглогитоподобных и др.), которые, с одной стороны, явно не могли быть вырванными из известняков, где находилась камера взрыва, но с другой стороны требуют аномально высоких давлений (равно как и сам алмаз) для своего образования. Отсюда делается вывод, что давления возникали в самой камере, до ее взрыва.

Основные положения рассматриваемой гипотезы сводятся к такому выводу (рис. 2).

Ультраосновные породы — кимберлиты являются отщеплениями базальтовой трапповой магмы, обособляющейся в условиях затамponированных верхних горизонтов земной коры. Это обособление происходит непосредственно под этими горизонтами в небольших сателлитных очагах, как их называют Л. Н. Леонтьев и А. А. Каденский. Сателлитные очаги связаны с верхними участками каналов-трещин, идущих к очагам трапповой магмы первого порядка и подпитываются от них летучими, что приводит к неуклонному нарастанию давления в этих очагах, в конечном итоге разрешающемуся взрывом, т. е. превращением сателлитного очага в камеру взрыва с образованием трубки.

Таким образом, каждая трубка имеет свой сателлитный очаг — своего рода индивидуально развивающуюся лабораторию, где на очень малых глубинах в обычных условиях достигаются ненормально высокие давления. В этих «лабораториях» (всегда связанных с главным каналом-трещиной) вырабатываются алмазы, пиропы, эглогитоподобные включения и при этом, если очаг взорвется ниже предела давления, необходимого для кристаллизации упомянутых минералов, трубка окажется, как это и наблюдается довольно часто, непродуктивной.

К сожалению, интересная и даже увлекательная гипотеза алмазо- и кимберлитобразования, предложенная Л. Н. Леон-

твевым и А. А. Каденским, также содержит ряд противоречий и неясных положений.

1. Непонятно, каким образом в камере взрыва давление могло повыситься до величины, необходимой для образования алмаза. Даже, если допустить, что питающий канал или трещина вплоть до слоя Мохоровичича, т. е. на глубину около 40 км, был заполнен только газом, то и в этом случае давление в сателлитном очаге не могло превысить десяти тысяч атмосфер (таблица 16). Как известно, такое давление, даже при наличии катализаторов, не обеспечивает синтеза алмазов.

2. С позиций механики на глубинах «порядка первых километров» осадочного чехла нельзя допустить постепенного нарастания давления в камере взрыва даже до 10 тыс. атмосфер, не говоря уже о давлениях, необходимых для синтеза алмаза. В рассматриваемом случае по мере нарастания давления будут происходить гидравлические (газовые) разрывы пород по плоскостям наслоения и давление не будет расти выше определенной величины, которая, при глубине залегания очага на 5—7 км, не достигнет 10 тыс. атмосфер. Подробнее этот вопрос рассматривается в нашем изложении механизма взрыва.

3. Неправомерным является и утверждение авторов гипотезы, что такие минералы, как пироп, и такие породы, как эклогиты и им подобные, образуются непосредственно в сателлитном очаге. Иначе говоря, если указанная гипотеза справедлива, то большая часть пиропов, находящихся в кимберлите, должна обнаруживать четкую кристаллографическую огранку. В действительности же преобладающее большинство этих минералов обнаруживает явные признаки магматической коррозии. Такие же следы оплавления, противоречащие рассматриваемой гипотезе и свидетельствующие о воздействии высокотемпературного магматического расплава в условиях высоких давлений, наблюдаются и на обломках эклогитов, эклогитоподобных и других глубинных ультраосновных пород. На основании приведенных фактов следует сделать вывод, что указанные минералы и обломки пород образовались до возникновения очага, были туда принесены магматическим расплавом и в процессе деятельности очага подверглись указанным изменениям.

Из изложенного следует, что большинство исследователей в той или иной форме признает вулканическую или близкую к ней природу кимберлитовых трубок, как трубок взрыва.

В связи с этим, для правильного представления об образовании кимберлитовых трубок и для воссоздания геологической обстановки генезиса алмазов целесообразно проанализировать основные процессы, происходящие при извержениях вулканов, миниатюрной копией которых по мнению некоторых исследователей являются рассматриваемые трубки взрыва.

Рассмотрением механизма вулканических процессов занимались многие исследователи. В результате кропотливой и дли-

тельной работы большого коллектива ученых установлено, что в основе вулканического процесса лежит накопление и преобразование тепловой энергии.

Исследования последних лет со всей очевидностью показали, что главным фактором подъема магмы в вулканах является тепловая энергия и энергия расширения растворенных в магме газов. С точки зрения познания температурного режима и давлений, возникающих при движении магмы в земной коре, весьма важным является изучение процессов, происходящих в вулканическом канале на всем его протяжении от очага до поверхности, и выяснение механизма взрыва. Л. К. Грейтон в результате расчетов установил, что на глубине 40 км давление не превышает 10—11 тыс. атмосфер при температуре 1200°C.

В табл. 16 представлены изменения адиабатического эффекта и влияние скрытой теплоты выделенного газа при подъеме магмы в канале (по Л. К. Грейтону).

Из данных таблицы 16 следует, что температура поднимающейся магмы падает очень медленно. Так, на первых 39 км падение температуры составляет всего лишь 101,5°, а на последнем километре она снижается с 1098,5°C до 843,25°C, т. е. на 255, 25°C. Подчеркивая наличие мощного эффекта охлаждения в самых верхних частях вулканического канала, Л. К. Грейтон указывает, что из общего падения температуры на пути движения 52% понижения (на 185°C) приходится на самые верхние 250 м. Отмечается, что охлаждение магматического расплава

Таблица 16

Глубина в км	Давление в атм	Температура в °C	Состав				Относит. объем системы	Теплоемкость в %	
			в весовых %		в объемных %			расплав	газ
			расплав	газ	расплав	газ			
Поверхность	1,013	843,25	90,60	9,40	0,08	99,92	1155	82,84	17,76
0,02	6,37	917,91	90,62	9,38	0,48	99,52	184	82,86	17,74
0,1	27,9	983,98	90,64	9,36	1,81	98,19	47,9	82,98	17,02
0,25	68,2	1028,45	90,90	9,10	4,43	95,57	20,2	83,49	16,51
0,5	135,5	1063,96	91,40	8,60	8,73	91,27	10,3	84,32	15,68
1	268,5	1098,50	92,31	7,69	17,35	82,65	5,26	86,12	13,88
2	537	1131,67	93,83	6,17	33,76	86,24	2,76	89,00	11,00
5	1340	1163,59	97,01	2,99	71,45	28,55	1,35	94,32	5,68
10	2690	1179,87	98,46	1,54	88,77	11,23	1,105	97,00	3,00
20	5380	1190,85	99,44	0,56	96,74	3,26	1,024	98,90	1,10
40	10750	1200,00	100,00	0	100,00	0	1,000	100,00	0

происходит как за счет адиабатического расширения газа и перехода тепла в кинетическую энергию в самых верхних частях канала, так и от потерь тепла путем теплопередачи и излучения. На всем протяжении вулканического канала понижение темпе-

ратуры составляет 356,75°C, или примерно 30% от начальной температуры магмы.

В табл. 17 показаны изменения температуры в процессе движения магмы по каналу (по Л. К. Грейтону).

Таблица 17

Глубина в км	Потери в интервалах глубин в °С			Суммарное охлаждение в °С	
	От расшире- ния расплава	От выделения тепла	От расшире- ния газа	В интервалах глубин	Совокупно
Поверхность	0,005	0,044	74,62	74,67	356,75
0,02	0,018	0,09	69,95	66,06	282,08
0,1	0,04	0,82	43,61	44,47	216,02
0,25	0,06	1,57	33,89	35,52	171,55
0,5	0,13	2,81	31,59	34,53	136,03
1	0,26	4,77	28,14	33,17	101,50
2	0,84	10,32	20,76	31,92	68,33
5	1,43	4,73	10,12	16,28	38,41
10	2,94	3,25	4,79	10,97	20,13
20	5,97	1,88	1,31	9,16	9,16
40	5,97	1,88	1,31	9,16	9,16
Сумма	11,69	30,28	314,78	356,75	

Таблица 17 показывает сколь незначительно охлаждение системы расплав-газ только за счет одного расширения расплава, равное на всем пути движения 11,69°C. Потеря тепла от расширения расплава вызывает охлаждение смеси расплав-газ примерно на 0,3°C на 1 км подъема. Сравнительно небольшое охлаждение системы расплав-газ происходит за счет передачи тепла в окружающую среду, т. е. через стенки канала. Суммарное охлаждение за счет потери тепла на всем пути подъема составляет всего лишь 30,28°C. Охлаждение движущейся системы по вулканическому каналу происходит, главным образом, за счет расширения вулканических газов, выделение которых резко возрастает по мере подъема магматической массы, что хорошо иллюстрируется данными таблицы 16.

Следует отметить, что до момента резкого снижения давления магмы, т. е. до начала ее движения вверх по каналу, вулканические газы находятся в растворенном состоянии. Если на глубине 20 км в общей массе расплав-газ объем выделившегося газа составляет 3,26% (таблица 16), то на глубине 2 км этот объем возрастает до 66,24%, на глубине 1 км—88,65% и в 200 м ниже поверхности его объем составляет уже 99,52%. Эти данные показывают, что в процессе поднятия магмы резко меняется соотношение объемов расплава и газа. Эти объемы примерно равны на глубине порядка 3 км. Наибольшее выделение газа на единицу веса расплава или смеси происходит на

глубине до 2 км от поверхности. Объемное соотношение газа и расплава у поверхности земли составляет 99,92 к 0,08, или как 1249 к 1, и по весу, примерно, как 1 к 9 (таблица 16). Изменение объема и скорости подъема магмы представлено на той же таблице.

Резкое прогрессирующее возрастание объема магматической системы, который у поверхности увеличивается в 1155 раз по сравнению с его первоначальным объемом в исходном очаге, является мерилем потенциальной энергии этой системы и определяет в процессе подъема прогрессирующий характер перехода потенциальной энергии в кинетическую. Указанные расчеты приведены для магмы с содержанием летучих 9,4%. По расчетам Л. К. Грейтона, магматическая система в верхних частях вулканического канала приобретает огромную конечную скорость, часто превышающую скорость звука в воздухе, т. е. 330 м/сек. В частности, для магмы с содержанием летучих 9,4% конечная скорость в верхних частях канала оценивается в 500 м/сек. (8). При таких скоростях охлаждение в верхних частях канала может быть весьма существенным. В качестве примера, иллюстрирующего это положение, Л. К. Грейтон указывает, что наличием быстрого местного охлаждения следует объяснять появление при сильных извержениях огромного количества несветящегося пеплового материала из кратера вулкана при одновременном спокойном вытекании раскаленной лавы из боковых отверстий вблизи подошвы склонов вулканического конуса. Восходящий газ за счет адиабатического расширения не только резко охлаждается сам, но сильно понижает температуру окружающей среды. Это приводит к резкому возрастанию сопротивлений движению системы расплав-газ, при одновременном необычайно большом расширении объема всей этой системы, и огромной скорости движения при выходе из канала. Как указывает Л. К. Грейтон, «крайняя степень силы извержения в области кратера, вероятно, вследствие такой большой скорости подъема в верхней части канала и резкого возрастания вязкости, задерживает общее выделение и расширение газа. Вследствие такого торможения процесса сдерживаемая и накапливаемая энергия, наконец, внезапно освобождается, вызывая взрыв» (8).

Иными словами, огромные скорости движения системы расплав-газ за счет резкого возрастания объема и огромное повышение вязкости газо-магматической смеси в верхних частях канала приводит как бы к закупорке канала, что обуславливает в свою очередь накопление энергии, а затем ее высвобождение в виде взрыва.

Работу вулкана Л. К. Грейтон образно изображает в следующем виде: «вулкан действительно является как бы только разновидностью классической «тепловой машины» физики и термодинамики, подобно паровой машине, дизельному мотору или пушке. Для такой машины необходимы тепло и газ вместе с цилиндром

Глубина в км от отверстия жерла вулкана	Скорость движения системы расплав-газ в м/сек.					
	250	300	350	400	450	500
0	250	300	350	400	450	500
0,02	39,6	47,6	55,6	63,4	71,5	79,4
0,1	10,4	12,5	14,6	16,7	18,7	20,8
0,25	4,4	5,8	6,1	7,0	7,9	8,8
0,5	2,2	2,7	3,1	3,6	4,0	4,5
1	1,14	1,36	1,59	1,82	2,04	2,27
2	0,60	0,72	0,84	0,96	1,08	1,19
5	0,29	0,35	0,41	0,47	0,53	0,58
7,5	0,24	0,29	0,34	0,39	0,44	0,49
10	0,23	0,28	0,323	0,37	0,416	0,464
20	0,22	0,27	0,31	0,36	0,40	0,44
40	0,22	0,26	0,30	0,35	0,39	0,43

До глубины 10 км скорость движения магмы в зависимости от содержания летучих не превышает 0,5 м/сек. и на глубине 5 км в оптимальном варианте составляет всего 0,58 м/сек. Приведенные данные о деятельности вулканов позволяют нам путем приближенных расчетов проверить полученные значения скорости истечения вулканических газов и движения магмы в глубинных частях подводщего канала. Если исходить из зависимости между высотой подъема подброшенного вверх тела H и его начальной скоростью $W = \sqrt{2gH}$, то скорость истечения газа из кратера может быть приближенно определена по формуле $W_1 = 1,6\sqrt{2gH}$, где 1,6 — коэффициент, учитывающий скольжение камня в струе газа. Тогда при высоте подъема бомб и лапилли $H = 1500$ м, $W_1 = 1,6\sqrt{2 \cdot 9,81 \cdot 1500} \cong 275$ м/сек. Полученное значение скорости истечения газа из кратера удовлетворительно увязывается как с данными наблюдений В. И. Влодавца и Б. И. Пийпа, так и с таблицей 18.

Допустим далее, что газ выходит из кратера диаметром 200 м под атмосферным давлением. В этом случае количество вытекающего газа составит $Q = W_1 F$, где F — площадь сечения газовой струи при $D = 200$ м, равная $3,14 \cdot 10^4$ м²; $Q = 275 \cdot 3,14 \cdot 10^4 = 8,64$ млн. м³/сек., или 746 млрд. м³ газа в сутки.

Поскольку плотность магмы на глубине 20—40 км в 1155 раз выше плотности вулканических газов, выходящих из кратера, то для обеспечения такого расхода продуктов вулканической деятельности потребуется подток магмы в количестве $(746 \cdot 10^9 : 1155) 646$ млн. м³ в сутки, или 7465 м³/сек. Для пропуска такого количества магмы со скоростью 0,44 м/сек. на глубине 20—40 км потребуются трещины или каналы с минимальной суммарной площадью поперечного сечения, равной $F = \frac{Q}{W_1} = \frac{7460}{0,44} = 16970$ м², что равнозначно трубе внутреннего диаметра 150 м. Приближенное представление о работе вулкана можно получить на следующем

и поршнем или метательным снарядом. В вулкане тепло и газ доставляются снизу, стенки канала служат цилиндром, а масса магматического материала действует как поршень или снаряд. Энергией аппарата является тепло. Газ — только очень деятельный посредник; его главная и наиболее существенная роль — служить средой, при помощи которой тепловая энергия превращается в механическую» (8).

Охлаждение в верхней части канала, резкое возрастание вязкости расплава, в частности и за счет его кристаллизации, может привести к окончательной закупорке и прекращению работы вулкана. Однако, если закупорка оказалась недостаточно прочной, то возобновление работы вулкана обычно сопровождается взрывом. Косвенное представление о возможных масштабах давления в жерлах можно получить по внешнему эффекту работы вулканов.

Приведем описание одного из извержений Ключевской сопки, которое произошло в январе 1945 г. Это извержение, по В. И. Влодавец и Б. И. Пийп, протекало следующим образом: «С первых чисел декабря 1944 г. начинается постепенно усиливающееся извержение, которое 1 января 1945 г. достигает пароксизмальной силы. Столб извержения 1 января подымался до высоты 10 км над кратером; огромные бомбы выбрасывались взрывами на высоту до 1,5 км. Роем бомб был разрушен гребень кратера, а на северо-западном склоне выдалбливается долина (Шарра), по которой позже стекала лава. Потоки такой снеговой воды и грязи при температуре -30° спускаются на расстояние до 35 км. Огромная туча извержения, тяжело нагруженная пеплом, ушла далеко на северо-запад к Охотскому морю. Гул извержения был слышен на расстоянии до 250 км от вулкана».

Величина скорости движения магмы по вулканическому каналу от ее очага может быть вычислена. В зависимости от содержания летучих в магме конечная скорость может меняться в значительных пределах. Для кислой магмы с содержанием летучих 9,4% конечная скорость движения системы расплав-газ составляет 500 м/сек. Установлено, что по мере увеличения основности магмы содержание летучих в ней будет уменьшаться.

К сожалению, точных определений содержания летучих для различного состава магм не имеется. Поэтому считаем возможным задаться рядом конечных скоростей, меньших 500 м/сек., полагая, что при прочих равных условиях они будут отражать соответствующее уменьшение содержания летучих в магме. Расчет движения магматического расплава по каналу на различных его уровнях производится, исходя из конечных скоростей 250, 300, 350, 400, 450 и 500 м/сек.

В таблице 18 представлены результаты такого подсчета скорости движения магматического расплава по каналу на различных глубинах, сделанного на основании данных Л. К. Грейтона.

Как видно из данных, приведенных в этой таблице, скорость движения магмы от очага до глубины 2 км весьма незначительна.

простом примере. Допустим, что предельная скорость истечения газа из отверстия жерла вулкана или при переходе от верхней части подводного канала в чашу кратера составляет 400 м/сек., а давление в выходном сечении равно 5 атм.

Тогда кинетическая энергия газовой струи при истечении газа с предельной скоростью, выраженная в лошадиных силах на 1 кг газа, определится из уравнения:

$$N_1 = \frac{1 \cdot 400^2}{75 \cdot 2 \cdot 9,8} = 109 \text{ л.с./кг}$$

Мощность адиабатического расширения газа от $P = 5$ атм. до P_0 , равного атмосферному давлению, будет:

$$N_2 = \frac{1}{75} \cdot \frac{RT}{K-1} \left[1 - \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{K-1}{K}} \right]$$

где R — газовая постоянная рабочего тела (газа) в $\frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{кг} \cdot \text{с}}$

T — температура в $^{\circ}\text{К}$; K — показатель адиабаты.

$$N_2 = \frac{1}{75} \cdot \frac{50 \cdot 1000}{1,35-1} \left[1 - \left(\frac{1}{5} \right)^{\frac{1,35-1}{1,35}} \right] = 652 \text{ л.с./кг}$$

Общая работоспособность газовой струи $N = N_1 + N_2 = 761$ л. с./кг. Если принять секундный расход газа в 5000 кг, то работа вулкана определится в 3805000 л. с./кг сек., что при коэффициенте полезного действия, равном 0,4, соответствует по мощности электростанции в 1120 тыс. квт ($3,805000 \cdot 0,4 \cdot 0,736$).

Приведенные нами краткие сведения о деятельности и механизме работы вулканов показывают, что, несмотря на грандиозные масштабы вулканических процессов, в ходе преобразования магмы при ее движении по открытому каналу из глубинных слоев земной коры к поверхности давление, как правило, не превышает 10 тыс. атм. и только при мгновенной закупорке канала возможны резкие и очень большие скачки давления. Даже при допущении связи вулканов с более глубокими очагами магмы, находящимися на глубине 50—60 км, максимальные значения давления на любом участке магмоподводящего канала не превысят 15 тыс. атм., что также исключает синтез алмазов.

Такой вывод подтверждается отсутствием находок алмазов в изверженных породах, образовавшихся в результате работы вулканов. В равной степени этот вывод относится и к другим продуктам магмы, проникшим в осадочный чехол или на земную поверхность по открытым трещинам. В составе таких изверженных пород алмазы могут оказаться только в результате пересечения алмазонасной кимберлитовой трубки глубинными разломами и захвата алмазов потоком остывающей магмы.

Академик В. С. Соболев, касаясь проблемы происхождения алмазов, указал на неправильность подхода к определению давления в недрах земли только исходя из величины нагрузки вышележащих пород. По его мнению, образование на небольших глубинах таких минералов, как дистен, дает основание предположить на этих глу-

бинах наличие аномально высоких давлений, значительно превышающих давления, определяемые нагрузкой вышележащих пород. Постулируя возможность возникновения давлений, превышающих более чем в 10 раз горное давление, В. С. Соболев, однако, не приводит никаких фактических данных или доказательств возможности образования столь мощных аномальных давлений в условиях платформенного тектонического режима.

Нам представляется, что если можно допустить отклонения в величине давления в геосинклинальных областях при замыкании геосинклиналей, т. е. в условиях возникновения динамических нагрузок, то совершенно необъяснимо появление аномально высоких давлений в фундаменте платформы в зоне растяжения, т. е. в областях развития траппового магматизма. Объяснение процессов кристаллизации ряда минералов, требующих высокого давления, на рассматриваемой территории, видимо, нужно искать в динамических нагрузках, возникших при замыкании существовавших здесь геосинклинальных систем докембрия. До сих пор практически не изучен вопрос о естественных катализаторах, которые несомненно играют большую роль в снижении требований к условиям термодинамической обстановки, необходимой для образования алмазов, гранатов и других минералов, образующихся при высоком давлении и температуре. Если подойти к определению давления в подкоревой массе (ниже поверхности Мохоровичича), исходя из теории изостатического равновесия, то порядок величины давления окажется близким к указанному Л. К. Грейтоном.

Нам представляется, что давление, равное 10—11 тыс. атм на глубине 40 км, можно принять в качестве величины, близкой к действительному нормальному давлению на этой глубине.

О величинах давления в базальтовом слое и в подкоревой массе можно судить исходя из следующих соображений. При самых благоприятных условиях образование алмазов, даже в присутствии катализаторов, может происходить при давлениях не ниже 45—50 тыс. атм. Известно также, что наиболее распространенный спутник алмаза — пироп кристаллизуется в интервале давлений 25—30 тыс. атм. (по М. Г. Гоникбергу) и при давлениях 15—17 тыс. атм. (по В. С. Соболеву). Если бы такие давления были возможными в верхних частях перидотитового слоя, то наблюдалось бы массовое распространение пироба во всех интрузиях ультраосновного состава. Однако в природе этого не наблюдается. Рассуждая с тех же позиций, следовало бы ожидать и равномерного насыщения алмазами всех фациальных разновидностей кимберлитовой магмы. Но таких щедрых даров природы мы, к сожалению, не получаем. Нам представляется, что в наличии сравнительно небольших давлений в базальтовом слое и в верхней части подкоревой массы лежит причина невозможности образования алмазов, если даже допустить там присутствие свободного углерода. Этим и объясняется столь малая распространенность алмазов в природе. Кристаллизация углерода происходит только

при особых обстоятельствах, при которых на какие-то короткие промежутки времени в локальных участках возникают необходимые огромные давления порядка 45—50 тыс. атм. и больше, на чем мы остановимся несколько дальше.

Исключительность условий, необходимых для образования алмазов, усиливается еще и необходимостью наличия свободного углерода, ибо на глубине 20—50 км магма в качестве источника последнего, в нашем представлении, должна быть исключена.

Что же касается пиропов, то, как указывалось выше, давления, необходимые для их образования, почти в два раза меньше давлений, требуемых для кристаллизации углерода в алмаз. Естественно, что для образования пиропов необходимые условия возникают значительно чаще и поэтому они имеют более широкое распространение, чем алмазы. Отсюда следует, что нахождение пиропов не всегда ведет к обнаружению месторождений алмазов.

Приведенные выше соображения косвенным образом подтверждают правильность принятого указанного выше порядка давлений на больших глубинах, при которых образование алмазов невозможно. Тем не менее отдельные кимберлитовые трубки содержат различные концентрации алмазов, и этот непреложный факт требует своего объяснения. Следовательно, источник образования алмазов нужно искать не в таинственном, извечно существующем кимберлитовом слое в мантии земной коры, а где-то ближе к поверхности в каких-то особых «лабораториях» природы.

Нами уже указывалось, что образование трубок взрыва приурочено к заключительным этапам траппового вулканизма, для которых характерны свои особенности, обуславливающие специфичность вулканических проявлений.

Как известно, в условиях платформ общая мощность гранитного и базальтового слоев достигает 40 км, из которых 8—12 км приходится на долю гранитного слоя. В процессе развития земной коры может происходить нарастание ее мощности в отдельных участках (крупные поднятия) и, наоборот, резкое ее сокращение на других (крупные впадины), что в свою очередь, обуславливает развитие структурных форм осадочного чехла. Экзогенные структурные формы осадочного чехла, возникающие за счет проявления гравитационного эффекта (соляные купола и другие структурные формы аналогичного типа) карста и т. д. в данном случае не учитываются.

В тех случаях, когда дизъюнктивные процессы мало интенсивны, а осадочный чехол достаточно мощный и пластичный, разломы и трещины (фундамента) не всегда распространяются в осадочную толщу. Непроницаемость покрывки и ее плотность, увеличивается, если чехол располагается на склонах, где проявляется горизонтальная составляющая гравитационного эффекта.

В период затухания вулканической деятельности на платформе проницаемость земной коры весьма незначительна, в том смысле, что в это время происходит закрытие трещин в осадочном чехле

и здесь на больших участках возникают напряжения сжатия. В это время трещиноватость сильно уменьшается как по масштабам зияния трещин, так и по глубине их проникновения в земной коре. В таких условиях движение магмы является затрудненным. Силы сопротивления при движении потока магмы заметно возрастают, что обуславливает ее замедленное продвижение по трещинам. В этой обстановке создаются благоприятные условия для выделения и опережающего движения газов из магматического расплава. При определенных условиях вулканические газы и небольшие объемы магматического расплава неизбежно будут собираться в локальных очагах под осадочным покровом или внутри последнего, если дизъюнктивы проникают на некоторую глубину внутрь этого покрова. Образование таких очагов естественно может происходить как непосредственно над дизъюнктивами, так и в стороне от них, если этому будет способствовать благоприятная геологическая обстановка. Таким образом, мы полностью присоединяемся к точке зрения Л. Н. Леонтьева и А. А. Каденского по вопросу о возможности образования локальных (сателлитных) магматических очагов, именуемых камерами взрыва, но по разному оцениваем роль и работу этих камер.

Известно, что трапповый магматизм в пределах Сибирской платформы в типичных формах его проявления характеризуется различного типа интрузиями (пластовыми, секущими) и различного типа проявлениями эффузивной деятельности (покровы различного характера). Наличие пластовых интрузий показывает, что трещины, т. е. расколы земной коры, не всегда доходили до земной поверхности. В этих случаях двигавшийся вверх магматический расплав на определенных глубинах встречал препятствие в виде плотного осадочного покрова. Направление дальнейшего движения расплава определялось в зависимости от соотношения напряжений в толще прорываемого осадочного покрова, которое в свою очередь контролируется тектоническим режимом зоны прорыва (сжатие, растяжение).

В связи с этим мы вынуждены, хотя бы в общих чертах, рассмотреть основные условия образования трещин в горных породах под высоким давлением жидкой магмы и выделяющихся из нее газов. По аналогии с хорошо изученными явлениями гидравлических разрывов в глубоких скважинах можно считать установленным, что трещины, возникающие в осадочном чехле, в результате такого лавового разрыва также располагаются в плоскости, перпендикулярной наименьшему главному напряжению. Так, если наименьшее главное напряжение будет вертикальным, т. е. представляющим величину горного давления, плюс сопротивление пород разрыву по плоскостям напластования, то трещины будут распространяться по горизонтальному направлению. В случаях лавового разрыва пластов, в которых горизонтальное напряжение является наименьшим (зоны растяжения), трещины в основном будут ориентированы по вертикали.

Давление разрыва, необходимое для образования трещин, зависит от прочности пород, величин горного давления, наименьшего главного напряжения и в меньшей степени от вязкости агента, под воздействием которого происходит образование трещин. Лавовый разрыв горных пород с образованием горизонтальных трещин обычно требует давлений, немного превышающих величину горного давления ($2,2\text{--}2,5 \text{ кг/см}^2$ на каждые 10 м глубины). Исключения составляют разрывы пластов, залегающих под аркой свода из твердых пород, частично разгружающего эти пласты, где трещины могут возникнуть и при давлении меньшем, чем горное.

В зоне растяжения образование вертикальных трещин на большой глубине чаще всего происходит при давлениях, не превышающих $0,7\text{--}0,8$ величины горного давления. В твердых, крепко сцементированных породах, с временным сопротивлением на разрыв до $120\text{--}180 \text{ кг/см}^2$ (доломиты, известняки и др.), залегающих на глубине $600\text{--}1000$ м и не испытывающих сколь угодно значительного сжатия или растяжения, вертикальные трещины образуются при тех же давлениях, что и горизонтальные. В аналогичных случаях при еще меньших глубинах образование вертикальных трещин в твердых породах не будет иметь места, как только сумма горизонтальной составляющей горного давления и предела прочности породы на разрыв превысит величину горного давления.

В этом легко убедиться на следующем примере. Допустим, что породы средней прочности, с временным сопротивлением разрыву в направлении, перпендикулярном напластованию, 70 кг/см^2 залегают на глубине 300 м. Величина горного давления на этой отметке не превышает 65 кг/см^2 , а наименьшее значение его горизонтальной составляющей или, иначе говоря, боковое давление, определяется в $0,4 \text{ кг/см}^2$ на 10 м глубины и при общей глубине 300 м составляет 12 кг/см^2 . Следовательно, для образования вертикальных трещин потребуется усилие не менее 82 кг/см^2 , в то время как для разрыва по слоям напластования пород оно будет не выше $65\text{--}70 \text{ кг/см}^2$. Если в пласте, залегающем на небольшой глубине, имеются мелкие локальные трещины вертикального направления, то в начальный момент лавового разрыва такие трещины могут расширяться и расти, но, дойдя до контакта пород по напластованию, в силу указанных соотношений главных напряжений они должны распространяться по горизонтали.

В горных породах осадочного чехла с высокой пластической деформацией таких, как глины, мягкие аргиллиты и сланцы, а на большой глубине — соль, образование трещин не происходит.

В тектоническом плане, применительно к структурам различного порядка, приведенные положения механики могут быть сформулированы следующим образом.

1. На структурах, где осадочная толща определенной мощности испытывает тектоническое сжатие, под действием поступающих снизу магмы и газов должны возникать горизонтальные тре-

щины. При этих условиях давление лавового разрыва обычно только незначительно превышает величину вертикального горного давления. В таких зонах сжатия проникновение магмы приведет к образованию пластовых интрузий и силлов.

2. В зонах осадочного чехла с ослабленными горизонтальными напряжениями, т. е. испытывающими растяжение, трещины должны иметь вертикальную ориентацию. В таких зонах, в направлении, соответствующем региональному полю напряжений, будут образовываться дайки, а при больших притоках подвижной высокотемпературной магмы — эффузивные покровы.

Возвращаясь к вопросу об образовании очагов взрыва в алмазонских районах Сибирской платформы, принимаем глубину их заложения в пределах $2\text{--}5$ км от земной поверхности того времени. Давление и начальная температура магматического расплава на этих глубинах составляют соответственно $540\text{--}1340$ атм. и $1130\text{--}1160^\circ\text{C}$ (табл. 16). Условимся, что такие очаги, для которых затруднена связь с глубинными источниками магмы, могут возникать только в зонах тектонического сжатия. Следовательно, взаимодействие магмы с вмещающими породами должно привести к образованию пластовой интрузии. Одновременно с этим процессом будет происходить и формирование свода за счет уплотнения и пластического перемещения горных пород под действием расплавленной магмы и горячих газов.

Возможен и другой вариант начального формирования камеры, когда вязкая магма вместо того, чтобы распространяться вширь в виде пласта, выгибает вышележащие слои и принимает форму лакколита. В этом случае дальнейшее развитие очага и взаимодействие магматического материала с вмещающими породами и заполняющими их флюидами активизируется по мере поступления больших порций горячих газов. Естественно предположить, что в такой создаваемой природой полусфере или даже близкой к полумячи форме очага на первом этапе его развития в отдаленных периферийных участках произойдет остывание магмы, которая цементирует разорванные вмещающие породы и затруднит их дальнейшее расслоение. При этом допущении сферическая или близкая к цилиндрической конструкция очага может выдерживать более высокие давления, чем принятый за исходную величину напор магматического расплава. Такие повышенные давления могут возникнуть при «сильном разгазировании» магмы в верхней части питающего канала, т. е. при уменьшении общего веса столба смеси расплав-газы.

Допустим, что в силу названных причин давление в очаге, залегающем на глубине 5 км, повысилось до $P_2 = 4000 \text{ кг/см}^2$. Допустим также, что мощность близкого к сферическому свода составляет 50 м, а его наружный и внутренний радиусы соответственно равны $R_1 = 150$ м; $R_2 = 100$ м, причем $R = R_2$. Наружное давление, в основном определяемое весом перекрывающих очаг горных пород, принимается $P_1 = 1300 \text{ кг/см}^2$. Тогда по аналогии

с расчетами толстостенных сосудов ориентировочную наибольшую величину напряжений в стенке свода можно определить из уравнения:

$$\sigma = + \frac{P_2 R_2^3 - P_1 R_1^3}{R_1^3 - R_2^3} + (P_2 - P_1) \frac{R_1^3 \cdot R_2^3}{2R^3(R_1^3 - R_2^3)} = \frac{4 \cdot 10^8 \cdot 10000^3 - 13 \cdot 10^8 \cdot 15000^3}{15000^3 - 10000^3} + (4000 - 1300) \cdot \frac{15000^3}{2(15000^3 - 10000^3)} = -163 + 1920 = 1755 \text{ кг/см}^2$$

Возникает вопрос, в состоянии ли горные породы выдержать такое разрывающее усилие. Имеющиеся данные по механике горных пород (Л. А. Шрейнер, 1950) позволяют ответить на этот вопрос положительно и, вместе с тем установить, что в условиях расчета дальнейшего, хотя бы незначительное повышение давления системы магма-газ приведет к разрушению свода из карбонатных пород. В условиях атмосферного давления прочность горных пород на сжатие составляет: для габбро 1200—1600 кг/см²; для сливных песчаников (кварцитов) 3000—5000 кг/см²; для плотных известняков и доломитов до 2600 кг/см²; для аргиллитов до 2000 кг/см²; для базальтов до 5000—6000 кг/см². Установлено, что в условиях высокого всестороннего сжатия механические свойства горных пород резко повышаются. Так, в среде с давлением 25 тыс. атм. для разрушения кварца нужно приложить давление, равное 150000 кг/см², а прочность известняка на сжатие при гидростатическом давлении 10000 атм. достигает 13000 кг/см².

Можно полагать, что в условиях повышенной под воздействием магматического очага температуры и при внешнем давлении 1300—1500 атмосфер прочность горных пород в среднем увеличивается в 5—6 раз. В этом случае сопротивление разрыву возрастает до 0,10—0,13 от сопротивления сжатия. Отсюда следует, что если в рассматриваемом примере свод будет сложен плотными карбонатными породами, то полученное напряжение 1755 кг/см² для таких пород будет близким к критическому. Если же свод образован базальтовым силлом, то при давлении 4000 атмосфер и при тех же расчетных параметрах он еще сохранит значительный запас прочности. Вместе с тем рассмотренный пример показывает, что в пределах осадочного чехла, как и в пограничной зоне фундамента платформы, даже в исключительно благоприятных условиях залегания очага нельзя обеспечить длительное поддержание давлений, превышающих 4000—10000 атмосфер (в зависимости от глубины).

Опираясь на изложенные факты и положения, можно сделать вывод, что на всем огромном пути возможного движения магмы по трещинам и разломам, начиная от раздела Мохоровичича до поверхности земли, давления, необходимые для синтеза алмазов, нигде не возникают. Нет их и в гипотетической области развития ультраосновного кимберлитового слоя мантии земной коры.

Неменьшие затруднения вызывает и решение вопроса о получении свободного углерода за счет внутренних реакций магмати-

ческого расплава. Как известно, восстановление углерода из ювелирной углекислоты по обратимой реакции Будуара $\text{CO}_2 + \text{C} \rightleftharpoons 2\text{CO}$ возможно только в газовой фазе этих соединений, которая на глубине 30—40 км отсутствует, поскольку все газы растворены в магме. Кроме того, указанная реакция имеет двоякую направленность: с ростом давления повышается содержание CO_2 , а при повышении температуры резко увеличивается количество CO (19).

Таким образом, в распоряжении исследователей остается единственный путь к объяснению образования алмазов, и этот путь неизбежно приводит к уже рассматривавшимся локальным очагам или камерам взрыва, расположенным в зоне распространения органического углерода.

Если в таких локальных очагах будет доказано присутствие свободного углерода и возможность возникновения нарастающих по силе взрывных реакций газовых смесей, то в первом приближении задачу естественного синтеза алмазов можно считать решенной. При этом мы особо подчеркиваем, что под взрывом в данном случае понимается соответствующее понятию детонации мгновенное сгорание взрывчатой смеси, сопровождающееся резким кратковременным скачком давления и общим повышением температуры среды. Как известно, детонацией называется быстрое (от 2 до 8 км/сек.) распространение химического превращения вещества, сопровождающееся выделением тепла. Повышение давления увеличивает скорость детонации в газовой смеси, а следовательно, увеличивает и давление взрыва. Повышение температуры при постоянном давлении незначительно уменьшает скорость детонации.

Рассмотрим возможности образования различных взрывчатых смесей в камерах взрыва как за счет продуктов преобразования магмы, так и за счет газов, поступающих из комплекса осадочных пород. К числу взрывчатых газовых смесей, которые могут образоваться в очаге, относятся гремучий газ и различные концентрации смесей CO , H_2 , O_2 , C , OH с возможным участием CH_4 , C_2H_2 , сероуглерода и других соединений. Тепловой эффект реакций между углеродом, водородом и кислородом показан в табл. 19.

Сухой гремучий газ, состоящий из смеси двух объемов водорода с одним — кислорода в среде высокого давления взрывается при температуре выше 1000°C. В присутствии даже минимальных количеств (следов) водяных паров гремучий газ в закрытом сосуде взрывается при температуре порядка 600°C и при давлении, близком к атмосферному. Скорость распространения взрыва смеси, состоящий из 67% H_2 и 33% O_2 равна 2820 м/сек. С повышением плотности среды она возрастает до 4000—8000 м/сек. При таких скоростях распространения взрыва давление может достигать огромных величин (до 100000 атмосфер и более). Величину давления можно приближенно определить из формулы, непосредственно связывающей скорость детонации или распростра-

Таблица 19

Реакция	Тепловой эффект ккал.	Реакция	Тепловой эффект ккал.
$2C + O_2 \rightarrow 2CO$	+52,8	$CO + 3H_2 \rightarrow CH_4 + H_2O$ (пар)	+57,8
$2CO + O_2 \rightarrow 2CO_2$	+135,2	$2CO \rightarrow CO_2 + C$	+41,2
$C + O_2 \rightarrow CO_2$	+94,0	$2H_2O + 2C \rightarrow CH_4 + CO_2$	-3,5
$2H_2 + O_2 \rightarrow 2H_2O$ (пар)	+115,6	$C + 2H_2 \rightarrow CH_4$	+17,9
$CO + H_2O \rightarrow H_2 + CO_2$	+9,8	$H_2 + 2C \rightarrow C_2H_2$	-57,1
$2H_2 + CO_2 \rightarrow 2H_2O + C$	+21,6	$CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O$	+192,0
$2CO + 2H_2 \rightarrow CH_4 + CO_2$	+59,1		

нения взрывной волны с давлением взрыва данной смеси в замкнутом объеме (по Я. Б. Зельдовичу, 1944).

$$P \text{ взрыва} = \frac{D^2}{4,44 \cdot V_0},$$

где D — скорость детонации — см/сек, P — давление дина/см², V_0 — удельный объем газа — см³/г. Примем $D = 6,10^5$ см/сек. Удельный объем наиболее вероятного состава смеси газов в очаге при давлении около 2000 атм. будет:

$$V_0 = \frac{1}{\rho}; \rho = 1 \text{ г/см}^3; \frac{1}{\rho} = 0,1 \text{ см}^3/\text{г}; \text{ тогда } P \text{ взрыва} = \frac{36 \cdot 10^{10}}{4,44 \cdot 1} = 8,1 \cdot 10^{10} \text{ дин/см}^2 \cong 81 \text{ тыс. атм.}$$

Близкие результаты дает расчет и по формуле (1 а, стр. 247). $P = 0,25 \rho D^2$, где ρ — плотность газовой смеси в г/см³, а все остальные обозначения те же. Для принятых условий

$$P = 0,25 \cdot 1 \cdot 36 \cdot 10^{10} = 9 \cdot 10^{10} \text{ дин/см}^2 \cong 90 \text{ тыс. атм.}$$

Под критическим пределом взрыва обычно понимается или температура, выше которой (при постоянстве давления) может возникнуть самовоспламенение, или давление, превышение которого (при постоянстве температуры) приводит к взрыву. При постоянном давлении критическая температура смеси, при которой произойдет взрыв, определяется по формуле (11).

$$T_1 = \frac{E}{2R} - \sqrt{-\frac{T_0 E}{R} + \frac{E^2}{4R^2}}, \text{ где}$$

E — энергия активации реакции; T_0 — постоянная температура среды, в которой происходит реакция. Если принять $T_0 = 700^\circ K$, $E = 50000$ калорий, $R = 2$ кал./градус, то критическое значение температуры взрыва составит $720^\circ K$.

В случаях, когда T_0 мало, по сравнению с $\frac{E}{R}$, можно допустить, что $T_1 \cong T_0 + \frac{RT_0^2}{E}$.

Для принятых нами условий это также составит $720^\circ K$. При не-

которых допущения условия возникновения теплового взрыва, по Н. Н. Семенову, описываются следующим уравнением:

$$\ln \left(\frac{P_{кр}}{T_0} \right) = \frac{E}{2RT_0} - \frac{1}{2} \ln \frac{eQV_0^2 E}{AR} = \frac{E}{2RT_0} + \text{const.}$$

Это уравнение устанавливает зависимость между критическим давлением взрыва ($P_{кр}$), температурой резервуара (T_0) и тепловой энергией активации (E). Качественная характеристика критических пределов взрыва по формуле Н. Н. Семенова приведена на рис. 20, где показанная штриховкой площадь вправо от кривой соответствует области теплового взрыва. Вместе с тем, как отмечает В. Иост (11), в ряде случаев наблюдаются взрывы, критические условия которых не находят исчерпывающего объяснения в теории (рис. 21).

Водородно-кислородные смеси взрываются при содержании водорода от 6 до 95% (объемных). При взрыве происходит значительное повышение температуры (до 2800°). В классическом виде взрывная реакция гремучего газа протекает по уравнению $2H_2 + O_2 = 2H_2O + 136,74$ к/калорий; при других пропорциях кислорода и водорода возможны и другие соотношения молекул с образованием разветвленных цепей. Отмечается, что в присутствии двуокиси углерода температура воспламенения водородно-кислородной смеси повышается (II).

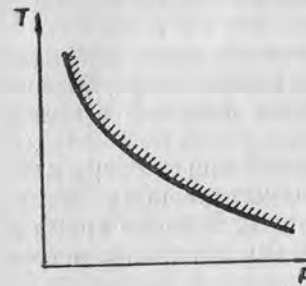


Рис. 20. Взрывные пределы при тепловом взрыве

Оксид углерода в смеси с кислородом также взрывается с большой силой. Температура и давление взрыва зависят от содержания в смеси CO_2 , H_2 и других компонентов. Как указывает В. Иост: «...Горение окиси углерода во многом похоже на горение водорода. Область взрыва совершенно аналогич-

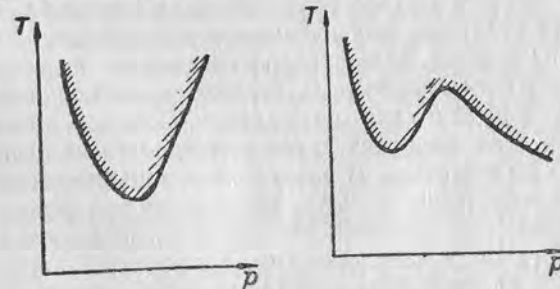


Рис. 21. Наблюдаемые пределы взрывов, не объясняемые теорией тепловых взрывов.

на области взрыва гремучего газа и лишь сдвинута относительно нее на ~ 100 — 150° в сторону более высоких температур. Нижний предел взрыва лежит, однако, при несколько более высоких давлениях, чем при взрыве гремучего газа. Бросается в глаза большая чувствительность реакции окисления СО к малым количествам водяного пара. Совершенно сухая смесь СО и O_2 реагирует очень медленно, малые же количества воды сильно ускоряют реакцию» (11).

Скорость детонации, сопровождающейся выделением тепла, для смеси из 67% СО и 33% O_2 при давлениях, близких к атмосферному, составляет 1820 м/сек., а для смеси 25% CN_4 и 75% O_2 — 2170 м/сек. Исследованиями Я. Б. Зельдовича и других советских и зарубежных ученых установлено, что многие газовые смеси СО— O_2 , CS_2 — O_2 и другие детонируют по так называемому спиновому режиму. При этом режиме воспламенение происходит только в небольшой части пространства, заполненного взрывчатой смесью, и распространяется по спирали, если взрыв или воспламенение происходят в резервуаре удлиненной формы или в трубе.

В целом нужно отметить, что граничные условия тепловых взрывов в области высоких температур и давлений изучены еще очень слабо, хотя возможность таких взрывов доказана и никем не оспаривается (1а, 11, 12а, 17, 19).

При изучении скорости химических реакций при высоких давлениях установлено, что в мономолекулярных реакциях изменение давления не сказывается на их скорости. В то же время в бимолекулярных — скорость пропорциональна давлению, в тримолекулярных — квадрату давления и т. д.

Приведенные данные указывают на возможность возникновения реакций с очень большими скоростями, а следовательно, и очень большими давлениями взрывной волны. В связи с изложенным следует отметить, что для достижения температуры и давления, необходимых при получении искусственных алмазов, алмазный союз Ашера в Нидерландах применяет взрывчатые вещества (Э. Гибелин, 1961).

Остается решить вопрос об источниках водорода, кислорода, метана, окиси углерода, как главных составляющих газовых смесей в камерах взрыва. Известно, что в составе ювенильных вулканических газов основную роль играют сернистые газы, углекислота, окись углерода и некоторые другие. Водород, метан и кислород в составе вулканических газов встречаются не всегда и в незначительных количествах. В разделе, посвященном нефтегазоносности, нами рассмотрены условия накопления водорода и углерода в зонах прогрева при условии, что эти зоны образуются в осадочном чехле, богатом углеводородами. Кроме того, водород может накапливаться за счет диссоциации воды и других соединений, содержащих водород. Он может высвободиться также и при взаимодействии окиси углерода с водой по реакции:



С повышением давления в этой реакции выход водорода увеличивается. Таким образом, в очагах взрыва накопление водорода может происходить за счет различных источников, из которых на первом этапе взрывных процессов главным следует считать разложение метана, а на завершающем (после разогрева очага) — диссоциацию водяных паров.

Одним из вероятных источников получения свободного кислорода могут служить и осадочные породы, где в ходе радиохимических реакций происходит разложение воды и других соединений (27). Среднее содержание радиоактивных элементов в горных породах осадочного комплекса обычно не превышает 0,005%. Если в таких породах имеется 20% воды, то за 1 млн. лет в результате диссоциации этой воды в каждом кубометре породы образуется 20—30 л. кислорода и 40—60 л. водорода. При неравномерном распределении радиоактивных элементов в массе пористого водонасыщенного пласта количество свободных O_2 и H_2 будет меньшим, но все же заслуживающим внимания в качестве материала для взрывных процессов.

Кроме того, некоторое количество кислорода может быть получено и из самой магмы при восстановлении Fe_3O_4 и Fe_2O_3 в FeO , но этот процесс протекает только при температуре выше $1000^\circ C$ (27). При повышении температуры в очаге до 2500 — $2600^\circ C$ источником свободного кислорода становятся водяные пары, проникающие сюда из осадочной толщи. С этого момента интенсивность взрывных процессов резко возрастает и завершается прорывом осадочного чехла и формированием трубки взрыва. В целом, по сравнению с водородом, получение свободного кислорода, по-видимому, более затруднено, но это компенсируется его меньшим объемным содержанием в большинстве взрывчатых смесей. Метан и другие, образующие взрывчатые смеси, гомологи этого ряда, хотя и будут диссоциировать на углерод и водород, но, по крайней мере, на первых этапах развития очага сохранятся в достаточном количестве. Такой вывод вытекает из физико-химических условий горения и крекинг-процессов. Окись углерода, интересующая нас как вероятный участник взрывной деятельности очага, также должна образовываться в результате сложных и многообразных реакций обмена между углеводородами и при химических реакциях взрывов. Поскольку другие возможные компоненты взрывчатых смесей CS_2 , H_2S и другие могут присутствовать в очагах в относительно малых количествах, источники их получения нами не рассматриваются.

Водяные пары, продукты разложения которых должны сыграть важную роль при разрушении очага и способствовать образованию трубки взрыва, присутствуют в осадочном чехле в количествах, обеспечивающих серию взрывов огромной мощности через очень короткие промежутки времени.

В свете изложенных представлений, процесс развития очага и образования диатремы можно представить в следующем плане и последовательности.

После заложения спутникового очага в базальных слоях осадочной толщи или в пограничной зоне фундамента, в нем скапливаются ультраосновной расплав и вулканические газы с объемным преобладанием последних. В условиях высокого давления и температуры в системе расплав-газ между магматической средой и флюидами, интенсивно подтекающими к очагу из пород осадочного чехла, происходят химические реакции, в результате которых возникают взрывчатые смеси и свободный углерод органического происхождения. Вначале тепловые взрывы (самовоспламенение) носят локальный характер и распространяются на отдельные ограниченные участки очага. На этой начальной стадии взрывных процессов происходит обогащение магмы свободным углеродом и общее повышение температуры очага за счет суммарного теплового эффекта в целом преобладающих экзотермических реакций (табл. 19). По мере нарастания температуры химические реакции становятся более интенсивными, а взрывы более мощными. На этой стадии развития объем очага, по-видимому, увеличивается, и площадь контакта с вмещающими породами расширяется. На завершающей стадии, после того, как в результате предшествующих взрывов, температура очага повысится до 2300—2800°C, основным источником энергии становится гремучая смесь. Эта смесь в основном образуется за счет диссоциации водяных паров, поступающих из осадочной толщи, на кислород и водород. Взрывное действие гремучего газа наиболее сильно проявляется в верхней части камеры взрыва, где скапливается основная масса газа, что постепенно приводит к разрушению свода и перекрывающих его горных пород.

Нам представляется, что на заключительной стадии прорыва, учитывая концентрацию газов в присводовой части, может иметь место и проявление кумулятивного эффекта взрыва.

Перейдем теперь к рассмотрению вопроса формирования трубчатого канала или собственно диатремы. Прежде всего отметим, что как в процессе формирования очага, так и его развития происходило прогрессирующее выгибание перекрывающих слоев горных пород, в которых возникали растягивающие усилия. Исходя из объема кимберлитовой массы, заполняющей трубки взрыва, можно полагать, что амплитуда подъема (выгибания) горных пород была значительной и что напряжения растяжения распространялись вверх на большое расстояние вплоть до самых верхних пластов осадочной толщи. Наличие таких растягивающих напряжений создает благоприятные условия для образования вертикальных трещин и для прорыва газов на поверхность. Еще более благоприятные условия возникают при очередном воздымании структурного яруса, в пределах которого располагаются камеры взрыва. В последнем случае прорыв газов может произойти и при давле-

ниях значительно меньших, чем горное давление. В связи с этим обращает на себя внимание приуроченность кимберлитовых трубок взрыва к зонам дизъюнктивных нарушений осадочного чехла, вызванных тектоническим растяжением. Факт начального прорыва именно газовой фазы является бесспорным. В пользу такого вывода свидетельствует присутствие больших количеств газа в зоне очага, его высокая подвижность и энергия, а также округлая или близкая к ней форма трубок взрыва. Образование трубчатых каналов под преобладающим воздействием газового потока можно наблюдать в природе на примере так называемых грязевых вулканов. Как известно, эти вулканы, кроме названия, ничего общего с вулканической деятельностью и проявлениями магматизма не имеющие, часто достигают больших размеров, а для первой эксплозивной стадии их деятельности характерны мощные выбросы газа, твердых обломков пород и грязи.

Конусы таких вулканов на местности нередко возвышаются на 200—400 м, при диаметре основания 2—3 км, площадь сопочных покровов достигает 1000 и более гектар, а количество выброшенной брекчии иногда превышает 0,5 км³. Известны грязевые вулканы и в виде плоских шитообразных возвышенностей, слегка приподнятых над окружающей местностью (г. в. Ахтала в Грузии). В качестве иллюстрации приведем два описания извержений грязевых вулканов*. «... 1) Извержение на о-ве Глиняный 13 ноября 1926 года. В 21 ч. 45 м. послышался сильный подземный гул до извержения, периодически ощущались подземные толчки, затем произошел взрыв, поднялся огненный столб высотой 100 м, происходило энергичное выбрасывание грязевой массы и оплавленных полых «бомбочек» на расстояние до 15 км от вулкана. После извержения при подъезде к острову рельефно обрисовывалась серая масса грязи, опустившаяся с высшей точки острова в северо-восточном направлении... 2) Извержение на о-ве Лось 8 февраля 1923 г. Извержение произошло в 16 ч. 37 м., а в 7 час. 10 февраля еще горел огонь. Извержение относится к сильнейшим, на что указывали зияющие трещины, громадные выбоины, поднятие южной части острова и интенсивное действие сольз. При извержении было выброшено 275000 м³ массы...».

В тектоническом плане грязевые вулканы приурочены к узлам пересечений систем складок и в большинстве случаев связаны с антиклиналями криптодиapiroвого строения. Доказано, что наличие газа, являющегося основным фактором формирования вулкана, объясняется приуроченностью этого типа вулканов к нефтегазоносным провинциям. Глубина прорыва осадочной толщи в момент возникновения вулкана изменяется в широких пределах от 500—600 м до 4 и более километров.

* Ю. А. Косыгин. Основы тектоники нефтеносных областей, Гостехиздат. 1952.

В нашем случае как ювенильные газы очага, так и участвующие в процессе газы осадочной толщи обладают несравненно большей энергией (температура, давление), чем газы, участвующие в образовании грязевых вулканов. Что же касается количества этих газов к моменту прорыва очага, то оно по меньшей мере сопоставимо с объемами газа из залежи, выбрасываемыми грязевым вулканом.

Дальнейшее развитие трубчатого канала диатремы, диаметр которого иногда достигает 400—500 м, зависит от целого ряда приводящих факторов и требует дополнительного изучения в конкретных условиях геологической обстановки. При этом должны особо учитываться интенсивность подтока магмы, поступающей в очаг после его прорыва, количество ювенильных газов, выделяющихся из этой магмы, наличие и интенсивность притоков воды и газа из вмещающих пород осадочного комплекса, физические свойства этих пород, направление наименьших главных напряжений и некоторые другие особенности. Отметим также, что после прорыва очага, сопровождающегося резким понижением давления, приток газов по питающему магматическому каналу становится более интенсивным и может вызвать привнос обломков (ксенолитов) из слоев фундамента, залегающих под очагом.

Окончательное решение всего многообразия вопросов, вытекающих из различия в морфологии кимберлитовых трубок взрыва, в том числе и деталей строения сложных трубок (типа «Удачной», «Комсомольской-Магнитной», «Чомур» и др.) должно опираться на более полный фактический материал и требует объединенных усилий широкого круга специалистов различного профиля и направления.

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ

Выше мы рассмотрели геологическую обстановку и возможные геологические процессы, которые должны учитываться при любом построении механизма образования кимберлитовых трубок взрыва и синтеза алмазов. В свете материалов, изложенных в настоящем исследовании, нам представляется, что к числу доказанных необходимо отнести следующие положения.

1. Коренные месторождения алмазов связаны исключительно с кимберлитовыми трубками.

2. Алмазы отсутствуют в интрузивных кимберлитах, выполняющих трещины, т. е. в дайках и жилах. Они также отсутствуют и в других ультраосновных породах, как эффузивного, так и интрузивного облика.

3. Жерловая фация кимберлитовых пород насыщена алмазами неодинаково. Кимберлитовые трубки с содержанием алмазов в промышленных концентрациях очень редки. Значительно чаще встречаются кимберлитовые трубки, содержащие единичные кристаллы алмазов.

4. Обычным спутником алмазов является пироп. Однако, наличие пироба в кимберлитах не всегда сопровождается присутствием алмазов. В кимберлитовых трубках пиропы имеют более широкое распространение, нежели алмазы.

5. Искусственный синтез алмазов показывает, что кристаллизация углерода в алмаз достигнута только в условиях хотя бы кратковременной устойчивости термодинамической обстановки для алмазов (рис. 4). Минимальные давления, при которых получены искусственные алмазы, превышают 50 тыс. атм. Искусственным путем пироп синтезирован при давлениях порядка 25—30 тыс. атм., т. е. значительно ниже давлений, необходимых для кристаллизации алмазов. В качестве катализаторов искусственного синтеза алмазов в литературе указывается никель, смесь богатого сульфидом железа с углеродом и танталом, хром, марганец, кобальт, радий, палладий, платина и др., или сочетания, которые в реакции дают свободные металлы, например, окись никеля.

6. Процесс образования кимберлитов приурочен к последним стадиям платформенного магматизма. Пространственно кимберлитовые трубки приурочены к окраинным пограничным зонам развития платформенного траппового магматизма.

Кимберлитовые трубки расположены в зонах распространения трещин фундамента, в ряде случаев частично проникающих в нижние слои осадочной толщи. Установлено, что в зоне развития трубок одновозрастные им дизъюнктивы фундамента не прослеживаются в приповерхностных частях осадочного покрова. В районах развития алмазоносных кимберлитовых тел осадочный чехол имеет значительную мощность и на отдельных интервалах глубин сложен крепкими горными породами.

7. По своему изотопному составу углерод алмаза соответствует углероду органического происхождения. Как в Якутии, так и в других алмазоносных районах земного шара, кимберлитовые трубки взрыва встречаются в осадочном чехле, для которого характерно обилие органического материала (нефть, газ, сланцы, уголь, битумы и рассеянные органические соединения углерода).

На примере Африканской алмазоносной провинции показано, что углистая органика в процессе углефикации и под воздействием интрузий траппов выделяет большое количество метана и этана, которые, поступая в очаги взрыва, могут участвовать в образовании алмаза.

В Якутской алмазоносной провинции, где нет ископаемых углей, алмазоносные кимберлитовые трубки приурочены к отложениям нижнего палеозоя, для которых в региональном плане доказано обилие битумов, природного газа и наличие нефтепроявлений. Таким образом, источником органического углерода для синтеза алмазов является широкая гамма органических материалов: мелкие углистые остатки, угольные пласты, угольные и битуминозные сланцы, битумы, нефть, метан, этан и в меньшей степени другие углеводородные газы.

Наиболее благоприятные условия для образования богатых алмазами кимберлитовых трубок возникают там, где магматический очаг расположен в зоне повышенного насыщения вмещающей среды углеводородами, а в идеальном случае при вторжении магмы и вулканических газов в нефтяную или газовую залежь.

8. Возможность возникновения высоких давлений, измеряемых десятками тысяч атмосфер, внутри земной коры или в верхних частях перидотитового слоя, в статических условиях, как в платформенных, так и в складчатых областях, обосновать не представляется возможным.

Исходя из изостатического равновесия земной коры, возможные давления в ее основании, видимо, не превышают 10—15 тыс. атм. Повышенные давления в земной коре могут возникать при создании динамических усилий в процессе замыкания геосинклинальных областей.

Появление высоких давлений, необходимых для образования кристаллов алмаза в недрах земли, можно обосновать только за счет подземных взрывов гремучих газовых соединений, происходящих в локальных очагах у основания трубок.

9. Как известно, углерод в свободном состоянии может находиться в трех модификациях: в форме угля, графита и алмаза. В огромных массах основной магмы, развитых в различных частях земного шара, в виде базальтов и диабазов, углерод в свободном виде практически не обнаруживается. Это свидетельствует о том, что в магме он находится в форме тех или иных химических соединений (CO , CO_2 и др.) и в растворенном состоянии.

Высвобождение углерода из окиси углерода и угольной кислоты возможно только при их переходе в газовую фазу из магматического расплава, а для этого требуется понижение температуры и давления.

Поэтому положение о возможности наличия свободного углерода в магме (глубже 20—25 км), с точки зрения химии высоких давлений, в настоящее время является не доказанным.

10. Утверждения ряда авторов о наличии в земной коре очагов или зон особой кимберлитовой магмы, находящейся между перидотитовым и базальтовым слоями, не обосновано и также противоречит фактическим данным.

Прежде всего такому утверждению следует противопоставить факт наличия крайне незначительных объемов кимберлитовых пород в верхних слоях земной коры. Естественно допустить, что при существовании подводящих каналов от предполагаемых зон кимберлитовой магмы, ее проникновение в верхние горизонты земной коры привело бы к образованию крупных интрузий и больших масс эффузивов кимберлитового состава. Такое предположение является правомерным, поскольку при проникновении трещин в базальтовый слой, т. е. в зону меньших давлений, мы имеем излияния магмы базальтового состава в колоссальных объемах. Если признать существование специального кимберлитового слоя в земной коре, то непонятно, почему проявление этой магмы совершенно не имело место во время траппового магматизма, когда подводящие каналы проникали особенно глубоко внутрь земной коры? Имеющиеся геофизические исследования по изучению строения земной коры также не дают каких-либо материалов о наличии особого промежуточного слоя кимберлитовой магмы. С точки зрения представлений об образовании алмазов в глубинном кимберлитовом слое нельзя объяснить отсутствие их в кимберлитах дайковой и жильной фаций и крайнюю неравномерность распространения в кимберлитовых брекчиях жерловой фации.

Все эти противоречия, а также своеобразный характер химического состава кимберлитовой магмы будут легко объяснимы, если встать на точку зрения формирования кимберлитовой магмы, изложенную в настоящей работе. Основные положения ее сводятся к следующему.

На заключительных этапах траппового магматизма, в результате перетока больших масс базальтовой магмы в верхние структурные ярусы, в зону питания трещин могла оказаться поднятая магма более основного состава. Проходя через зоны древних глубинных разломов, заполненных ультраосновными породами, и частично растворяя и ассимилируя их, она все более и более приобретает ультраосновные черты. Далее, в силу свойственных фазе затухания траппового магматизма специфических условий движения к верхним горизонтам земной коры (малых объемов в условиях слабой проницаемости), эта магма по пути движения и особенно в сателлитных очагах частично обогащается щелочами и приобретает специфический облик кимберлитовой магмы — своеобразного щелочного ультраосновного расплава.

Естественно, что, когда происходит излияние огромных масс базальтовой магмы, ассимиляция пород ультраосновного состава и метаморфических пород фундамента не может сказаться на изменении химического состава базальтовой магмы. При малых же объемах движущейся магмы, на завершающих этапах траппового магматизма, такая ассимиляция неизбежно должна привести к серьезным изменениям в химическом составе базальтовой магмы в сторону повышения ее основности и щелочности.

Вместе с тем, факт приуроченности коренных месторождений алмазов к кимберлитам является несомненным. Собственно говоря, именно приуроченность алмазов к кимберлитам в настоящее время и является единственным фактом, который большинством исследователей используется в качестве доказательства их глубинного происхождения.

Нам представляется, что связь алмазов с кимберлитами необходимо рассматривать с иных позиций. Кимберлитовая магма по комплексу минералов значительно богаче трапповой магмы. Повидимому, имеется не один, а совокупность минералов (оливин, пироп, ильменит; хромшпинель и др.), содержащих в своем составе никель, хром, титан, марганец и другие элементы, которые, освобождаясь при частичном растворении указанных минералов, могут служить природными катализаторами в процессе кристаллизации углерода в алмаз. При наличии таких природных катализаторов кристаллизация алмазов, возможно, происходит при более низких температурах и давлениях, чем это установлено практикой искусственного синтеза алмазов.

К сожалению, с этих позиций кимберлиты не изучались, но уже сам химический состав их показывает на большую вероятность нахождения эффективных катализаторов кристаллизации углерода в алмаз. По аналогии с другими химическими процессами можно допустить, что применение катализаторов способно понизить давление кристаллизации алмазов на 20—30%.

Установленная связь алмазоносности только с кимберлитами заставляет сделать вывод, что одной термодинамической обстановки недостаточно для образования кристаллов алмаза и для

предупреждения их перехода в другую аллотропную форму — графит. Существуют какие-то еще невыясненные закономерности образования, роста и растворения алмазов, зависящие от вещественного состава кристаллизационной среды, и, с точки зрения этих закономерностей, наиболее полно таким благоприятным условиям отвечает магма кимберлитового состава.

Опираясь на приведенные факты и положения, мы приходим к выводу о кристаллизации углерода в алмаз в локальных очагах трубок взрыва, механизм образования и работы которых рассмотрен в предыдущем разделе. Материалом для образования алмаза, по мнению авторов, является углерод органического происхождения. Источники образования и накопления углерода в камерах взрыва нами уже рассматривались.

Исходя из этого, поиски алмазов ниже зон возможного возникновения аномально высоких давлений, т. е. ниже локальных очагов, являются необоснованными и безнадежными. С таких позиций легко объясняется наличие россыпных алмазов при отсутствии их источников в коренном залегании.

Естественно, что если трубки взрыва уничтожаются в ходе эрозионных процессов, то вместе с ними исчезают коренные месторождения алмазов и там, где это имеет место, алмазы следует искать только в россыпях. С позиции глубинного происхождения алмазов в особом кимберлитовом слое расплавленной магмы их появление в россыпях при отсутствии коренных месторождений становится необъяснимым.

В самой общей форме предлагаемая авторами органическая гипотеза происхождения алмазов может быть сформулирована в следующих основных положениях:

При накоплении вулканических газов и кимберлитовой магмы в локальных очагах, куда одновременно поступают углеводороды из вмещающих пород, под влиянием высокой температуры здесь происходит диссоциация углеводородов на водород и углерод. Свободный водород взаимодействует с выделившимися из магмы ювенильными газами (O_2 , CO , CO_2), а также с кислородом, углеродом и другими газами из вмещающих пород и образует с ними взрывчатые смеси. Вначале эти взрывы носят сугубо ограниченный характер, а область высоких температур и давлений при воспламенении взрывчатых смесей охватывает только небольшие участки очага, способствуя инъецированию свободного углерода в магму и образованию первых мелких кристаллов алмаза.

В результате многократно повторяющихся взрывов, температура и давление которых превышают критические значения этих параметров, необходимые для синтеза алмазов, в кимберлитовой магме, обогащающейся углеродом в результате тех же взрывов, происходит интенсивное образование и рост кристаллов этого драгоценного камня.

Мы уже отмечали, что при определенных условиях скорость роста кристаллов алмаза достигает 1 мм в секунду.

По мнению В. Н. Родионова (институт химической физики АН СССР) в прочных горных породах на глубине 4—5 км давление взрыва в очаге, превышающее 50 тыс. атм., может удерживаться в течение промежутка времени до нескольких секунд. Графически этот процесс можно изобразить в виде восходящей, но ломаной кривой, на которой участки падения температуры и давления соответствуют промежуткам между взрывами, когда может происходить частичное растворение кристаллов алмаза. Такой термодинамический характер процесса хорошо объясняет наличие в кристаллах алмаза слоев растворения и роста при преобладании последних.

Указанное термодинамическое своеобразие процесса образования алмазов находит подтверждение в исследованиях сотрудников института геологии ЯФСОАН СССР Евдокимовой Е. И. и Шеманина В. И., которыми в результате морфологического изучения кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки «Мир» установлено весьма широкое распространение на алмазах протомагматических, регенерированных сколов. Такие сколы обнаружены не менее чем у 50% всех исследованных кристаллов алмаза (3000 кристаллов), то есть они представляют собой характерное и типичное для трубки «Мир» явление. При этом регенерированные сколы встречаются на алмазах самой различной крупности, любого цвета и независимо от морфологического типа.

На основании своих наблюдений Е. И. Евдокимова и В. И. Шеманин делают вывод о том, что в процессе роста алмазы испытывали резкое изменение динамических условий, в результате чего кристаллы алмаза раскалывались; после этого рост продолжался, и на поверхностях сколов образовывались новые слои кристаллов.

В дальнейшем по мере нарастания температуры, интенсификации процессов диссоциации и образования гремучей смеси, сила взрывов постепенно растет, а температура среды повышается. После того, как температура превысит 2000°C, начинается разложение водяных паров, мощность взрывных процессов резко возрастает, и, наконец, происходит прорыв перекрывающей очаг толщи горных пород, обычно приводящий к образованию трубки взрыва.

В свете предлагаемой гипотезы степень алмазоносности кимберлитовых трубок, а также полное отсутствие алмазов в трубках получают следующее объяснение.

Кимберлитовая трубка без алмазов могла образоваться на первой стадии взрывных процессов в условиях прорыва осадочного чехла при давлениях ниже начального давления кристаллизации алмазов, но достаточных для образования пирропа, то есть при отсутствии экранирующих очаг пластов горных

пород высокой прочности, при малой мощности перекрывающей толщи или в случае сильного тектонического растяжения на данном участке осадочного чехла.

Трубки с малым или небольшим содержанием алмазов возникли при недостаточном подтоке углеродов в очаг, то есть в условиях дефицита углерода или при прорыве очага в какой-то промежуточной стадии его развития, что также связывается с недостаточной прочностью свода и преждевременной сменой сил сжатия растягивающими усилиями в толще осадочного чехла.

И, наконец, наиболее богатые кимберлитовые трубки с уникальным содержанием алмазов образовались из очагов, расположенных в пределах нефтегазоносной структуры, то есть в условиях исключительного обилия углерода и наиболее благоприятной геотектонической обстановки (сжатие в чехле, прочный свод). К последней группе относятся отдельные трубки Якутской алмазоносной провинции, приуроченные к структурным формам, благоприятным для скопления нефти и газа, для которых установлено наличие интенсивных нефтегазопроявлений.

С указанной гипотезой хорошо согласовываются многие, трудно объяснимые с других позиций, особенности вещественного состава кимберлитов и, прежде всего, следующие:

1. Находки обломков одного и того же кристалла алмаза в различных частях трубки.

2. Наличие в кимберлитовых брекчиях многочисленных обломков так называемых протокристаллов оливина, ильменита, пирропа, флогопита и других минералов. Образование таких обломков, а также обломков кристаллов алмаза объясняется дроблением кристаллов в процессе взрывов и при динамических толчках в канале трубки, особенно в период наиболее интенсивного действия газов, прорывавших осадочную толщу.

3. Отсутствие кристаллографической огранки и следы оплавления (магматической коррозии) на кристаллах протовыделений оливина, ильменита, пирропа и флогопита.

4. Округлая форма и «отполированная» поверхность со следами оплавления отдельных минералов, характерная для подавляющего большинства обломков глубинных пород (эклогитов, пирротитов, пироксенитов, отчасти кристаллических сланцев) по сравнению с угловатой, неправильной формой, преобладающей у обломков вмещающих пород осадочного комплекса. Такое оплавление обломков родственных по составу кимберлиту пород (в том числе и эклогитоподобных) происходит в процессе взрывов в локальном очаге.

5. Наличие во включениях алмаза в алмазе округлой формы только в тех участках, где часть алмаза-узника обнажается в каверне, тогда как другая, скрытая в алмазе часть кристалла, сохраняет кристаллографическую огранку. При этом алмаз-узник всегда имеет форму острореберного октаэдра, то есть наиболее

простую форму кристалла, возникающую при наименьших допустимых давлениях. Вмещающий алмаз обычно имеет ромбодоэдрическую или более сложную форму. Такая комбинация могла возникнуть в результате захвата одного кристалла другим при очередном взрыве и сохранения октаэдральной формы ранее созданного кристалла алмаза в то время, как рост вмещающего алмаза продолжался при последующих взрывах в условиях нарастающего давления.

6. Присутствие в кимберлитовых трубках алмазов разного размера с резким преобладанием мелких кристаллов, что свидетельствует о разнообразии условий роста кристаллов. Редкость нахождения крупных кристаллов алмаза объясняется тем, что первые генерации алмаза, которые впоследствии могли вырасти до значительных размеров, образовались в очень небольших количествах, а часть их была раздроблена последующими взрывами.

7. Отсутствие следов термального воздействия магмы на вмещающие породы осадочного чехла и их обломки в трубках. Имеется в виду, что при затрудненной связи очага с глубинными источниками магмы, подток последней незначителен и в силу этого в прорванный газами трубчатый канал поступает охлажденный и вязкий расплав. Кроме того, нужно учитывать и роль пластовых вод, которые всегда присутствуют в осадочном чехле.

Нам представляется, что при поисках крупных коренных месторождений алмазов, помимо ныне применяемых методик, необходимо выявление зон:

1. Развития кимберлитового вулканизма в условиях наибольшей толщины осадочного чехла земной коры, т. е. в условиях, где возникновение плотных покровов наиболее вероятно. Для решения этого вопроса большую роль должны играть палеогеографические реконструкции.

2. Зон, обогащенных органикой, в особенности органикой углеводородного типа, как наиболее подвижной. Выявление структур, благоприятных для скопления нефти и газа на территории алмазоносных провинций, может способствовать открытию кимберлитовых трубок с высоким уникальным содержанием алмазов, если локальные очаги этих трубок находятся в области повышенной концентрации углеводородов (непосредственно в залежи или рядом с ней).

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрецов С. М., Якубов А. А. Нефтяные месторождения зарубежных стран. Гостоптехиздат, 1948.
- 1а. Андреев К. К., Беляев, А. Ф. Теория взрывчатых веществ, Оборонгиз, 1960.
2. Бабаян Г. Д., Бархатов Г. В., Бобров А. К., Бондаренко В. И., Васильев В. Г., Кобеляцкий И. А., Николаевский А. А., Тихомиров Ю. П., Чепиков К. Р., Черский Н. В., Чичмарев В. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР, Гостоптехиздат, 1960.
3. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Госгеолтехиздат, 1956.
4. Бобриевич А. П., Гневушев М. А., Смирнов Г. И. и др. Алмазные месторождения Якутии. Москва, 1959.
5. Васильев В. Г., Тихомиров Ю. П. Нефтегазопрооявления в трубках взрыва. Новости нефтяной техники. Серия геологическая, № 4, 1959.
6. Вильямс А. Ф. Генезис алмазов. Ленинград, 1950.
7. Гоникберг М. Г. Химическое равновесие и скорость реакций при высоких давлениях. Академиздат, 1960.
8. Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. Издательство иностранной литературы, Москва, 1949.
9. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Издательство иностранной литературы. Москва, 1957.
10. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. 1956.
11. Иост В. Взрывы и горение в газах. Издательство иностранной литературы, Москва, 1952.
12. Ковальский В. В. К вопросу о выделении некоторых характерных типов кимберлитов Якутии. Геология и геофизика, № 2, 1961.
- 12а. Коул Р. Подводные взрывы. Издательство иностранной литературы, Москва, 1950.
13. Копецкий Л. Об алмазоносности Чешского массива. Известия АН СССР, серия геологическая, № 12, 1960.
14. Куплетский Б. М. Недра Арктики, № 2 (1947).
15. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Издательство иностранной литературы, Москва, 1954.
16. Крутойский М. А., Лопатин Б. Г., Быстрова Г. А., Уханов А. В., Душанин С. Ф., Забурдин К. С. Кимберлиты бассейнов рек Омонос и Укукит. Труды научно-исследовательского института геологии Арктики Министерства геологии и охраны недр СССР. Сборник статей по геологии Арктики, т. 65, вып. 13, Ленинград, 1959.
17. Лейпунский О. И. Об искусственных алмазах. Успехи химии, том 8, вып. 10, 1959.
18. Леонтьев Л. Н., Каденский А. А. О природе кимберлитовых трубок Якутии. Доклады АН СССР, том 115, № 2, 1957.
19. Лавров Н. В. Физико-химические основы горения и газификации топлива. Металлургиздат, 1957.

20. **Меняйлов А. А.** О некоторых типах диатрем и трубок Сибирской платформы. Тр. ИГН, вып. 159, 1955.
21. **Меняйлов А. А., Иванова В. Г.** Некоторые минералы в кимберлитах и вмещающих породах трубок Якутии. Известия Сибирского отделения АН СССР, геология и геофизика, вып. 1, 1958.
22. **Михеенко В. И., Ненашев Н. И.** Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов в Якутии. Доклад на IX сессии комиссии абсолютного возраста в июне 1960 г. Труды IX сессии (в печати).
23. **Нейгаус А., Майер Х.** Синтез алмазов. Боннский университет. Журнал «Химия», № 17, сентябрь, 1957.
24. **Ранкама К.** Изотопы в геологии. Москва, 1956.
25. **Соболев В. С.** Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. Госгеолиздат, 1951.
26. **Соболев В. С.** Условия образования месторождений алмазов. Геология и геофизика, 1960, № 1, СОАН СССР.
27. **Соколов В. А.** Миграция газа и нефти. Академиздат, Москва, 1956.
28. **Солоненко В. П.** Происхождение и классификация месторождений графита. Известия Сибирского отделения АН СССР, № 5, 1958.
29. **Спижарский Т. Н.** Материалы по геологии Сибирской платформы. Ленинград, 1955.
30. **Страхов Н. М.** Основы исторической геологии. Госгеолиздат, 1948.
31. **Трофимов В. С.** Ресурсы алмазов в зарубежных странах. Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 7. Госгеолиздат, 1947.
32. **Ульянов А. В., Хельквист Г. А.** Геология нефтяных и газовых месторождений, Гостоптехиздат. М., 1955.
33. **Черский Н. В.** К вопросу о генезисе алмазов. Бюллетень Якутского совнархоза, 1—2 (6—7), март, 1959.
34. **Черский Н. В.** Богатства недр Якутии. Изд. II. Якутск, 1958.
35. **Эрлих Э. Н.** Кимберлитовые тела Укукитской группы (петрография, минералогия, генезис). Труды научно-исследовательского института геологии Арктики Министерства геологии и охраны недр СССР. Сборник статей по геологии Арктики, том 65, вып. 13, Ленинград, 1959.