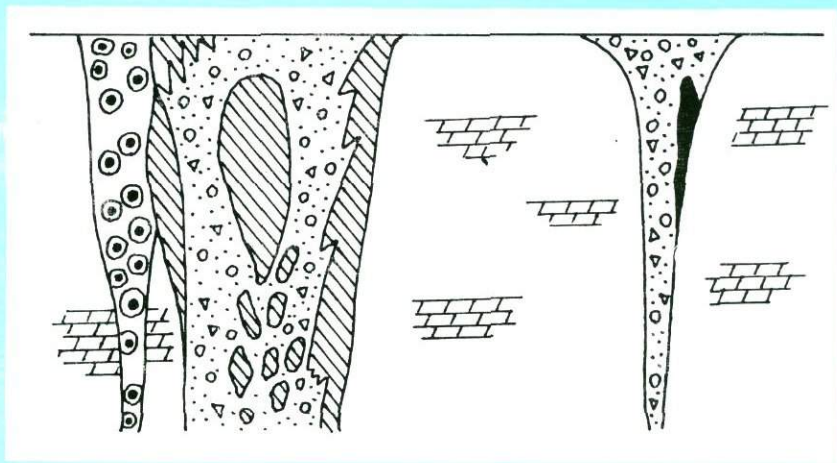


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ЛАМПРОИТЫ



· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

# ЛАМПРОИТЫ

5296



МОСКВА  
"НАУКА"  
1991



Авторы:

О.А. БОГАТИКОВ, И.Д. РЯБЧИКОВ, В.А. КОНОНОВА, И.Л. МАХОТКИН,  
М.И. НОВГОРодОВА, И.П. СОЛОВОВА, Е.В. ГАЛУСКИН, И.И. ГАНЕЕВ,  
А.В. ГЯРНИС, Н.В. ЕРЕМЕЕВ, Л.Н. КОГАРКО, Г.П. КУДРЯВЦЕВА,  
О.А. МИХАЙЛИЧЕНКО, В.В. НАУМОВ, Е.Н. САПОЖНИКОВА,

Лампроиты // О.А. Богатиков, И.Д. Рябчиков, В.А. Кононова и др. —  
М.: Наука, 1991. — 302 с. — ISBN 5-02-003160-7

Монография — первое в СССР фундаментальное исследование потенциально алмазонасных пород — лампроитов. Приведены критерии их диагностики, классификация и номенклатура. Показана гетерогенность лампроитов, выполнен сравнительный анализ лампроитов Мира. Охарактеризованы лампроиты Алданской провинции и лампроитоподобные породы Тянь-Шаня. Изучение расплавных и флюидных включений в минералах лампроитов позволило установить составы и режим выплавления первичных лампроитовых расплавов. Эксперименты при высоких давлениях показали, что лампроитовые магмы являлись продуктами плавления флогопитсодержащих мантийных перidotитов.

Для петрологов, геохимиков, минералогов и специалистов по рудным месторождениям.

Табл. 62. Ил. 64. Библиогр. 216 назв.

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР О.А. Богатиков,  
доктор геолого-минералогических наук В.А. Кононова

Рецензенты

доктор геол.-минерал. наук Е.В. Шарков,  
канд. геол.-минерал. наук В.И. Ваганов

In the USSR the monography is the first fundamental investigation of potential diamond-bearing rocks, i.e. lamproites. The criteria for lamproite diagnostics, classification and nomenclature are considered. Lamproite heterogeneity is demonstrated, a comparative analysis of the world lamproites is made. Lamproites from the Aldan Province and lamproite-like rocks from the Tyan'-Shan' are described. The studies of melted and fluidal inclusions in minerals from lamproites made it possible to determine the composition and the regime of melting of initial lamproitic melts. The experiments made at a high pressure showed that lamproitic magmas are products of melting of phlogopite-bearing mantle peridotites.

The book is intended for broad masses of petrologists, geochemists, mineralogists and specialists in ore deposits.

Tabl. 62. Ill. 64. Bibliogr. 216 ref.

л-1804020000-131  
042(02)-91 325—91, II полугодие © Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-003160-7

## ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы являются одним из важнейших источников информации о составе земных недр и процессах, протекающих на различных глубинах нашей планеты. В последнее десятилетие внимание петрологов было привлечено к высококалийным, высокомагнезиальным породам — лампроитам, в связи с которыми в 1976 г. в Западной Австралии были обнаружены алмазы, в том числе богатое месторождение трубки Аргайл. Об этом открытии австралийские геологи сообщили в 1982 г. на 3-й Международной кимберлитовой конференции (г. Париж), что послужило началом интенсивного исследования слабо изученных к тому времени пород — лампроитов.

Лампроиты привлекли внимание не только как новый некимберлитовый источник алмазов, но и в связи с тем, что они оказались одними из наиболее глубинных пород. Это позволило использовать лампроиты как новый источник информации о составе и состоянии глубинных частей верхней мантии. Их значение в этом плане в определенной мере уникально, поскольку это одни из немногих мантийных пород, которые можно встретить в таких весьма различных геодинамических обстановках, как древние кратоны, молодые складчатые области (Испания и ряд других регионов Средиземноморья), а также в регионах со сложной геодинамической обстановкой — активизированные окраины Северо-Американской (США) и Сибирской (СССР) платформ.

В ИГЕМ АН СССР работы по петрологии и минералогии лампроитов были начаты в 1983 г. как закономерное продолжение традиционных тематических исследований в области петрографии щелочного, в том числе калиевого, магматизма, петрологии мантийных процессов в области стабильности алмаза, минералогии алмаза. С 1985 г. в этих работах принял участие коллектив исследователей, обеспечивших комплексное их исследование, включая систематику и номенклатуру лампроитов, особенности их петрографии, минералогии, условий образования.

В настоящей монографии изложены оригинальные результаты исследований коллектива авторов ИГЕМ АН СССР. Отдельные разделы разрабатывались в содружестве с сотрудниками ряда других организаций (ВНИИинформсистем Мингео СССР, ЦНИГРИ Мингео СССР, МГУ, Институт сверхтвердых материалов АН УССР и др.), которым авторы выражают свою искреннюю признательность.

Исследования выполнялись на примере двух регионов Советского Союза (Алдан и Срединный Тянь-Шань) и с привлечением авторских коллекций образцов по классическим зарубежным провинциям (Австралия, Испания, США). Разработка вопросов систематики

лампроитов, анализ общих вопросов их геолого-тектонического положения, петрогеохимических особенностей, минерального состава, условий возникновения и формирования выполнялись с привлечением материалов, в том числе оригинальных, по подавляющему большинству провинций Мира. При этом использовался традиционный для советской геологической школы сравнительный анализ представительных объектов, который позволил выявить индикаторные особенности лампроитов, определить специфические черты состава этих магматических горных пород, условия их формирования.

Монографию предваряет глава о систематике и номенклатуре лампроитов, их месте среди магматических калиевых пород. В обзоре классических регионов развития лампроитов Мира (глава 2), в том числе наиболее богатых алмазоносных лампроитов Западной Австралии, основное внимание уделено геологии и тектонике лампроитов, морфологии их проявления. Детально рассмотрены лампроиты Алдана (глава 3), лампроитоподобные породы западной части Срединного Тянь-Шаня (глава 4). Результаты сравнительного анализа петро-геохимии и минералогии лампроитов приведены в главе 5. Условиям генерации и кристаллизации высококалийевых магм посвящена глава 6. Фундаментальное исследование петрологии и минералогии лампроитов с привлечением объектов по Советскому Союзу проводилось впервые в мировой практике.

Составление отдельных глав монографии курировали О.А. Богатиков и В.А. Кононова (главы 1, 2, 5), И.Д. Рябчиков и И.П. Соловова (глава 6), И.Л. Махоткин (главы 1, 3, 5), М.И. Новгородова (главы 4, 5). Введение и заключение составлены с участием всего авторского коллектива.

#### ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Fo</i>	— форстерит	<i>Ort</i>	— ортоклаз
<i>Ol</i>	— оливин	<i>Q</i>	— кварц
<i>Cpx</i>	— клинопироксен	<i>Ap</i>	— апатит
<i>Di</i>	— диопсид	<i>Mt</i>	— магнетит
<i>Opx</i>	— ортопироксен	<i>Ilm</i>	— ильменит
<i>En</i>	— энстатит	<i>Arm</i>	— армалколлит
<i>Mc</i>	— слюда	<i>Ryh</i>	— рихтерит
<i>Phl</i>	— флогопит	<i>TiMt</i>	— титаномагнетит
<i>F</i>	— фельдшпатонд	<i>Fl</i>	— флюид
<i>Lc</i>	— лейцит	<i>Lig</i>	— расплав
<i>Lc'</i>	— псевдолейцит	<i>Gl</i>	— стекло
<i>Lc'-ort</i>	— ортоклаз по псевдолей- циту	<i>mg</i>	— Mg/(Mg + Fe)
<i>Anc</i>	— анальцим	<i>mg'</i>	— 0,15 Mg/(Mg + Fe)
<i>Ks</i>	— кальсилит	$K_{D}^{Fe/Mg}$	— коэффициент распределе- ния Fe и Mg между оливином и расплавом
<i>San</i>	— санидин	$K_a$	— (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<i>Amf</i>	— амфибол	$a_{SiO_2}$	— активность SiO <sub>2</sub>
<i>alkAm</i>	— щелочной амфибол	$K_K$	— комбинированный коэф- фициент распределения калия
<i>Gr</i>	— гранат		
<i>Mu</i>	— мусковит		
<i>Jd</i>	— жаденит		
<i>Dias</i>	— диаспор		
<i>Cor</i>	— кордиерит		

## СИСТЕМАТИКА ЛАМПРОИТОВ И ИХ МЕСТО В ОБЩЕЙ КЛАССИФИКАЦИИ КАЛИЕВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Лампроиты — это сообщество высокомагнезиальных калиевых насыщенных либо слабо недосыщенных кремнеземом щелочных пород, характеризующихся низкими содержаниями алюминия и кальция. Термин "лампроит" как групповое название обогащенных калием и магнием пород, преимущественно экструзивной фации, был предложен еще в 1923 г. П. Ниггли, хотя их отдельные разновидности (орендиты, вайомингиты) были известны еще с конца XIX в. Однако до сих пор вопросы номенклатуры и систематики лампроитов продолжают дискутироваться. При этом наибольшее внимание, как и в настоящем разделе, уделяется следующим вопросам: 1) месту лампроитов в общей классификации калиевых магматических горных пород, 2) разработке принципов и критериев отличия лампроитов от других калиевых пород, в том числе от кимберлитов, некоторых видов лампрофиров, лейцититов, камафугитов, 3) систематизации и номенклатуре собственно лампроитов.

### КЛАССИФИКАЦИЯ КАЛИЕВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Своего рода толчком к активной разработке классификации калиевых пород послужили находки алмазов в лампроитах Австралии и возникшая в связи с этим практическая необходимость вычленять лампроиты из всего сообщества калиевых пород. В настоящее время обнаружение лампроитов, как и кимберлитов, стало важнейшим поисковым признаком при оценке перспектив территории на алмазы. Отметим ряд наиболее принципиальных работ, в которых рассматривались критерии, позволяющие отличать лампроиты от других калиевых пород — кимберлитов, камафугитов, минетт и т.д.

Одна из первых классификаций лейцитсодержащих калиевых пород приведена в работе Т. Сахама [197], который выделил орендитовую (лампроитовую) и камафугитовую группы, используя величину  $100 \times \Delta Q/Si$ , характеризующую степень насыщенности пород кремнеземом. Оказалось, что при близких величинах отношения калия к натрию ( $100 \times K/(K + Na)$ ) "лампроиты орендитовой группы" характеризуются более высокой степенью насыщенности кремнеземом и соответственно величиной отношения  $100 \times \Delta Q/Si$ , чем камафугиты. Продолжая эти работы, но уже с использованием обширных (более 800 анализов)

материалов и статистической обработки данных, С.Ф. Фолей с соавторами [129] выделили три группы высококальциевых пород: лампроиты (низкий  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , высокая величина  $mg'$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), камафугиты (низкий  $\text{SiO}_2$ , высокий  $\text{CaO}$ ), лейцититы (высокий  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , низкая величина  $mg'$ ). Однако большое число данных попало в промежуточные области и не нашло своего места в этой классификации.

Неоднократно высказывалось мнение, что лампроиты являются редкой разновидностью лампрофиров или кимберлитов [81 и др.]. Только с усилением интереса к лампроитам как потенциальным источникам алмаза было обращено внимание на определенные их отличия от других калиевых пород. Подчеркивалось, что в отличие от лампрофиров лампроиты: а) слагают небольшие интрузивы, встречаются лавы, б) для них неизвестны интрузивные эквиваленты, в) они имеют определенные отличия в минералогии и геохимии, г) лампроиты с модалным кварцем при пересчете на норму могут иметь в своем составе нормативный фельдшпатоид. В одной из последних обобщающих работ Н.М. С. Рок [175] выделил лампроиты как одну из "ветвей" обширного "клана" лампрофиров, в котором различаются еще четыре равнозначные единицы: известково-щелочные лампрофиры (минетты и др.), щелочные лампрофиры (камptonиты и др.), ультраосновные лампрофиры (альноиты и др.), кимберлиты (слюдяные и неслюдяные кимберлиты).

В последние годы были выявлены отличия лампроитов от кимберлитов, что имеет существенное значение как с теоретической (источники вещества, условия возникновения и т.д.), так и с практической точки зрения (характер алмазоносности, методика поисков, опробования). Наиболее четко эти различия, как и самостоятельность лампроитов, были сформулированы на 4-й Международной кимберлитовой конференции [124], а также в книге А. Джейкса [140]. В числе характерных отличий лампроитов и кимберлитов указывались: а) морфология трубок — лампроитовые трубки характеризуются более крупными размерами кратеров, присутствием магматических пород внутри кратера, наряду с пирокластическим материалом. Допускается, что магматические породы кристаллизовались из лавовых озер над открытыми подводными каналами; б) петрологические, минералогические и геохимические особенности. В частности, для кимберлитов не характерны такие типоморфные для лампроитов минеральные фазы, как К-рихтерит, прайдерит, вадеит и др. В то же время первичные кальцит, серпентин, монтичеллит, обычные в кимберлитах, в лампроитах не установлены; в) происхождение и условия кристаллизации лампроитов. Судя по парагенезисам минералов, кристаллизация лампроитов происходила при высоких температурах и низком давлении. В частности, поле стабильности типичного для лампроитов парагенезиса лейцит + оливин в недосыщенном водой лампроитовом расплаве отвечает <500 МПа, а в пересыщенном — 120 МПа. Температура извержения варьирует в около ~1200°C, т.е. выше, чем в кимберлитах. Для лампроитов ха-

рактены интенсивные процессы фракционной кристаллизации; этот процесс весьма ограничен в кимберлитах.

Проявился ряд сообщений о переименовании горных пород и отнесении их к лампроитам, особенно часто это касается слюдяных кимберлитов и лампрофиров. В частности, слюдяные кимберлиты Прери-Крик — единственное разрабатываемое месторождение алмазов в США — отнесены теперь к лампроитам [185].

Суммируя известные данные о высококалийевых породах, Р. Митчелл [49] выделяет среди них 7 групп: лампроиты, лейцитовые тефриты-фонолиты, камафугиты, калиевые лампрофиров, кимберлиты, шонониты и группу интрузивных калиевых пород.

Для определения места лампроитов среди калиевых магматических горных пород авторами совместно с Ю.В. Маловым, В.И. Дрынкиным, А.Л. Керзиным (ВНИИИнформсистем Мингео СССР) использованы методы многомерной статистики, позволившие учесть комплекс петрогеохимических особенностей пород. Для этой цели была подобрана коллекция оригинальных и литературных данных, включающая 538 анализов калиевых пород, которые подразделены на следующие группы: слюдяные кимберлиты — 34 ан., базальтоидные кимберлиты — 120 ан., минетты — 65 ан., лейцититы — 20 ан., камафугиты — 19 ан., субщелочные оливиновые базальты и щелочные базальтоиды — 20 ан., лампроиты — 239 ан.

Эффективность дальнейших построений зависит от правильного выбора элементов, с использованием которых будут проводиться факторные преобразования. Из литературных данных и предварительных исследований [8] стало очевидно, что выделение серий пород с использованием максимально большого набора элементов нецелесообразно. Это связано с тем, что поведение различных групп элементов в породных сериях соответствует различным петрологическим и геохимическим процессам. В этой связи использование широкого набора элементов только усложняет задачу выделения связанных между собой серий пород. Задача сводилась к выделению набора элементов, который характеризовал бы каждую из проанализированных групп пород (лампроиты, кимберлиты, минетты, камафугиты, лейцититы) как единую специфическую серию и позволял бы в то же время выявить максимальные различия между этими сериями или группами. Задача решалась путем подбора ассоциации элементов, с учетом которой фигуративные точки всех лампроитов и соответственно других пород были бы распределены на факторных диаграммах внутри единого эллипсоида рассеяния. Учитывая эти соображения, а также пробные графические построения, была выделена группа элементов K, Na, Ca, Sr, Ba, Cr, Fe, Ce, которая была использована для проведения анализа всех собранных калиевых пород с целью выделения петрогеохимических серий. При этом делалась попытка выявить наиболее существенные различия и некоторые черты сходства между различными калиевыми сериями пород. Поскольку при описании серий авторы одновременно использовали и петрогенные и малые (редкие и редкоземельные) элементы, то выделенные серии названы петрогеохимическими.

*R*-факторные преобразования были проведены одновременно для всей коллекции анализов и основные результаты отражены на рис. 1—3. Факторы имеют следующие значения:  $\Phi_1$  —  $\text{Ce}_{80}, \text{K}_{76}, \text{Ba}_{66}\text{Ca}_{54}$ ;  $\Phi_2$  —  $\text{Cr}_{78}, \text{Na}_{78}$ ,  $\Phi_3$  —  $\text{Fe}_{82}, \text{Ca}_{62}$ ; (подстрочное число — факторная нагрузка, умноженная на 100). Как видно из приведенных рисунков, фигуративные точки анализов пород образуют в факторном пространстве несколько эллипсоидов рассеяния. Различный характер анизотропии и расположения в признаковом пространстве эллипсоидов рассеяния говорит о существовании по крайней мере трех принципиально различающихся петрогеохимических сообществ *K*-пород: кимберлитов (*I*), минетт-камафугит-лейцититов (*II*) и лампроитов (*III*), взаимное расположение которых показано в объемном виде в 3-мерном факторном пространстве на врезке рисунка в правом верхнем углу (см. рис. 1, А).

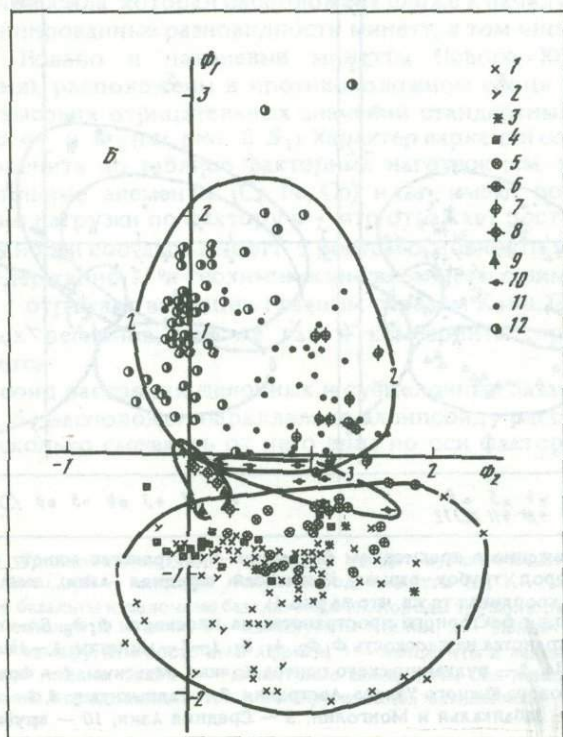
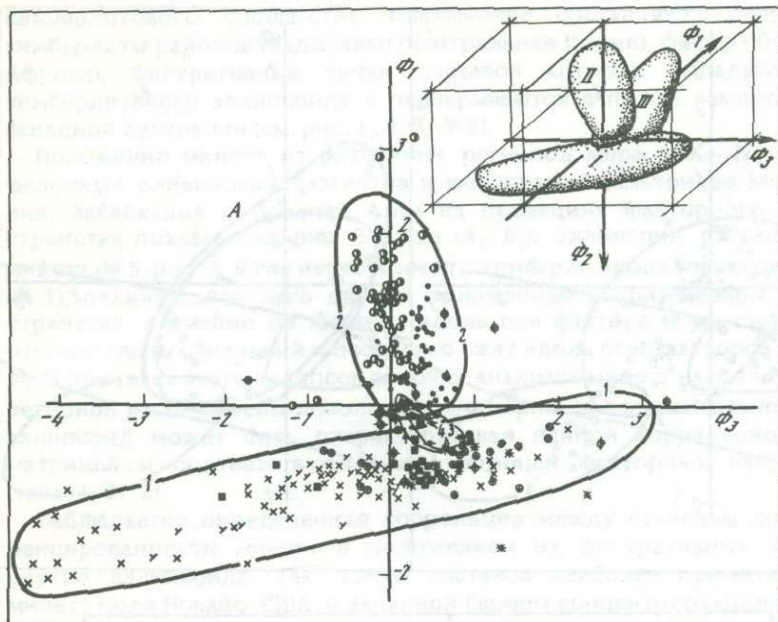
Рассмотрим положение кимберлитов на *R*-факторной диаграмме (см. рис. 1, А, Б). Практически все разновидности кимберлитов из различных регионов мира образуют единый плотный эллипсоид рассеяния (№ 1), вытянутый вдоль оси  $\Phi_3$ , что связано главным образом с сильными вариациями содержаний Fe и Ca и слабыми вариациями содержаний K, Ba, Ce. В пределах этого эллипсоида отмечается некоторая концентрация точек слюдяных кимберлитов в IV квадранте (см. рис. 1, А). В III квадранте в эллипсоиде рассеяния преобладают точки анализов постэруптивных кимберлитовых жил, сильно обогащенных карбонатом. Достаточно равномерное распределение точек по всему эллипсоиду, а значит, и несильное отклонение от закона нормального распределения позволяет охарактеризовать его единой корреляционной матрицей, или матрицей факторных нагрузок (табл. 1, 1), являющейся сжатым отражением матрицы парных корреляций. Наличие одного эллипсоида рассеяния кимберлитов с единой корреляционной матрицей дает основание рассматривать все разновидности кимберлитов в качестве единого



Рис. 1. Расположение лампроитов и кимберлитов в трехмерном факторном пространстве

$\Phi_1$  —  $\text{Ce}_{80}, \text{K}_{76}, \text{Ba}_{66}\text{Ca}_{54}$ ;  $\Phi_2$  —  $\text{Cr}_{78}, \text{Na}_{78}$ ,  $\Phi_3$  —  $\text{Fe}_{82}, \text{Ca}_{62}$ ; (подстрочное число — факторная нагрузка, умноженная на 100). Масштаб в стандартных отклонениях.

А — проекция факторного пространства на плоскость  $\Phi_1\Phi_3$ . В правом верхнем углу — схема расположения в трехмерном факторном пространстве всей выборки исследованных магматических калиевых пород: *I* — кимберлитовое сообщество, *II* — минетт-камафугит-лейцититовое сообщество, *III* — лампроитовое сообщество; Б — проекция факторного пространства на плоскость  $\Phi_1\Phi_2$ . 1—8 — кимберлиты: 1 — Якутия, 2 — Украина и Европейская часть СССР, 3 — Тиман, 4 — базальтоидная разновидность; 5 — Заир, Лесото, ЮАР, Гренландия, 6 — трубка Финшер, ЮАР, 7 — Маджгаван, Центральная Индия, 8 — Вайракарур, Южная Индия, 9—12 — лампроиты: 9 — Вайракарур (Южная Индия), 10 — трубка Аргайл (Австралия), 11 — оливиновые лампроиты Западного Кимберли (Австралия), 12 — лейцититовые лампроиты Западного Кимберли (Австралия). Контуры полей пород: 1 — кимберлиты, 2 — лампроиты Западного Кимберли, Австралия, 3 — лампроиты трубки Аргайл, Австралия, 4 — лампроиты Вайракарур, Южная Индия



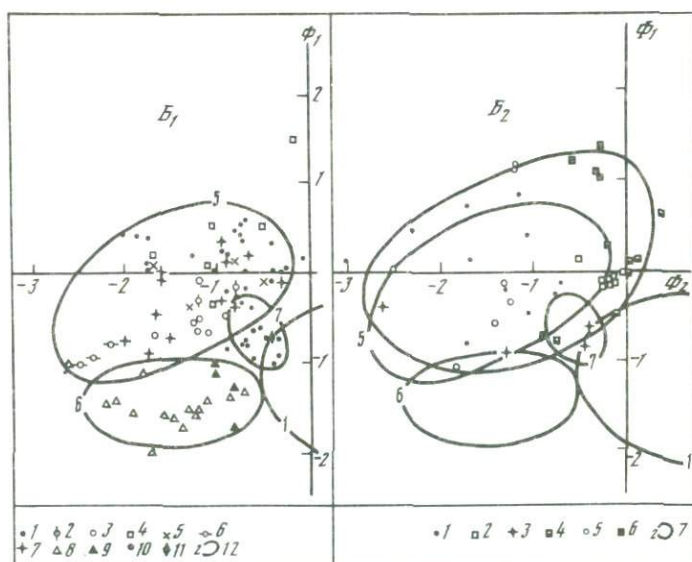
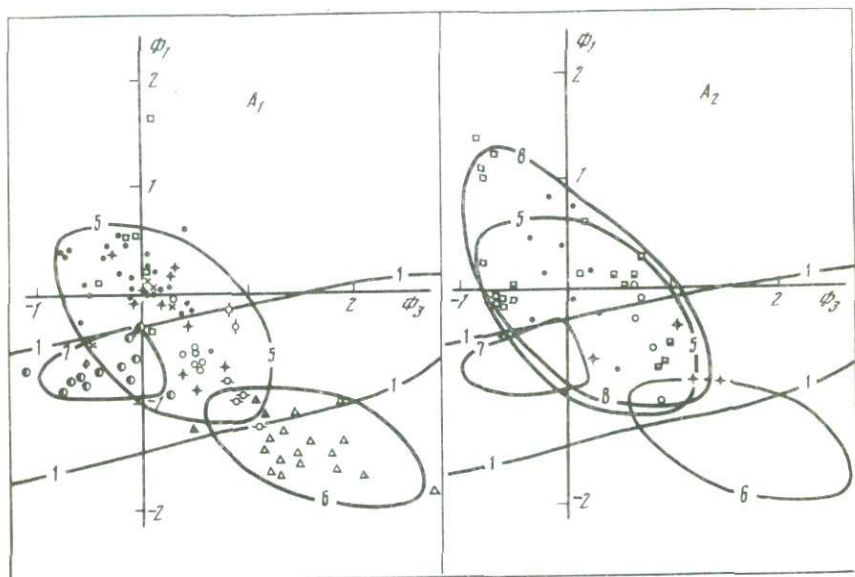


Рис. 2. Расположение в трехмерном факторном пространстве минералов, щелочных базальтоидов, пород трубок взрыва Кошманская (Средняя Азия), лейцититов и камафугитов (оси координат те же, что на рис. 1)

$A_1, 2$  — проекция факторного пространства на плоскость  $\Phi_1\Phi_3$ ;  $B$  — проекция факторного пространства на плоскость  $\Phi_1\Phi_2$ .  $A_1, B_1$ : 1—7 — минералы: 1 — Навайо, США, 2 — Колорадо, США, 3 — вулканического центра Колима (Мексика), 4 — Франция, 5 — Шотландия, 6 — Нового Южного Уэльса, Австралия, 7 — Калимантан; 8, 9 — щелочные базальтоиды: 8 — Забайкалья и Монголии, 9 — Средняя Азия; 10 — трубка взрыва

кимберлитового сообщества. Исключение составляют слюдяные кимберлиты районов Маджгаван (Центральная Индия), Фишер (Южная Африка), фигуративные точки составов которых выпадают из кимберлитового эллипсоида и перекрываются с полем лампронитов Западной Австралии (см. рис. 1, А, Б, № 2).

Положение минетт из различных регионов мира и К—Na субщелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов Монголии, Забайкалья и Средней Азии на проекциях факторного пространства показано на рис. 2 слева (А<sub>1</sub>, Б<sub>1</sub>). Эллипсоид рассеяния минетт (№ 5, рис. 2, Б) не пересекается с кимберлитовым эллипсоидом (№ 1), отличаясь от него другим положением в признаковом пространстве, а именно он вытянут вдоль оси фактора  $\Phi_2$  в сторону отрицательных значений и несколько сжат вдоль осей факторов  $\Phi_3$  и  $\Phi_1$ . В пределах этого эллипсоида точки анализов минетт из различных регионов расположены довольно равномерно, и, следовательно, сам эллипсоид может быть охарактеризован единой корреляционной матрицей и соответствующей ей матрицей факторных нагрузок (табл. 1, ст. 2).

Наблюдается определенная корреляция между степенью дифференцированности минетт и положением их фигуративных точек внутри эллипсоида. Так, точки составов наиболее примитивных минетт поля Новайо, США, и Западной Европы концентрируются в той части эллипсоида, которая расположена ближе к началу координат, а дифференцированные разновидности минетт, в том числе салические минетты Новайо и натриевые минетты Нового Южного Уэльса (Австралия), расположены в противоположном конце эллипсоида в области высоких отрицательных значений стандартных отклонений факторов  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$  (см. рис. 2, Б<sub>1</sub>). Характер вариаций состава минетт можно оценить по таблице факторных нагрузок (см. табл. 1, ст. 2). Сидерофильные элементы (Cr, Fe, Co) и Са имеют положительные факторные нагрузки по фактору  $\Phi_2$ , что отражает рост основности и примитивности составов минетт. С ростом основности увеличивается также содержание Ti и геохимически связанного с ним Nb. По оси  $\Phi_1$ , которая отражает вариации главным образом К, Ва, Се, минетты из различных регионов, так же как и кимберлиты, практически не различаются.

Эллипсоид рассеяния щелочных и субщелочных базальтоидов (№ 6, рис. 2, А, Б) расположен параллельно эллипсоиду рассеяния минетт (№ 5), несколько смещаясь от него вниз по оси фактора  $\Phi_1$  в более

---

Кошмансай (Средняя Азия); 11 — калиевый пикрит вулканического поля Даубаба (Средняя Азия); 12 — контуры полей пород: минетты (5), К—Na субщелочные оливиновые базальты и щелочные базальтоиды (6), породы трубки взрыва Кошмансай (7). А<sub>2</sub>, Б<sub>2</sub>: 1 — лейцититы Италии; 2 — камафугиты Италии; 3 — лейцититы Восточной Африки; 4 — камафугиты Восточной Африки; 5 — лейцититы и лейцититовые фonoлиты Центрального Алдана, СССР; 6 — агпайтовые камафугиты Сан-Венцано, Италия; 7 — контуры полей пород: лейцититов и камафугитов (8), остальные — в соответствии с рис. 1 и текстом

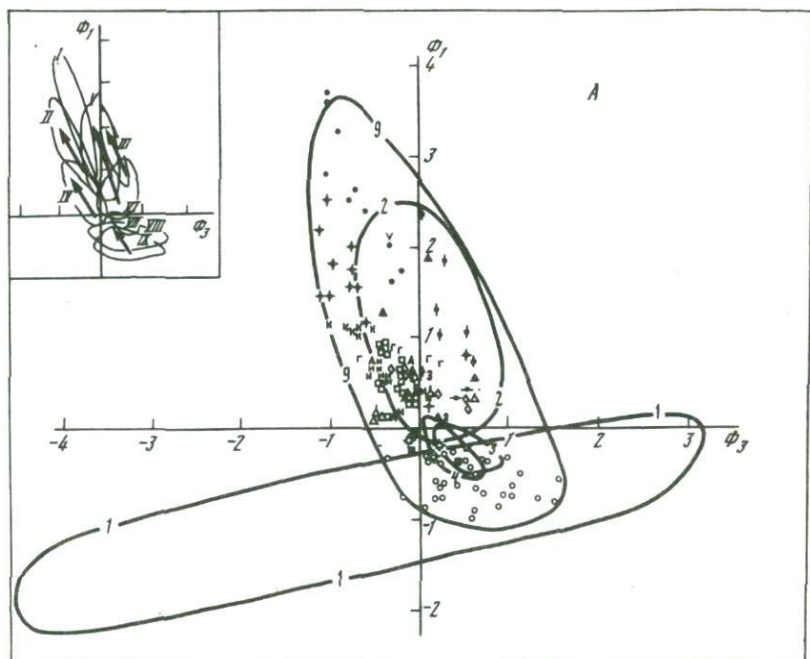
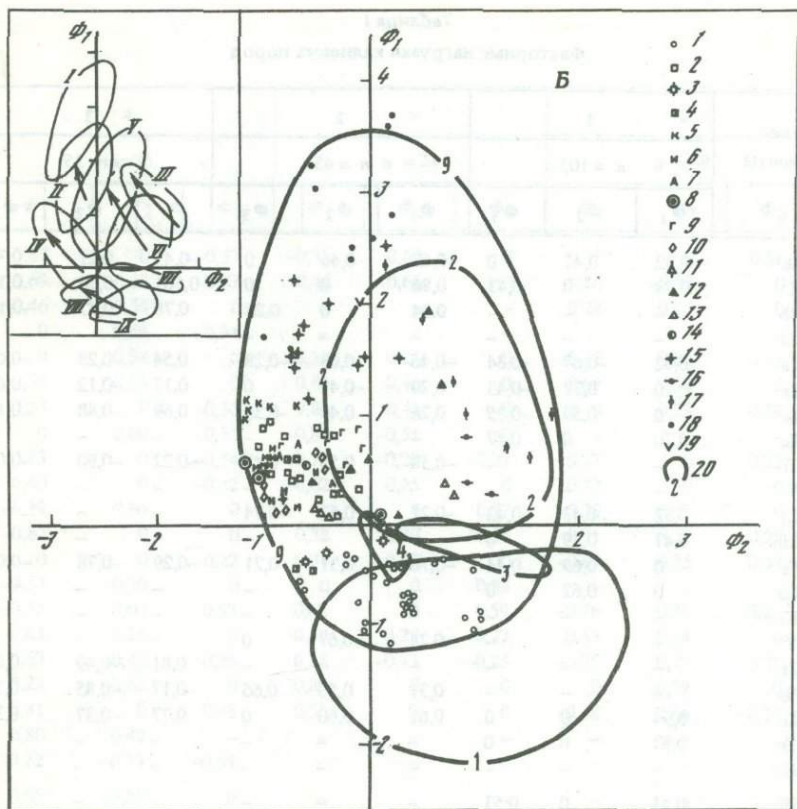


Рис. 3. Расположение в трехмерном факторном пространстве лампронитов из различных регионов мира (оси координат те же, что на рис. 1)

А — проекция факторного пространства на плоскость  $\Phi_1\Phi_2$ ; Б — проекция факторного пространства на плоскость  $\Phi_1\Phi_3$ . 1 — Алдан, СССР; 2—4 — Испания; 2 — фортунииты, канкилиты, 3 — хумилиты, 4 — вериты; 5 — Корсика; 6 — Центральная Италия; 7 — Альпы; 8 — Замбия (Африка); 9 — Гренландия; 10 — Антарктида; 11—13 — Индия; 11 — Шидхи, 12 — Гондвана, 13 — Челима; 14—18 — США; 14 — штат Юта, 15 — Лейцит-Хиллс, штат Вайоминг, 16 — штат Арканзас, 17 — штат Канзас, 18 — Смоук-Бьют, штат Монтана; 19 — Великобритания; 20 — контуры полей пород: обобщенное поле лампронитов (9), остальные — в соответствии с рис. 1. На врезке — частные эллипсоиды рассеяния лампронитов: I — Смоук-Бьют, II — Лейцит-Хиллс, III — штат Канзас, IV — Средиземноморская провинция, V — лейцитовые лампрониты Западного Кимберли, VI — оливиновые лампрониты Западного Кимберли, VII — трубка Аргайл, VIII — основные лампрониты Алдана, IX — ультраосновные лампрониты Алдана

натриевую, низкобариевую и низкокалиевую область. Практически оба эти эллипсоида (минетт и базальтоидов) имеют одинаковую анизотропию и расположение в факторном пространстве, что, очевидно, может свидетельствовать о подобии процессов, обуславливающих вариации составов этих групп пород.

С правой стороны этого рисунка показано положение точек анализов лейцититов, лейцитовых фонолитов Италии, Африки и Алданской провинции СССР и камафугитов Африки и Италии, которые также образуют единый эллипсоид рассеяния (№ 8, рис. 2,  $A_2B_2$ ), причем он также полностью совпадает с эллипсоидом рассеяния



минетт (№ 5), отличающаяся лишь несколько большими вариациями по оси факторов  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$ . Идентичность этих двух эллипсоидов подтверждается сравнением матриц факторных нагрузок минетт и камафугитов-лейцититов (см. табл. 1, ст. 2 и 3). В лейцитит-камафугитовом эллипсоиде рассеяния (№ 8) отмечаются определенные вариации составов, которые наиболее отчетливо прослеживаются вдоль оси фактора  $\Phi_2$  (см. рис. 1, Б<sub>2</sub>), как и в эллипсоиде минетт. Наиболее примитивные составы лейцититов, а также составы камафугитов расположены в правой части эллипсоида рассеяния вблизи начала координат этого рисунка. При этом лейцититы лежат полностью в пределах эллипсоида минетт, а большая часть точек камафугитов с наиболее примитивными составами смещается вдоль оси фактора  $\Phi_2$  немного за пределы эллипсоида минетт. Видимо, подобные вариации есть следствие процессов дифференциации в ряду ультраосновных — основных пород. Вдоль оси фактора  $\Phi_1$  смещаются точки анализов сильно дифференцированных высокобариевых агпайтовых кама-

Таблица 1  
Факторные нагрузки калиевых пород

Эле- менты	1			2			3		
	n = 103			n = 45			n = 35		
	$\Phi_1$	$\Phi_2$	$\Phi_3$	$\Phi_1$	$\Phi_2$	$\Phi_3$	$\Phi_1$	$\Phi_2$	$\Phi_3$
Na	-0,52	0,41	0	-0,63	-0,46	0	-0,45	0,21	0,73
K	0,28	0	0,43	0,86	0	0	0,561	0,56	0,14
Rb	-	-	-	0,84	0	0,28	0,78	0,47	-0,14
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,32	-0,67	-0,34	-0,46	0,63	-0,28	0,54	-0,28	-0,60
Sr	0	0,37	-0,43	0,23	-0,48	0	0,17	-0,12	0,67
Ba	0	0,59	-0,35	0,26	0,49	-0,38	0,69	-0,48	0,11
Sc	0,70	0	0,47	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-0,58	0,55	0,47	-0,22	-0,90	-0,05
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,32	0,43	-0,42	-0,21	0,52	-0,74	-	-	-
Mn	0,47	0,39	0	-	-	-	-	-	-
Fe	0	0,69	0,44	-0,76	0,31	0,21	-0,29	-0,78	-0,04
Co	0	0,62	0	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	0,24	0,67	0	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	0,81	-0,49	0,07
Nd	-	-	-	0,31	0,50	0,66	-0,17	-0,85	0,14
Ce	0,94	0	0	0,61	0,60	0	0,77	-0,37	0,36
Bi	0,87	0	0	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	0,41	0	0,53	-	-	-	-	-	-
Ta	0,49	0,46	-0,20	-	-	-	-	-	-
Th	0,83	0	-0,25	-	-	-	0,89	0,07	0,19
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Мас. %	36,3	13,9	10,0	30,6	23,8	13,3	33,9	28,5	13,2
Σ мас. %	36,3	50,2	60,2	30,6	54,4	67,7	33,9	62,4	75,6

Примечание. 1 — кимберлиты; 2 — минетты; 3 — лейцититы, камафугиты; 4—6 — лампронты; 4 — Алдана, 5 — Испании, 6 — Западного Кимберли.

фугитов Италии из местечка Сан-Венциано по сравнению с аналогичными неагпаитовыми породами (см. рис. 2, Б<sub>2</sub>). Судя по литературным данным [130], подобные вариации составов не являются следствием процессов дифференциации, а скорее отражают некоторые вариации первичного состава магм Итальянской провинции. Идентичность расположения точек составов минетт, лейцититов и камафугитов в факторном пространстве, как и анизотропия их эллипсоидов, сходство матриц факторных нагрузок позволяют сделать вывод о том, что все эти группы образуют как бы единое минетт-камафугит-лейцититовое сообщество и в факторном про-

4			5			6		
n = 33			n = 24			n = 89		
$\Phi_1$	$\Phi_2$	$\Phi_3$	$\Phi_1$	$\Phi_2$	$\Phi_3$	$\Phi_1$	$\Phi_2$	$\Phi_3$
0,67	0	-0,37	-0,35	0,60	0	0	0	0,51
0,69	0,32	-0,43	0,46	-0,63	0	0,86	-0,34	0
0,46	0,56	0	-	-	-	0,22	0,25	0
0	0,56	-0,34	-	-	-	-	-	-
0	0,58	0	-0,31	0,22	0	-0,57	0,26	0,36
0,56	0,53	0	0,81	0,46	0	0,64	0,50	0
0,33	0	-0,36	0,81	0,41	0	0	0,23	0,59
0	0,60	-0,55	-0,80	-0,51	0	-	-	-
0,43	0	-0,54	0,72	-0,29	-0,27	0,77	0	0,22
0,40	0	-0,42	-0,62	0,25	0	0,72	0	0
-0,39	0,66	0	0	0	0,77	-0,78	0,37	0
-0,82	0	0	0,38	0,39	0,55	-0,71	0,27	0,25
0	0	0,22	0,34	-0,62	0	-0,65	0,35	0,37
-9,53	0,70	0	0	0	0,83	-	-	-
-0,42	0,60	0,53	0,63	0	0,59	-0,76	0,33	-0,26
0,83	0,24	0	0,68	0,29	-0,27	0,53	0,54	0
0,67	-0,42	-0,26	0,28	-0,73	-0,25	-0,25	0,73	0,21
0,23	-0,62	0	0,80	0	0	0	0,79	0
0,81	0	0,48	0,55	0	0	0,48	0,66	-0,27
0,80	0,42	-	-	-	-	-	-	-
0,22	-0,33	-0,53	-	-	-	-	-	-
0,66	-0,55	0	-	-	-	-	-	-
0,67	-0,55	0	-	-	-	-	-	-
0,65	-0,36	0	-	-	-	0	0,84	0
-	-	-	-	-	-	0,83	-0,21	0
-	-	-	-	-	-	0,76	0,43	-0,20
34,1	17,6	11,1	32,2	16,3	13,4	34,5	17,4	8,8
34,1	51,7	62,8	32,2	48,5	61,9	34,5	51,9	60,7

странстве имеют единый минетт-камафугит-лейцититовый эллипсоид рассеяния (см. врезку на рис. 1, А, эллипсоид II). Подобный результат оказался довольно неожиданным, поскольку рассматриваемые породы имеют различный петрографический облик, различные исходные расплавы.

В исследуемом факторном пространстве обобщенный эллипсоид рассеяния лампроитов был отстроен на основании данных по различным регионам мира (№ 9, рис. 3, А, Б) на основании оконтуривания всех точек анализов лампроитов. Сопоставление этого эллипсоида рассеяния (№ 9) с выделенными ранее эллипсоидами

кимберлитового (№ 1), минетт (№ 5), камафугит-лейцититового (№ 8) сообщества приведено на рис. 3, А, Б и частично на рис. 1, А, Б.

Обобщенный эллипсоид рассеяния лампроитов (№ 9, рис. 3, А, Б) по сравнению с эллипсоидами минетт (№ 5), камафугит-лейцититов (№ 8) и кимберлитов (№ 1), если отбросить в кимберлитах сильно обогащенные карбонатом разновидности пород, занимает значительно больший объем факторного пространства, т.е. состав лампроитов обладает высокой вариабельностью. Особенно обращают на себя внимание большие вариации вдоль оси фактора  $\Phi_1$ , благодаря чему положение лампроитового эллипсоида в факторном пространстве существенно отличается от положения минетт-камафугит-лейцититового и кимберлитового эллипсоидов. По отношению к первому лампроитовый эллипсоид в целом сдвинут по оси фактора  $\Phi_2$ , что соответствует более высокохромистому, высокомагнезиальному и низконатриевому характеру лампроитов по сравнению с минеттами, камафугитами и лейцититами (см. рис. 3, Б). Этот тренд, по-видимому, отражает большие глубины генерации первичных ультраосновных расплавов лампроитовых магм. По величине вариаций стандартных отклонение фактора  $\Phi_2$  лампроитовый эллипсоид сопоставим с кимберлитовым, отличаясь от последнего существенно меньшими вариациями фактора  $\Phi_3$  (железистости—кальциевости).

Несмотря на наличие существенных различий в расположении лампроитового, кимберлитового и минетт-камафугит-лейцититового эллипсоидов в факторном пространстве, между ними существуют области перекрытия. Лампроитовый эллипсоид выполняет роль как бы связующего звена между двумя другими эллипсоидами, которые не пересекаются в факторном пространстве. Подчеркнем, что даже находящиеся в области перекрытий составы пород далеко не идентичны, так как введение в систему дополнительных компонентов, например  $\text{SiO}_2$  или  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , может значительно уменьшить эти перекрытия. Вместе с тем при введении Sc область перекрытия, например, между лампроитовым и минетт-камафугит-лейцититовым эллипсоидами будет увеличиваться.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ ПОРОД ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ

Диагностика лампроитов вызывает определенные сложности. Породы эти обычно тонкозернистые, иногда стекловатые либо раскристаллизованные в разной степени, так что визуальная диагностика их минерального состава затруднена. Трудности возникают еще и в связи с тем, что лампроиты — это сообщество пород, характеризующихся довольно широкими вариациями состава, в том числе по содержанию кремнезема от ультраосновной до средней группы пород.

Объединяя лампроиты в единое семейство, Р. Митчелл [49] связывал широкие вариации их состава с процессами дифференциации. Как показали наши исследования [9], многообразии лампроитов



обусловлено не столько процессами дифференциации, хотя и они играли определенную роль, сколько с различием условий образования лампроитов (состояние мантийного источника, характер метасоматических процессов и т.д.), составом их первичных расплавов.

Несмотря на разнообразие пород лампроитовой серии и упомянутые трудности, за последние годы выявлен ряд петрохимических и минералогических признаков, позволяющих диагностировать лампроиты. С учетом авторских [9, 10] и литературных [120, 140, 49] разработок рассмотрим систему предлагаемых диагностирующих признаков.

1. Соотношение  $\text{SiO}_2 + (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ . На соответствующей диаграмме (рис. 4) показаны лампроиты из различных регионов мира, а также минетты, которые по некоторым параметрам напоминают лампроиты. Подавляющее большинство лампроитов лежит в области щелочных пород, хотя некоторые располагаются в умеренно-щелочном поле, несмотря на то что по целому ряду признаков (например, присутствие К-рихтерита) относятся к лампроитам. Некоторые разновидности лампроитов Австралии обогащены кварцем, и их составы также смещаются в умеренно-щелочную область. Таким образом, под лампроитами следует понимать прежде всего породы щелочного ряда. Общее поле их составов лежит обычно выше нижней границы щелочных пород.

2. Соотношение щелочей. Лампроиты следует рассматривать как калиевые породы с  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (в мас. %) всегда выше 1, а в подавляющем большинстве случаев больше 3 для ультраосновных и основных лампроитов и даже больше 5 для лампроитов средней группы.

3. Магнезиальность ( $mg'$ ) и содержание  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Co}$ . Лампроиты — это высокомагнезиальные породы, т.е. при фиксированном содержании кремнезема магнезиальность ( $mg'$ ) лампроитов всегда выше, чем в нормально-магнезиальных породах (пикритах, лампрофирах, лейцититах и др.). Проблема классификации высокомагнезиальных пород широко обсуждается и для представителей нормального ряда. Для этой цели предлагалось использовать разнообразные петрохимические принципы; в частности, для разделения коматитовых и толентовых базальтов Муиро Тауншин использовались диаграммы  $\text{SiO}_2$ — $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  и  $mg/(\text{SiO}_2)$ — $\text{TiO}_2$ . Для диагностики лампроитов удобно пользоваться диаграммой  $mg'$ — $\text{SiO}_2$  (рис. 5), где проведена разграничительная линия I—I, отделяющая высокомагнезиальные (лампроиты) и нормально-магнезиальные (кимберлиты, катунгиты, лейцититы и др.) сообщества пород. Однако существуют и некоторые исключения: а) обособляется небольшое поле перекрытия составов, в которых крайне дифференцированные члены лампроитовой серии по значениям магнезиальности неотличимы от недифференцированных пород с нормальной магнезиальностью; б) существует группа калиевых пород, которые, несмотря на высокую магнезиальность, по совокупности признаков ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 3$ ,  $K_a = 0,6$ — $0,8$ , повышенные содержания  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и

особенности составов минералов) не следует относить к лампроитам. Такие породы предлагается выделять в отдельную группу — умеренно глиноземистых флогопитовых лейцититов (Югославия, Сьерра-Невада и др.) и минетт типа Навайо. Их высокая магнезиальность обусловлена низкими содержаниями железа, что даже при умеренном содержании магния дает высокие величины  $mg$ .

Для лампроитов характерны максимально высокие среди калиевых пород содержания  $MgO$ ,  $Ni$  ( $> 200$  г/т),  $Cr$  ( $> 400$  г/т), а также отношение  $Ni/Co$ , равное 6—16. Содержания  $MgO$  (в мас. %) в лампроитах обычно превышают 19 (до 28) в ультраосновной, 12 (до 17) в основной, 8—9 в средней группах. Для сравнения отметим, что в ультраосновных щелочных калиевых породах с нормальными величинами магнезиальности, например в породах камафугитовой серии (лейцитовые пикриты, мелилитовые лейцититы и др.), содержания  $MgO$  меньше 17,5 мас. %.

Благодаря высокой магнезиальности в лампроитах присутствуют вкрапленники минералов с высоким содержанием магния — форстерит ( $mg = 88—94$ ), диопсид ( $mg = 86—92$ ), флогопит ( $mg = 82—92$ ), христит ( $mg = 88—94$ ).

4. Содержание  $SiO_2$  и кремненасыщенность пород (или активность  $SiO_2$ ). При одинаковой степени фракционирования или значениях магнезиальности ( $mg$ ) содержание  $SiO_2$  в лампроитах всегда выше, чем в породах других калиевых серий (кимберлитовой, камафугитовой, лейцитит-тефритовой) (см. рис. 5). О повышенной кремненасыщенности лампроитов свидетельствует как парагенезис породообразующих минералов, так и их специфические особенности состава. Так, в лампроитах отсутствуют сильно кремненедосыщенные минералы, такие, как нефелин, кальсилит, мелилит, монтичеллит. В нормативном составе лампроитов количество нормативного нефелина не превышает 5%, часто присутствует нормативный ортопироксен, а в некоторых основных и средних лампроитах отмечается нормативный кварц.

Относительно высокое содержание  $SiO_2$  лампроитов является одним из принципиальных отличий их от кимберлитов, в том числе слюдистых кимберлитов. Как видно из рис. 5, ультраосновные лампроиты дают более кремнекислые дифференциаты, в то время как в кимберлитах подобный тренд отсутствует. Парагенезис породообразующих минералов основной массы кимберлитов состоит из резко кремненедосыщенных минералов. Так, в неизменных разностях кимберлитов присутствуют монтичеллит, магматический карбонат, перовскит, в измененных разностях — серпентин, различные карбонаты, иногда сапонит. В основной массе ультраосновных лампроитов преобладают диопсид и кремнисто-калиевое стекло, отмечается ортопироксен. В измененных лампроитах среди вторичных минералов преобладают тальк и сапонит. Эти два минерала развиваются в лампроитах даже в тех случаях, когда лампроитовые тела прорывают карбонатные толщи, например, в провинции Эллендейл (Австралия) и на Центральном Алдане. Вокруг тел

лампроитов нередко отмечаются значительные ореолы окварцевания. Кварц иногда встречается в довольно больших количествах и в парагенезисе вторичных минералов лампроитов. Его происхождение вряд ли связано только с формированием коры выветривания, поскольку кварцсодержащие образцы лампроитов отобраны с глубоких горизонтов; скорее всего, эта особенность состава лампроитов объясняется повышенной кремненасыщенностью пород и минералов ультраосновных лампроитов.

5. Содержания  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Содержание этих окислов следует рассматривать в числе ведущих признаков, используемых для расчленения высококальциевых пород [129]. На графике  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 6) лампроиты занимают поле, характеризующееся низкими содержаниями  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в отличие от пород камафугитовой (высокие содержания  $\text{CaO}$ ) и лейцитит-тефритовой (высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) серий. Эта особенность химизма лампроитов коррелируется с отсутствием в них плагиоклаза и низким содержанием нормативного анортита (обычно меньше 5%). На этом же графике видно, что флогопит-диопсидовые минералы Навайо четко обособляются, занимая промежуточное положение между лампроитами и лейцитит-тефритами. Эта группа, выделенная под названием умеренно глиноземистых лейцититов и мафических минералов (тип Навайо), характеризуется повышенным содержанием нормативного нефелина и плагиоклаза (анортита).

6. Коэффициент агпаитности. Отмечая агпаитовый характер (имеется в виду калиевая агпаитность) некоторых лампроитов и присутствие К-рихтерита в качестве индикаторных признаков лампроитов, многие исследователи предлагают ограничить понятие "лампроит" только агпаитовыми разновидностями с  $K_a > 1$ . В этой связи напомним, что повышенные значения  $K_a$  характерны и для некоторых других калиевых пород: мафурит ( $K_a = 1,05-1,10$  при  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 10$ ), слюдястые кимберлиты II группы ( $K_a = 1,15$  при  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 15$ ), а К-рихтерит известен в кимберлитах Индии, Южной Африки, Северной Америки и Сибири. В то же время среди объектов, принятых безоговорочно считать лампроитами, известны и неагпаитовые разновидности, включая знаменитые оливковые лампроиты месторождения алмазов трубки Аргайл (Западная Австралия). В этой связи, помимо агпаитовых лампроитов с  $K_a > 1,0$ , необходимо выделить миаскитовые лампроиты с  $K_a = 0,8-1,0$  (обычно 0,9).

7. Особенности минерального состава. Для диагностики лампроитов наиболее информативны составы клинопироксенов, слюд и хромшпинелидов. Подробно типоморфные особенности составов минералов лампроитов будут рассмотрены в главе 5, в настоящем разделе обратим внимание только на наиболее показательные диагностирующие признаки.

Клинопироксены лампроитов в большинстве случаев представлены диопсидом. В породах камафугитовой и лейцитит-тефритовой серий обычны салиты. Специфической особенностью составов клинопироксенов из лампроитов являются также высокие содержания в них

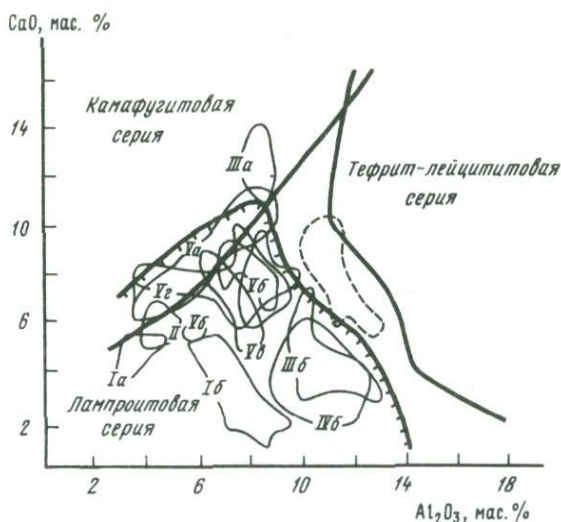


Рис. 6. Соотношение CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в лампроитах и других калиевых породах  
Условные обозначения те же, что на рис. 4

кремния и низкие содержания алюминия, что возникает, видимо, вследствие высокой активности SiO<sub>2</sub> и низкой активности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в лампроитовых расплавах. Содержание кремния в диопсидах (выраженное в формульных единицах при пересчете на 6 формульных единиц кислорода) из лампроитов больше 1,93 (т.е. изоморфизм Si ↔ Al существенно сдвинуто в сторону Si), а в породах камафугитовой серии, меймечитах, коматиитах и пикритах содержание Si в клинопироксенах варьирует от 1,75 до 1,93 (т.е. Si существенно замещен Al).

Слюды в лампроитах представлены преимущественно флогопитом с низким содержанием алюминия при Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≤ 14 мас. %. В миаскитовых разновидностях лампроитов содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> во флогопитах колеблется от 11 до 14 мас. %, в агпайтовых разновидностях — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> обычно меньше 12 мас. %.

Хромшпинелиды — типичный акцессорный минерал лампроитов и обычно представлен сложным 5—7-компонентным твердым раствором нескольких минералов оксидов, в том числе хромита, шпинели, магнетита, герцинита. Особенности состава хромшпинелидов, являющихся индикатором *P—T* параметров кристаллизации пород и изменения химической среды, могут быть успешно использованы для диагностики лампроитов.

В заключение подчеркнем, что, используя полную совокупность рассмотренных геохимических, петрохимических и минералогических признаков, можно диагностировать исследуемые калиевые породы, выделяя из них лампроиты.

Обобщая приведенные критерии, можно сформулировать следующее определение лампроитовой серии пород — это сообщество

(петрохимическая серия) высокомагнезиальных калиевых насыщенных, либо слабо недосыщенных кремнеземом щелочных пород, характеризующихся низким содержанием окислов алюминия и кальция. По содержанию кремнезема их составы варьируют от ультраосновной до средней группы пород. По соотношению глинозема и щелочей выделяются две разновидности лампроитов: агпаитовые и миаскитовые.

Большинство пород лампроитовой серии сложено оливином, флогопитом, диопсидом, лейцитом и ортоклазом, могут присутствовать щелочные магнезиально-калиевые амфиболы (калиевый рихтерит, магнезиарфведсонит), ортопироксен. В зависимости от содержания кремнезема количественные соотношения этих минералов могут сильно варьировать вплоть до полного исчезновения некоторых из них; из числа аксессуарных минералов характерны прайдерит, вадеит, хромшпинелид, реже — алмаз. Лампроиты обычно формируются в гипабиссальных условиях, слагая дайки, мелкие интрузивные тела размером до 3 км либо трубки взрыва, которые, как правило, сопровождаются мелкими субвулканическими интрузивными телами, лавовыми покровами и потоками. Выделяются эффузивные и интрузивные фации лампроитов. Не исключено, что некоторые типы лампроитовых магм могут давать более крупные интрузивные массивы. Практически все лампроиты эффузивной и гипабиссальной фаций характеризуются порфировыми либо порфировидными структурами, реже встречаются стекловатые разновидности.

#### НОМЕНКЛАТУРА И СИСТЕМАТИКА ЛАМПРОИТОВ

В 1923 г. П. Ниггли предложил и разработал первую классификацию лампроитов, выделив шесть типов: лампросиениты, вайомингит-лампроиты и др. Однако эта классификация, основанная прежде всего на соотношениях К, Na, Al и Mg, не получила признания. В 40-х годах А. Уэйд и Р. Прайдер [202] использовали этот термин для описания пород открытой ими провинции лампроитов Западной Австралии. При этом они ввели в употребление такие новые названия пород, как "фицронит" (флогопит + лейцит), "седрисит" (диопсид + лейцит), "волжидит" (флогопит + диопсид + К-рихтерит + лейцит), "мамилит" (К-рихтерит + лейцит). Предложенная А. Уэйдом и Р. Прайдером классификация имела определенные упущения: а) не учитывалась роль оливина в парагенезисе породообразующих минералов лампроитов, а также постоянных аксессуарных минералов типа прайдерита и др., б) появление нескольких зерен минерала переводило породы в другую разновидность, хотя химический состав их мог оставаться почти без изменений. Тем не менее долгое время именно парагенезис минералов, а иногда даже просто изменение количественной доли породообразующих минералов служили основанием для присвоения породам новых местных названий пород, которых в настоящее время известно около 20.

Новый вариант классификации лампроитов, предложенный в 80-е годы [49, 140, 185], основан также на соотношении главных первичных минералов в модальном составе пород. Из компонентов первого порядка исключено стекло, а содержащее стекло лампроиты называются гиалолампроитами. Предложено также в классификации учитывать морфологию выделений флогопитов. Породы, содержащие фенокристы флогопита, называются флогопитовыми лампроитами, а породы, в основной массе которых развит пойкилитовый флогопит и тетраферрифлогопит, — мадупитовыми лампроитами. Хотя авторы этой классификации и попытались унифицировать номенклатуру пород лампроитовой серии, однако вопрос о месте выделенных разновидностей лампроитов в общей классификации магматических пород, об их принадлежности к определенным группам, семействам и видам оставался открытым.

Учитывая разнообразие пород лампроитовой серии и связанные с этим терминологические трудности, авторами была предложена систематика [10] всего сообщества калиевых высокомагнезиальных пород, в основу которой положена современная классификация магматических пород [36]. При этом характеристики групп и рядов пород были сохранены неизменными; что же касается семейств, то границы некоторых из них были расширены за счет добавления девяти новых видов пород. Учитывая повсеместное присутствие в лампроитах флогопита, этот минерал был включен в число типоморфных или существенных минералов соответствующих видов. При этом следует напомнить, что границы семейств определяются в первую очередь содержаниями  $\text{SiO}_2$  и суммы щелочей, так что все высокомагнезиальные и высококалиевые породы попали в рамки тех же семейств, которые были выделены для калиево-натриевых нормально-магнезиальных пород. Вместе с тем к настоящему времени стало очевидным, что для достижения необходимой информативности целесообразно, наряду с номенклатурой для нормально-магнезиальных пород, разработать номенклатуру и для высокомагнезиальных пород, отразив их специфику на уровне не только видов, но и семейств пород. В этой связи в развитии опубликованной ранее классификации [10] предлагаются породы лампроитовой серии объединить в три новых семейства в соответствии с их принадлежностью к разным группам: ультраосновные лампроиты, основные лампроиты и орендиты (это название сохранено для лампроитов средней группы). К выделенным ранее 9 видам пород добавлен еще один. Сохранив все остальные параметры классификации в соответствии с [10] в табл. 2а (см. вкл.) показано положение предложенных семейств и видов лампроитов.

Обратим внимание на некоторые особенности предложенного нового варианта классификации: 1) она четко определяет место всех видов и семейств лампроитов в общей классификации магматических горных пород; 2) лампроитам присущи широкие колебания отношения (коэффициент агпаитности)  $K_a = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  (мол. кол-во). В этой связи выделены разновидности не только по темноцветному минералу (оливиновый, диопсидовый и т.д.), но и по появлению

**Таблица 3**  
Сопоставление номенклатур лампрантов

Название лампрантов по их местонахождению	Определения лампрантов в соответствии с табл. 2
Мадупит	Диопсид-флогопитовый основной лампрант
Хумилит	Оливин-диопсидовый основной лампрант
Гаусбергит	Рихтеритсодержащий
Волжидит	Диопсид-флогопит-рихтеритовый основной лампрант
Фицроит	Лейцит-флогопитовый основной лампрант
Седрисит	Лейцитовый орендит
Вайомингит	То же
Мамилит	Рихтерит-лейцитовый орендит, рихтеритсодержащий лейцитовый орендит
Верит	Орендит
Орендит	"
Фортунит	Орендит энстатитсодержащий
Канкилит	Рихтеритовый орендит

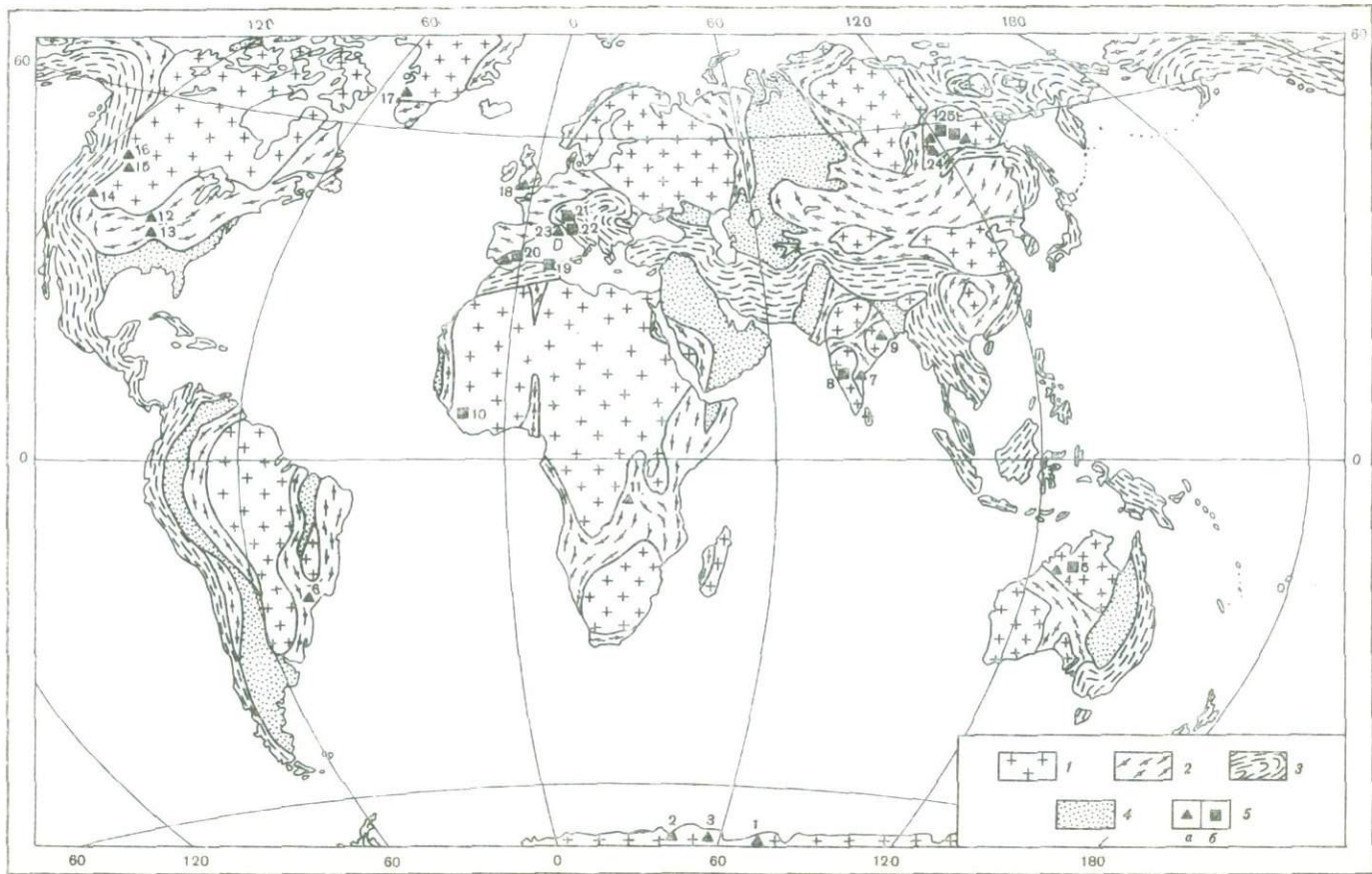
ортоклаза или щелочного калиевого амфибола, коррелирующиеся с величиной  $K_a$ : рихтеритовые с  $K_a \geq 1,1$  с ортоклазовые — с  $K_a \leq 1,1$ ; 3) в названиях видов отражена принадлежность породы к определенному семейству (ультраосновной лампрант, основной лампрант, орендит), в качестве прилагательного указан типичный породообразующий минерал или парагенезис минералов (например, оливин-диопсидовый ультраосновной лампрант и т.д.). Сопоставление предлагаемой номенклатуры лампрантов и их многочисленных местных названий отражено в табл. 3.

## ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОВИНЦИИ ЛАМПРОИТОВ МИРА

Новейшая информация, которая появилась в последние годы по лампроитам всех континентов Земли, позволила выделить ряд провинций лампроитового магматизма. Петрографическая провинция, как принято в последнее время [60], понимается в настоящей работе как крупный геотектонический элемент, в различных ореолах которого формировались проявления лампроитового магматизма. В рамках провинций выделены субпровинции, включающие проявления лампроитов, приуроченных к локальной структуре, и образовавшиеся в узкий интервал времени. В самом общем виде выделяются следующие восемь провинций: Алданская, Западно-Австралийская, Северо-Американская (США, Гренландия), Африканская, Индийская Западно-Средиземноморская, Британская, Бразильская. Изученные в Среднеазиатской провинции трубчатые тела сложены лампроитоподобными породами. Ряд провинций высококальциевых пород, в том числе и в Советском Союзе [19, 75], отнесен к лампроитам без достаточного основания. Упомянем "анальцимовые лампроиты" района Холмид Фарм, Великобритания [204], высококальциевые породы (кайяниты, кокиты и др. Юго-Восточной Азии [209, 211] и Югославия [196]). Последние, скорее всего, следует относить к высокомагнезиальным лейцититам — промежуточным породам между лейцититами и лампроитами.

Провинции лампроитов известны пока только на континентах, причем преимущественно в регионах со зрелой континентальной корой. С учетом возраста и строения кристаллического фундамента выделяются два типа провинций: а) древних платформ (архей-нижнепротерозойские), б) фанерозойских областей завершенной складчатости. Лампроитовый магматизм повсеместно проявляется при процессах тектонико-магматической активизации континентальной литосферы. При этом по типу геодинамического режима следует различать провинции, возникшие при: а) рифтогенной активизации древних платформ и фанерозойских областей завершенной складчатости (Западно-Австралийская, Северо-Американская, Индийская, Антарктическая, Бразильская), б) коллизионной обстановке, вызвавшей активизацию в пределах складчатых поясов (Западно-Средиземноморская, Британская), в) коллизионной обстановки, вызвавшей активизацию в пределах древних платформ (Алданская).

Намечается некоторая корреляция состава лампроитов, истории геолого-тектонического развития регионов и специфики гео-



динамического режима, при котором проявился лампроитовый магматизм. Эти связи достаточно сложны и подробнее будут рассмотрены в заключительных разделах. Однако предварительно отметим, что агпаитовые разности лампроитов встречаются преимущественно в пределах тех участков древних платформ, фундамент которых был интенсивно переработан в протерозойское и фанерозойское время (Северо-Американская, Западное Кимберли в Австралии и др.). В пределах древних платформ, фундамент которых был слабо переработан, причем лишь в протерозойское время (Центральный Алдан, СССР; Восточное Кимберли, Австралия, и др.), преобладают миаскитовые лампроиты. Последние характерны и для складчатых областей (Испания, Италия и др.). На платформах в условиях рифтогенного режима лампроиты нередко возникают вблизи полей кимберлитов. Что касается лампроитов, возникших при коллизионном геодинамическом режиме, то они обычно тесно ассоциируют с известково-щелочными и шошонит-латитовыми сериями магматических пород.

В монографии подробно рассматриваются провинции, установленные в последние годы в Советском Союзе — Алданская провинция лампроитов и Среднеазиатская провинция лампроитоподобных пород. Краткая информация по всем остальным упомянутым провинциям мира приводится в настоящей главе. При этом уделено внимание их геологическому положению, возрасту, отличительным особенностям петрографического состава, некоторым аспектам генезиса с учетом того, что результаты сравнительного анализа геохимии, минералогии, петрогенезиса представлены в главах 1.5 и Заключение. При составлении главы, в том числе и схемы размещения лампроитов Мира (рис. 7), использованы материалы из обзора С. Бергмана [101], монографии по лампроитам Западной Австралии [140], а также ряда новейших публикаций [35 и др.], при этом сохранена терминология цитируемых авторов. Провинции объеди-

Рис. 7. Схема размещения районов лампроитового магматизма (составлена авторами с использованием тектонической схемы платформ и подвижных поясов [86])

1 — архей-нижнепротерозойские платформенные блоки, 2 — верхнепротерозой-палеозойские подвижные пояса; 3 — мезо-кайнозойские геосинклинальные пояса и островные дуги; 4 — подвижные пояса, перекрытые платформенным чехлом; 5 — районы лампроитового магматизма (а — агпаитовые, б — миаскитовые лампроиты): 1—3 — Антарктическая провинция: 1 — Гаусберг, 2 — Пристли-Пик, 3 — Маунт Вейлнс; 4, 5 — Австралийская провинция: 4 — Западное, 5 — Восточное Кимберли; 6 — Минас-Жернас, Бразилия; 7—9 — Индийская провинция: 7 — Челима, 8 — Вайракарур, 9 — Гондвана; 10 — Сегуэла, Кот-ди-Вуар; 11 — Капамба, Замбия; 12—16 — Северо-Американская провинция: 12 — Канзас, 13 — Прери-Крик, Арканзас, 14 — Камас-Мун, Юта, 15 — Лейцит-Хиллс, Вайоминг, 16 — Смоук-Бьют, Монтана; 17 — Сисиинут (Холстенборг), Гренландия; 18 — Пендиннис, Англия; 19—23 — Средиземноморская провинция: 19 — Азатта, Алжир, 20 — Юго-Восточная Испания, 21 — Северо-Западные Альпы, 22 — Центральная Италия, 23 — Корсика; 24, 25 — Алданская провинция: 24 — Хани (протерозой), 25 — Мурун, Молбо, Центральный Алдан, Верхняя Амга, Ломам (мезозой)

нены по типу геодинамического режима, причем вначале помещена характеристика лампроитов областей рифтогенной активизации, а затем — коллизионных обстановок.

## ПРОВИНЦИИ ЛАМПРОИТОВ ЗОН РИФТОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Наиболее разнообразны проявления лампроитов, возникшие при рифтогенной активизации краевых частей блока Кимберли (Австралия) и юго-западной периферии Северо-Американской платформы. Однако, кроме того, они известны в Антарктиде, Индии, Африке.

### ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Высококальциевые породы на северо-западе Австралии в районе грабена Фицрой были известны еще в 40-х годах нашего столетия [197, 208]. Однако только в конце 70-х годов были обнаружены первые алмазы в связи с вновь открытой разновидностью высококальциевых пород — оливиновыми лампроитами в поле Эллендейл, юго-западная часть кратона Кимберли.

К настоящему времени на северо-западе Австралийского континента в пределах юго-западной и восточной окраин кратона Кимберли известно уже более 100 выходов лампроитов, образующих две провинции — Западное и Восточное Кимберли. Они приурочены к древним подвижным зонам Холлс-Крик (на востоке) и Кинг Леопольд (на юго-западе), имеющим линейную форму. Активность этих структур фиксируется по крайней мере от нижнего протерозоя до конца палеозоя, однако интенсивная складчатость, термальный метаморфизм, интрузивная деятельность, характерные для нижнего протерозоя, позднее не повторялись, поэтому их следует относить к области кратона (возраст 1800 млн. лет). Центральная часть региона — кратон Кимберли — сложена толщей горизонтально залегающих осадочных и вулканогенных пород с возрастом 1900—1650 млн. лет, а также метаморфических и изверженных пород. В фанерозое в Западном Кимберли сформировались толщи, преимущественно морских осадков, достигающих иногда (грабен Фицрой) мощности до 8000 м. Лампроиты представлены трубками, потоками, штоками, дайками, силлами. Провинции Западного и Восточного Кимберли имеют ряд существенных различий как по времени возникновения лампроитов, так и по их составу и алмазоносности.

Провинция Западного Кимберли расположена вдоль юго-западной окраины кратона Кимберли, включая часть протерозойской подвижной зоны Кинг Леопольд и большую часть грабена Фицрой. Лампроиты провинции имеют миоценовый возраст и концентрируются в двух вулканических полях — Эллендейл (48 тел) и Нункамбах (24 тела). Развитие здесь лампроиты варьируют по составу от оливиновых лампроитов с содержанием модалного оливина около 30% до лейцитовых лампроитов, в которых содержание

модального оливина меньше 3%. Хотя отдельные тела и вулканические поля имеют специфические черты, однако у них есть и некоторые общие особенности минерального состава, характерные для лампроитов Западного Кимберли. Так, в числе породообразующих минералов обычны оливин, Ti—Fe-флогопит, Ti—К-рихтерит, лейцит. Оливин выделяется в виде двух генераций, причем обе имеют состав  $Fe_{90-92.5}$ . Флогопит и рихтерит обычно отмечаются в грубозернистых разностях пород, диопсид и перовскит нередко доминируют в основной массе пород. Акцессорные минералы представлены ассоциацией титанатов и силикатов, содержащих калий, барий, цирконий (прайдерит, вадеит, шербаковит, джеппит), а также шпинелидами, состав которых варьирует от Cr—Fe-магнезиохромита до Ti—Fe-титаномагнетита. Постоянно отмечались ксенокристы минералов из пород фундамента (кианит, ставролит, гранат-альмандин) и мантийного источника (магнезиохромит, Cr-пироп, Cr-диопсид, алмаз), а также нодулы мантийного происхождения (гарцбургит, шпинелевые лерцолиты и др.) и ксенолиты пород коры (песчаники, сланцы, известняки, метадиориты и др.).

Исследования изотопного состава показали, что лампроиты Западного Кимберли характеризуются необычно высоким  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,711—0,721) и низким  $\epsilon_{Nd}$  (от -7,4 до -19,2). При этом существенные различия отмечаются между различными полями лампроитов. Учитывая, что  $^{207}Pb/^{204}Pb$  высокое (15,69—15,80), предложена многостадийная модель, объясняющая изотопный состав этих пород. Эта модель допускает, что мантийный источник с необычно высоким отношением  $^{206}Pb/^{204}Pb$  не был дифференцирован позднее 2,1 млрд. лет назад.

Провинция Восточного Кимберли включает пять небольших кимберлитовых даек, одну дайку лампрофиров (Бов), одну дайку лампроитов (Лиссаделл) и богатую алмазами трубку лампроитов Аргайл. Трубка, как и ассоциирующее с ней месторождение аллювиальных алмазов, была открыта в конце 1979 г.

Диатрема Аргайл интродуцирована в подвижную зону Холлс-Крик и расположена в 6 км на запад от разлома Холлс-Крик, который является восточной границей этой подвижной зоны. Диатрема Аргайл прорвала нижнепротерозойские песчаники и верхнепротерозойские толщи (песчаники и др.) и сложена оливиновым лампроитовым туфом, вулканокластическими осадками и небольшим числом даек оливиновых лампроитов.

Различаются пять типов пород: лапилли-пепловый туф, грубопепловый туф, тонкопепловый туф, "непесчаный" туф и дайки оливиновых лампроитов.

Наиболее продуктивна на алмазы южная часть диатремы, сложенная песчанистыми туфами. "Непесчаный" туф встречается в северной части диатремы; он состоит полностью из фрагментов измененных оливиновых лампроитов. Допускается, что он относится к завершающей стадии активности в диатреме. Дайки оливиновых лампроитов сложены преимущественно измененными фенокристаллами (сейчас это тальк + карбонат), погруженными в основную

массу тетраферрифлогопита, анатаза, сфена, перовскита, акцессорного апатита, титансодержащего магнезиохромита, марганцевого ильменита. Встречаются также пентландит, халькопирит, сфалерит.

Туфы обычно имеют слоистость. Активная тектоника, продолжавшаяся и после формирования диатремы, существенно перестроила отдельные блоки слоистых туфов.

Характерен набор акцессорных минералов трубки Аргайл: сфен, анатаз, рутил, Мп-ильменит, прайдерит и другие титанаты, сульфиды (Ni, Cu, Fe). В тяжелом концентрате обнаружены ксеногенные минералы: магнезиохромит, альмандин, хромдиопсид, ортопироксен, редкие зерна пироба. Содержание алмаза в богатой южной части 6,8 карат/т, а в северной — 1 карат/т. Пикроильменит отсутствует. Наиболее характерная фаза ксенокристаллов — это хромовая шпинель, которая колеблется по составу от Mg—Al-хромита до магнезиохромита. Гранат 1-го и 9-го типов по классификации Даусона и Стефенса [114]. При этом Cr-пиробы насыщены Ca и содержат до 6% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ti-пиробы обычно бедны железом и содержат Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 2%. Пироксены — это хромдиопсид, бедный Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 1%) и Na<sub>2</sub>O (< 1%) и обогащенный кальцием.

В настоящее время отрабатывается южная, наиболее богатая часть трубки. Доказанные запасы руды 61 млн т со средним содержанием 6,8 карат/т. Работа рудника рассчитана на 20 лет при переработке 3 млн т руды в год. Строительство рудника обошлось в 450 млн. долл. Производство достигает 25 млн. карат в год.

Лампроиты Западного и Восточного Кимберли имеют определенные различия, в том числе: а) возраст — кайнозойский для Западного Кимберли, причем вулканизм в поле Эллендейл проявился несколько раньше (20—22 млн. лет), чем в поле Нункамбах (18—20 млн. лет); время формирования трубки Аргайл в Восточном Кимберли датируется разными методами, в том числе стронциевой изохроной 1045 ± 150 и 1147 ± 20 млн. лет; б) состав — как показывает сопоставление средних данных по оливиновым лампроитам трубки Аргайл и трубок Эллендейл-4 и 9, степень обогащения редкими элементами много выше в последних. В частности, заметно выше в трубках Эллендейл содержание Ba, La, отношения Ba/La, Th/U, La/Nb, La/Ta, более низкие — K/Rb, K/Ba; в) состав включений в алмазах — в поле Эллендейл алмазы содержат примерно равные пропорции перидотитовых и эклогитовых включений. Включения в алмазах Аргайл преимущественно эклогитовые; в них наиболее часто встречаются гранат оранжевого цвета, а также клинопироксен, коэсит, кианит, рутил и сульфиды. Очень редко отмечались ильменит и муассонит. Эпигенетические включения представлены большой группой минералов, в том числе флогопит, тальк, кальцит, кварц и т.д.

Составы сосуществующих пироксена и граната из включений в алмазах трубки Аргайл достаточно широко варьируют. При этом отмечаются различия в составах граната и пироксена из включений в алмазах трубок Аргайл и Эллендейл. Гранат из эклогитовых

включений трубки Аргайл нередко обогащен CaO (до 17—18%) и Na<sub>2</sub>O (до 0,71%), тогда как в трубках Эллендейл — соответственно 10% CaO и 0,2% Na<sub>2</sub>O (максимально до 0,5%). Клинопироксен включений в алмазах трубки Аргайл богат жадеитовым компонентом (до 9,5% Na<sub>2</sub>O и 19% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), а также отмечается необычно высокое содержание K<sub>2</sub>O (до 1,3%), что указывает на формирование при очень высоких давлениях.

Вместе с тем изотопный состав углерода алмазов Аргайл и Эллендейл достаточно близок. Они имеют небольшую отрицательную аномалию значений  $\delta^{13}\text{C}$  от -4 до -6‰, аналогичную алмазам других регионов.

Рассматривая генезис лампроитов Австралии, исследователи отмечали, что они, вероятно, произошли при частичном плавлении слюдяных перидотитов при обогащении их такими летучими компонентами, как H<sub>2</sub>O и HF, при низких концентрациях CO<sub>2</sub>. Мантийный источник был обогащен также некогерентными элементами с высокими отношениями Rb/Sr и Nd/Sm. Состав шпинелидов указывает на восстановительные условия образования лампроитов.

#### СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В краевых частях Северо-Американской платформы известны две субпровинции лампроитов: протерозойского возраста, развитая на западе Центральной Гренландии, и мезокайнозойского возраста — на юго-западе США.

На западе Гренландии (см. рис. 7, т. 1) в протерозойском подвижном поясе, наряду с разнообразными по составу щелочными породами и кимберлитами, установлены лампроиты [201]. Они слагают главным образом дайки, однако известны также силлы и тела неправильной формы. Дайки обычно маломощные — от нескольких сантиметров до нескольких метров и лишь в единичных случаях до 7 м. Дайки лампроитов приурочены к древним ослабленным зонам; они являются посттектоническими, не метаморфизованы и не деформированы, прорывают средне- и высокометаморфизованные гнейсы, метаосадочные породы и мраморы. Их K—Ar возраст по флогопиту  $1240 \pm 130$  млн. лет, т.е. они много древнее развитых в этом же районе кимберлитов (550 млн. лет). Большинство даек имеют субвертикальные залегания, варьируют по простиранию от З-В до СЗ-ЮВ и могут быть прослежены вдоль ослабленных зон на несколько километров.

Внешний облик лампроитов несколько варьирует по цвету (серый до коричневатого), количеству макрокристаллов, размеру зерен. Отмечается наличие зон закалки в ряде дайковых тел. По составу различаются две разновидности лампроитов: лейцитовые и амфиболовые лампроиты.

Лейцитовые лампроиты довольно сильно изменены вторичными процессами (нередко карбонатизированы). В них диагностированы макро- и фенокристы флогопита и лейцита, иногда оливина и

диопсида, в основной массе обычны флогопит, лейцит, диопсид, рутил, апатит, карбонат, иногда прайдерит. Отмечались редкие ксенокристы пирропа. Оливин имеет состав  $F_{0,93-91}$  при содержании NiO 0,7%.

Амфиболовые лампроиты — тонкозернистые породы, в которых присутствуют фенокристы клинопироксена, погруженные в основную массу, сложенную щелочным амфиболом, диопсидом, частично резорбированным флогопитом, санидином, кварцем, апатитом, цирконом, рутилом, ильменитом, актинолитом. Щелочной амфибол — это рихтерит с плеохроизмом от коричневого до желто-зеленого цвета, образующийся зонально вокруг арфведсонита.

Обе разновидности лампроитов близки по химизму, однако в амфиболсодержащих породах отмечаются несколько повышенные содержания  $SiO_2$  (50—55%) и пониженные — CaO. В лампроитах Гренландии отмечаются повышенные концентрации малых, особенно когерентных, элементов, при этом обращает на себя внимание интенсивное обогащение легкими РЗЭ (500—1000 раз по отношению к хондриту), а отношение La/Yb составляет 30—200.

При исследовании лампроитов и развитых в тех же районах кимберлитов Гренландии получены убедительные аргументы в пользу самостоятельности исходных для этих пород магм: разный состав оливинов, концентрации MgO, различный возраст. Вариации состава лампроитов контролируются контрастными физико-химическими условиями при консолидации даек в верхах коры. При низком  $P_{H_2O}$  (<0,5 кбар) и  $T$  ликвидуса—солидуса 1260—950°C возникали лейцитовые лампроиты, при более высоком  $P_{H_2O}$  (>1 кбар) и  $T$  ликвидуса—солидуса 1150—900°C — амфиболовые лампроиты.

На юго-западе США по южной и юго-западной периферии Североамериканской платформы в мезо-кайнозойское время в целом ряде районов отмечаются проявления лампроитового магматизма. Главные районы — это Смоук-Бьют и Хайвуд Маунтинс в штате Монтана, Лейцит-Хиллс в штате Вайоминг, Вудсон Коунти в штате Канзас, Прери-Крик, Американ-Майн, Кимберли-Майн в штате Арканзас, Камас в штате Юта. Кроме того, указывается [101] на развитие лампроитов в Аппалачах в районе Енории (штат Южная Каролина), однако, поскольку они сильно метаморфизованы и слабо изучены, ограничимся лишь этим упоминанием, а для всех других районов приведем краткую характеристику. При анализе геолого-тектонического положения объектов использовались обобщения по докембрийской геологии и эволюции фанерозойских бассейнов в Северной Америке [95, 174]. Следует при этом иметь в виду, что степень изученности отдельных массивов весьма не равноценная.

Смоук-Бьют, штат Монтана (см. рис. 7, т. 16). Лампроиты слагают цепочку даек и штоков [159], прослеживаемых на расстоянии около 3 км. Они прорывают платформенные недеформированные осадочные породы (песчаники, глинистые сланцы) палеоценового возраста. К—Аг возраст лампроитов 27 млн. лет. Дайки обычно афировые,

стекловатые, плотные, но иногда пористые, при этом поры заполнены цеолитами либо карбонатом. Массивные грубозернистые (размеры зерен 1—2 мм) лампроиты встречаются в штоке Смоук-Бьют; по периферии или перекрывая шток, залегают слоистые агглютинативные туфы и связанные с ними автолитовые лампроитовые лапилли в глинистой основной массе.

Парагенезисы породообразующих минералов лампроитов варьируют, позволяя различать 4 главных типа:

1.  $Mc + Phl + Arm + Di + Gl$ .
2.  $Mc + Phl + Arm + Lc(Lc') + San + Gl$ .
3.  $Phl + Arm + Di + Lc' + San \pm Gl$ .
4.  $Phl + Arm + Di + San + K-Ti Ryh \pm Gl$ .

В породах, имеющих парагенезис минералов 3-го и 4-го типов, присутствуют также реликты оливина и апатит. Из числа второстепенных минералов отмечались также анальцит, прайдерит, псевдобрукит, хромит. Химический состав всех минеральных разновидностей лампроитов близок. Характерная черта лампроитов Смоук-Бьют — постоянное присутствие армалколита (высокотемпературная фаза). Видимо, температура образования лампроитов Смоук-Бьют составляла около 1200°C, а давление — 10—15 кбар, поскольку выше 15 кбар армалколит неустойчив и переходит в рутил, а при более низких —  $P-T$  параметрах устойчив прайдерит. Изотопные данные ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70587-0,70633$ ;  $\epsilon_{Nd}$  от -21,6 до -25,9;  $^{206}Pb/^{204}Pb = 16,02-16,64$ ;  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,19-15,28$ ;  $^{208}Pb/^{204}Pb = 36,20-36,68$ ) позволяют допускать, что первичные для лампроитов Смоук-Бьют расплавы возникли из архейского (2,5 млрд. лет) дважды метасоматизированного источника. Первичное обогащение легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) источника происходило в докембрии, а затем — в позднем олигоцене. Это последнее событие, видимо, инициировало плавление источника и образование магмы, которая кристаллизовалась в основном в приповерхностных условиях при высокой температуре. При этом охлаждение происходило быстро, в связи с чем в породах обычно присутствует вулканическое стекло, встречаются скелетные формы армалколита, клинопироксена.

Хайвуд Маунтинс, Монтана (см. рис. 7, т. 16), в обзоре [101] отнесены к объектам с лампроитоподобными породами. Однако в более ранних работах [162], наряду с разнообразными калиевыми основными породами типа минетт, мафических фонолитов и др., указывалось и на присутствие лампроитов. Они расположены вблизи западной окраины Северо-Американской платформы, слагают потоки, дайки, штоки, силлы и имеют  $K-Ag$  возраст 50—53 млн. лет. В минеральном составе лампроитов этого региона диагностированы фенокристаллы флогопита, диопсида, лейцита, оливина (обычно замещен псевдоморфозами талька с серпентином), а в основной массе — лейцит, санидин, слюда, клинопироксен и  $Fe-Ti$ -окисные минералы. Довольно обычны кумулятивные ксенолиты. Что касается мантийных ксенолитов, то пока они не были встречены. По химизму лампроиты

Хайвуд Маунтинс близки примитивным минеттам. Изотопный состав, который исследовался для близких лампроитам калиевых мафических минетт и мафических фонолитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7070—0,7088;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0,51155—0,51198;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  16,109—17,929;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15,305—15,518;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  37,247—38,051), оказался близким лампроитам Смоук-Бьют. Отмечается лишь обогащение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  пород из Хайвуд Маунтинс.

Лейцит-Хиллс, штат Вайоминг (см. рис. 15, т. 15). В этом районе известно [97, 109, 146, 197] 22 главных выходов лампроитов, слагающих вулканические конусы высотой до 75 м, потоки, дайки, некки, штоки. Они распространены на площади свыше 2000—2500 км<sup>2</sup>. Калиевые породы перекрывают или прорывают известняки позднего мела, осадочные породы, преимущественно глинистые сланцы, третичного возраста. Согласно А.В. Белли [95], этот район расположен в пределах краевого прогиба, осложнившего строение докембрийской платформы вблизи границы со складчатыми структурами Тихоокеанского побережья Северной Америки. Из известных лампроитов — это наиболее молодые образования, их К—Аг возраст по слюде  $1,1 \pm \pm 0,4$  млн. лет. В них широко распространены ксенолиты; особенно часты их находки в вулканических неках. Ксенолиты варьируют по размеру от нескольких миллиметров, превышая иногда 30 см. В основном они представлены кристаллическими и осадочными (граниты, гнейсы, песчаники, аргиллиты, известняки), интрузивными (анортозиты, габбро) породами, а также ксенолитами ультраосновного состава (лерцолиты, гарцбургиты, пироксениты, слюдяные пироксениты). Из числа широко распространенных ксенокристов отмечаются авгит, баркевикит, ортоклаз или микроклин, заместившие калиевый санидин. Комагматичные ксенолиты представлены грубозернистыми сростаниями флогопита, диопсида, апатита, прайдерита и магнофорита, имеющими характерную очковую текстуру. Обычны также оливин, хромит с реакционными каймами флогопита, а также зеленая шпинель (редко).

По минеральному составу различаются четыре типа пород: 1) оливиновый орендит:  $Ol + Di + San + Lc + K-Ryh +$  второстепенные — оливин, хромит, апатит, прайдерит, вадцит; 2) орендит: близок оливиновому орендиту, но почти не содержит оливина; 3) вайомингит:  $Phl + Di + Lc +$  вторичные — герцинит, апатит, прайдерит, К-рихтерит, санидин, стекло; 4) мадупит:  $Di$  в стекловатой основной массе, второстепенные — апатит, лейцит, вадцит, флогопит. Эта уникальная порода содержит также фенокристы и микрофенокристы магнетита и перовскита.

За исключением одного выхода, сложенного мадупитами, во всех остальных развиты только две разновидности пород — вайомингит и орендиты.

Акцессорные минералы лампроитов Лейцит-Хиллс включают, помимо упоминавшихся, также псевдобрукит, Sr-барит.

В числе петрохимических особенностей подчеркиваются высокие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (до 12 мас. %), отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2:1$ ,  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ . По главным особенностям химизма орендиты и

вайомингиты близки; они насыщены  $\text{SiO}_2$ , чем отличаются от мадупитов (недосыщены  $\text{SiO}_2$ ). Различия в минеральном составе орендитов и вайомингитов объясняются кристаллизацией орендитов на больших глубинах, чем вайомингиты.

Муун Каньон, Камас, штат Юта (см. рис. 7, т. 14). Среднетретичные дайки (мощностью от 5—10 до 30 футов), потоки и небольшие стоки флогопит-оливиновых лампроитов, ассоциирующие с сиенитоподобными дайками, располагаются к западу от плато Колорадо (примерно 250 км к юго-западу от Лейцит-Хиллс) на пересечении разломов [102]. Согласно [95, 164], этот район — западная окраина Северо-Американской платформы — область краевого прогиба. Возраст даек варьирует от 13 до 40 млн. лет. Минеральный состав лампроитов Муун Каньон определяют фенокристаллы флогопита и оливина, погруженные в основную массу анальцима, санидина, флогопита, клинопироксена, К-рихтерита, ильменита, псевдобрукита, хромита, апатита. В тонкозернистых разностях отмечалось стекло. Породы по содержанию  $\text{SiO}_2$  (50—55%) отвечают основным и средним составам, обогащены  $\text{K}_2\text{O}$  (до 10%),  $\text{MgO}$  (до 10%),  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1—5$ . Отмечается неустойчивое распределение малых элементов, которое вызвано, как полагают, отсадкой минералов и выносом летучих.

Вудсон Коунти, штат Канзас (см. рис. 7, т. 12), расположен в южной части Северо-Американской платформы. Силлы мощностью до 10—20 м и дайки лампроитов, К—Аг возраст которых составляет 90 млн лет, прорывают верхнепенсильванские осадочные породы в юго-восточной части штата Канзас, образуя возвышенности, которые получили названия Сильвер Сити (Хиллс Понд) и Розе Дом [110]. Лампроиты Розе Дом внедрены по контакту между сланцами и подстилающими известняками.

Лампроиты Сильвер Сити прорывают сланцы и песчаники, образуют силл размером около 1,7 км × 300 м при мощности до 20 м. Они представлены порфириовидными породами, содержащими (в объемн. %) флогопит (14—21), диопсид (2—4), К-рихтерит (2—7), псевдоморфозы серпентина по оливину (9—34), хромшпинелиды (1—4), выделяющиеся в основной массе, состоящей преимущественно из серпентина. Из числа акцессорных минералов отмечались перовскит, апатит, магнетит.

Лампроиты Розе Дом встречены в скважине на глубине 39—45 футов, причем бурением оконтурен силл, площадь которого 1,9 км × 300 м при мощности, варьирующей в пределах 1—5 м. В составе этих лампроитов преобладают псевдоморфозы серпентина по оливину (серпентин частично замещен агрегатом карбоната и кварца) и флогопит, который также в основном замещен карбонатом. Изучение вертикальных вариаций состава лампроитов по скважинам в интервале от 9,8 до 19,5 м показало, что Si, K, Na, P3Э, Ba, Th, Hf слабо возрастают с глубиной, а Mg, Ca, Co, Cr — уменьшаются, что объясняется изменением с глубиной отношения фенокристаллы/основная

масса либо выносом летучих во вмещающие породы. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  также варьирует: для лампроитов Розе Дом оно составляет  $0,7102 \pm 0,0005$  (повышенные значения связываются с коровой контаминацией известняков), а для лампроитов Сильвер Сити —  $0,7042 \pm 0,0005$ .

Обращает на себя внимание, что район Вудсон — одно из редких проявлений, где оливиновые лампроиты образуют хорошо развитые силлы.

Кратер Даймондс Стейт Парк и ассоциирующие интрузивы (Прери-Крик и др.), штат Арканзас (см. рис. 7, т. 13). Алмазоносная интрузия Прери-Крик ранее рассматривалась как проявление кимберлитового магматизма, однако эта точка зрения пересмотрена и доказано, что этот объект, как и близлежащие интрузивы (Американ-Майн, Кимберли-Майн и др.), относится к лампроитам [187]. Они имеют возраст  $106 \pm 3$  млн. лет, прорывают почти горизонтальные осадки (глины, песчаники, известняки) карбонового и мелового возраста.

Диатрема Прери-Крик сложена тремя различными фациями пород: а) гипабиссальными массивными породами, б) вулканическими брекчиями, в) туфами. Алмазоносны в Прери-Крик в основном брекчии. Несколько мелких алмазов было обнаружено в гипабиссальных породах, а в туфах алмазы не отмечались.

Гипабиссальные оливиновые лампроиты слагают до 1/3 площади трубки и представлены довольно свежими и однородными породами, состоящими из (среднее по 2 обр., в объемн. %) оливина (36), стекла (26), клинопироксена (21,13), флогопита (6,8), Fe—Ti-окисных минералов (3,2), амфибола (1,3). Они имеют порфириовидную структуру, обусловленную выделением вкрапленников оливина двух генераций (размером  $> 1$  и  $< 1$  мм), погруженных в основную массу, в составе которой, помимо упоминавшихся минералов и стекла, присутствуют также перовскит, шпинель, апатит, серпентин.

Вулканические брекчии варьируют по составу, текстуре и степени изменения; нередко они слоистые, сложены ювенильными лапиллями и ксенолитным материалом в серпентинизированной основной массе. Лапилли в основном выдержаны по составу и содержат множество псевдоморфоз по оливину, редкие фенокристы флогопита в стекловатой основной массе. Лишь иногда встречаются лапилли другого состава — в них множество лейст фенокристов флогопита и редкие псевдоморфозы по оливину в стекловатой основной массе.

Туфы интенсивно изменены, обогащены вторичным хлоритом, в котором встречаются также два типа лапиллей (богатые оливином либо богатые флогопитом), но в отличие от брекчий преобладают лапилли, обогащенные флогопитом. Кроме того, в туфах содержатся в больших количествах зерна кварца, ксенолиты вмещающих пород.

При изучении минералов из трех упоминавшихся фаций пород наиболее информативным был флогопит. Оказалось, что богатые флогопитом лапилли из брекчий и туфов близки по составу, имеют более высокие MgO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и более низкие Ca ( $< 0,13\%$ ), F ( $< 1\%$ ), Na<sub>2</sub>O ( $< 0,25\%$ ), чем тот же материал из гипабиссальной фации. Это

позволило сделать вывод о том, что гипабиссальные оливиновые лампроиты — более молодая и дифференцированная фаза магматизма в Прери-Крик.

Лампроиты Кимберли-Майн и Американ-Майн, хотя и отличаются в деталях (в них преобладают туфы и гипабиссальные фации), в целом близки Прери-Крик.

#### АНТАРКТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

На Антарктическом континенте (см. рис. 7, т. 1—3) известны три изолированных выхода высококальциевых мафических пород: Гауссберг, Маунт Бейлис и Пристли-Пик, сформировавшихся в широкий интервал времени от палеозоя до четвертичного [189, 190]. Наиболее молодой вулкан Гауссберг (около 2—5 млн. лет) расположен на восточном берегу в районе пересечения асейсмичного хр. Кергелен-Гауссберг с материком. Однако не наблюдается каких-либо геохимических связей между вулканизмом о-ва Кергелен, где преобладают щелочные базальтоидные породы, и Гауссберг.

Лампроиты Антарктики, вне зависимости от возраста, имеют специфические особенности химизма: высокие содержания  $TiO_2$  (3—5,5%) и литофильных элементов (в г/т): Ba — 400—1500, Zr — 900—1800, Sr — 1300—3000, Nb — 40—150, Ce — 270—350, а также  $P_2O_5$  (1,5—3,3%). По содержанию фосфора они сходны с богатыми апатитом лампроитами Индии. Если учесть, что до раскола Гондваны восточные части Индии и Антарктиды примыкали друг к другу, можно допустить уникальный характер подстилающей мантии под этими континентами.

Гауссберг — очень правильный вулканический конус высотой 370 м, не имеет кратера, сложен лавами и тефрой лейцитовых лампроитов. Лавы близки афировым разностям с фенокристаллами оливина, диопсида, лейцита, погруженных в стекловатую основную массу (до 50% объема породы), содержащую закалочные фазы (лейцит, диопсид, флогопит, амфибол, ильменит, хромит). Обращают на себя внимание высококальциевый агпаитовый, достаточно примитивный ( $mg' 70$ ) характер пород. В породах встречаются ксенолиты шпинелевых лерцолитов, а также комагматические включения (оливин + диопсид + лейцит + флогопит). Химизм силикатных минералов типичен для лампроитов, в частности диопсид и флогопит характеризуются низкими содержаниями  $Al_2O_3$  (0,4 и 6,9% соответственно).

В Маунт Бейлис известна дайка лампроитов (ранее рассматривалась как "меласиенит") мощностью 5 м, которая прорывает архейские фельзитовые породы. Дайка имеет возраст 413—430 млн. лет и сложена среднезернистыми породами, в составе которых присутствуют микроклин, К-рихтерит, К-арфведсонит, флогопит, апатит, анатаз, циркон, кальцит и Fe—Ti-окисные минералы. К арфведсонит встречается чаще в виде каемок вокруг К-рихтерита. Образцы из морены в районе Маунт Бейлис петрографически похожи, но более мелкозернистые и, вероятно, кристаллизовались на гипабиссальном

уровне. Они содержат округлые до субгексагональные агрегаты калиевого полевого шпата, напоминающие псевдолейциты; в этой разности пород возрастает роль флогопита и уменьшаются содержания амфибола и ильменита. Породы дайки Маунт Бейлис имеют характерные для лампроитов особенности химизма, а именно (в атом. %):  $K_2O/Na_2O = 3,2$ ,  $K_2O/Al_2O_3 = 1,1$ , однако они более дифференцированы, чем обычные лампроиты ( $mg'$  до 56).

В Пристли Пик описана дайка лампроита, которую, так же как дайку в Маунт Бейлис, раньше относили к щелочным меласиенитам. Лампроиты Пристли-Пик секут протерозойские долериты и представлены более мелкозернистой породой; они богаче флогопитом, чем дайка Маунт Бейлис. Обращает на себя внимание неустойчивый состав дайки — широкие вариации количественных соотношений главных породообразующих минералов (флогопита, К-арфведсонита), а также калиевого полевого шпата (промежуточный микроклин), кварца и титановых минералов (рутил, сфен). Участки пород с разным составом имеют небольшие размеры (1—10 см × 1 см), границы между ними резкие, сопровождаются изменением размера зерен и позволяют предполагать либо интрузию гетерогенной магмы, либо многократную интрузию. В составе дайки, помимо упомянутых минералов, довольно много (до 10%) апатита, барит обычно в ассоциации с кварцем, а также сульфиды — пирротин, халькопирит. Закаленные края дайки содержат фенокристаллы флогопита и апатита. По химизму они близки дайке Маунт Бейлис, хотя и более примитивные ( $mg' 70$ ), но также обогащены  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и малыми литофильными элементами, характеризуются избытком  $K_2O/Al_2O_3$ .

Обсуждая вопросы генезиса, исследователи учитывали присутствие анатаза вместо рутила, что свидетельствует об очень медленном охлаждении даек, с чем связано, видимо, и отсутствие лейцита и псевдолейцита. Присутствие флогопита, а не оливина в дайках Антарктики свидетельствует о высоком давлении при их становлении и позволяет допускать, что они являются глубинным эквивалентом богатых калием мафических вулканических и субвулканических пород.

#### ИНДИЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В Индии известны две субпровинции (см. рис. 7, т. 7—9): Южноиндийская (район Челима), приуроченная к восточной окраине архейского кратона Джарвар (Андхра Прадеж), и Восточноиндийская (район Гондвана Колфилдс), расположенная в пределах более северного архейского кратона Синхбум [167, 173].

Южноиндийская субпровинция включает два района развития лампроитов, расположенных на расстоянии около 250 км друг от друга — Челима и Вайракарур.

В районе Челима серия богатых флогопитом основных и ультраосновных даек верхнепротерозойского возраста (1200 млн. лет) прорывает сланцы протерозойского возраста на площади 10×6 км. В составе лампроитов, представленных как массивными разностями,

так и брекчиями, присутствуют флогопит (частично замещен тальком и хлоритом), псевдоморфозы серпентинита по оливину, рутил, апатит, перовскит, ильменит, вторичный железистый доломит. В химическом составе даек отмечаются высокие концентрации  $MgO$  — 18,9 и  $TiO_2$  — 7,4 мас.%,  $Cr$  — 560,  $Ni$  — 450,  $Ba$  — 2500,  $Sr$  — 1920,  $La$  — 380,  $Ce$  — 700,  $Zr$  — 1020 г/т, а также отношение  $K/Na$ . Ведущий породообразующий минерал этих пород — флогопит — имеет зональное строение, его состав меняется от ядра к кайме:  $mg$  85→65;  $Al_2O_3$  11 → 8 мас.%;  $TiO_2$  5,5 → 3,5;  $BaO$  0,7 → 0,3;  $Cr_2O_3$  0,2 → 0,0 мас.%. Сообщалось о находках микроалмазов в дайках Челима.

В районе Вайракарур в центре кратона Дхарвар в последние годы выявлено, что среди шести трубок две трубки (№ 2 и 5, ранее рассматривались как слюдяные кимберлиты) следует относить к лампроитам. Эти трубки, так же как дайки в районе Челима, имеют протерозойский возраст (840—1020 млн. лет) и прорывают архейские граниты и гнейсы. Размеры трубок 220 × 30 и 300 × 40—80 м. Трубки сложены плотными тонкозернистыми породами с большим количеством флогопита (10—20%). Помимо флогопита, в породах содержатся микрофенокристы оливина, санидина, перовскита и ильменита, в основной массе сложенной серпентином, рихтеритом, клинопироксеном, карбонатом, магнетитом, возможно, лейцитом и стеклом.

Восточноиндийская субпровинция расположена на северной окраине архейского кратона Синхбум в районе Гондвана Колфилдс. Здесь известны многочисленные дайки лампрофиров и слюдяных перидотитов мезозойского возраста, которые прорывают угленосные отложения. Возраст даек варьирует в пределах 105—121 млн. лет. Некоторые из даек содержат лейцит и отвечают по составу лампроитам. Они более меланократовые, чем типичные минетты, содержат около 39%  $SiO_2$ ; в их составе отмечаются высокие концентрации (в мас.%)  $MgO$  — 15–16,  $K_2O$  — 5,  $TiO_2$  — 3–4, низкие концентрации (в г/т):  $La$  до — 380,  $Ce$  до — 780,  $Da$  — 3300, а отношение  $La/Yb$  достигает 154.

#### АФРИКАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В Африканской провинции выделяются три субпровинции: Западнаяафриканская, включающая поле Боби Сегела (Кот-Д'Ивуар), Южноафриканская — ряд районов вблизи Йоханнесбурга и Кимберли, и Центральнаяафриканская — район Капамба в Восточной Замбии, которая изучена наиболее детально (см. рис. 7, т. 10, 11).

Лампроиты Капамба в Восточной Замбии [188] слагают 11 обособленных трубок и 3 группы небольших трубообразных тел, которые сопровождаются серией даек, образуя своего рода пояс, протяженностью около 25 км. Они приурочены к тектоническому поясу Ирумиди, проявление метаморфизма в пределах которого датируется возрастом 1355 млн. лет. Выходы лампроитов концентрируются

внутри грабена Луангва, простираясь в СЗ—ЮВ направлении, т.е. секущем главное ССВ—ЮЮЗ направление разломов грабена. К грабену Луангве приурочены многообразные проявления магматизма; помимо лампроитов, здесь известны кимберлиты, раннепротерозойские и позднепалеозойские массивы щелочных пород и карбонатитов.

Большинство трубок лампроитов образует положительные формы рельефа, хотя известны и депрессии на месте некоторых из трубок. Большинство трубок имеет овальную форму, варьируя в размерах, достигая иногда 45 га. Лампроиты секут субгоризонтальные осадки (песчаники и др.) Верхнего Карру, которые перекрывают докембрийские метаседиментационные породы фундамента. Вмещающие осадочные породы часто подвергаются окремнению вдоль контактов, образуя выраженную в рельефе оторочку вокруг трубок. Возраст лампроитов по данным стратиграфии — моложе 250 млн. лет. Модельный возраст, вычисленный на основе Rb—Sr-анализа слюды, — 220 млн. лет.

Трубки лампроитов нередко имеют концентрическое строение: периферия сложена туфом красного цвета с многочисленными обломками ксенолитов, в центральной части преобладает туфовый материал голубовато-серого цвета почти без ксенолитов более молодого возраста. В некоторых трубках в центральных частях появляются магматические разности пород, они имеют иногда значительные размеры (до 200 м).

Вулканокластические породы состоят из обломков размером меньше 2 см и включают ювенильные лапилли, единичные зерна ксеногенного кварца и полевого шпата и небольшой объем ксенолитов вмещающих толщ. Ювенильные лапилли часто изменены. Они имеют порфиновую текстуру, содержат вкрапленники оливина в тонкозернистой или стекловатой основной массе. Оливин образует как микрофенокристы (0,25—0,5 мм), так и их агрегаты, а также макрофенокристы. Основная масса лапиллей варьирует даже в шлифе, не говоря уже о разных образцах и трубках. Иногда основная масса обогащена флогопитом либо лейцитом и клинопироксеном. Большинство лапиллей стекловатые, нередко пористые. По составу они приближаются к оливиновым лампроитам, хотя и содержат иногда флогопит, лейцит, клинопироксен. Тонкозернистая связующая лапилли основная масса сложена глиноподобными минералами.

Магматические породы имеют макрокристаллическую или порфиновую текстуру. Вкрапленники представлены оливином, а основная масса породы может варьировать по степени раскристаллизации и составу, и в общем виде можно различать два типа. Тонкозернистая основная масса (размеры зерен меньше 0,2 мм) состоит из сегрегаций, богатых флогопитом (в виде тонких лейст флогопит окружают вкрапленники оливина), а также богатых клинопироксеном. Участки, богатые клинопироксеном, обычно стекловатые и содержат также лейцит, амфибол, шпинель, апатит. Среднезернистая основная масса имеет выдержанную текстуру и сложена лейцитом, клинопироксеном, флогопитом, амфиболом, санидином, перовскитом, апа-

титом, стеклом и рудными минералами. В зависимости от вариаций состава магматических пород различают клинопироксен-оливин-флогопитовые лампроиты, клинопироксен-лейцитовые лампроиты, флогопит-лейцитовые лампроиты. Характерная особенность магматических лампроитов района — отсутствие фенокристаллов флогопита, который наблюдается только в основной массе пород. Стекловатый характер основной массы позволяет допускать, что тела магматических лампроитов являются экструзивами. Встречаются и дайки, однако они сильно изменены; в их составе отмечены оливин, клинопироксен, лейцит, флогопит, санидин.

Состав минералов довольно типичный для лампроитов. Отметим, что оливин имеет состав  $Fe_{0,82-0,93}$ , лейцит обычно представлен псевдолейцитом, вулканическое стекло по составу приближается к флогопиту. В тяжелом концентрате из некоторых трубок найден гранат разнообразного состава: в большинстве случаев это пироп, но встречаются и гранаты богатые алмандином.

Химический состав пород сильно варьирует. Так, содержание щелочей меняется от  $K_2O > 5$  при  $K_2O/Na_2O$  3–5 до  $Na_2O > 4$  при  $K_2O/Na_2O$  0,3–0,4; по-видимому, это связано с развитием вторичного анальцима.

Некоторые трубки алмазоносные. Большинство алмазов меньше 0,1 карата, имеют желтоватый и коричневый цвет.

Боби Сегела на западном побережье Африки (Кот-Д'Ивуар) представлена расслоенными дайками, прорывающими архейские кристаллические породы. Их возраст 1150–1430 млн. лет. Лампроиты ассоциируют с кимберлитами и альноитами. По составу породы даек отнесены к фицронитам и вайомингитам. В них отсутствует пироп и Ильменит, но содержится большое количество хромита. В составе лампроитов: флогопит, диопсид, шпинель, тальк. Было прослежено, что аллювиальные алмазы в регионе трассируют путь вверх по потокам к дайкам измененных фицронитов и слюдяных перидотитов.

Сваргруггенс, Постмасбург и ряд других районов Южной Африки являются районами развития даек, сложенных богатыми флогопитом и лейцитом породами, которые ассоциируют с алмазосодержащими слюдяными кимберлитами. Развитие в Сваргруггенс породы по минеральному составу (флогопит + оливин + диопсид + лейцит + шпинель) и геохимическим особенностям близки оливиновым лампроитам.

## ПРОВИНЦИИ ЛАМПРОИТОВ ЗОН КОЛЛИЗИЙ

Лампроиты довольно редки в складчатых областях. Наиболее известна Западно-Средиземноморская провинция, хотя редкие выходы лампроитов упоминались в каледонитах п-ова Корнуолл (Великобритания), а лампроитоподобных пород — в Средней Азии (СССР).

На юго-востоке Испании (см. рис. 7, т. 20) лампроиты распространены широко в районах Мурсия и Альмерия [149, 206 и др.], где в пределах вулканического поля неогенового возраста тесно ассоциируют в пространстве и времени с породами известково-щелочной и шошонитовой серий, а также с базальтами повышенной щелочности. История развития вулканизма этого региона подразделяется на два периода. Первый из них (17—6 млн. лет) характеризуется развитием калиевых пород. При этом с юго-востока на северо-запад по мере перехода от Альпийских складчатых сооружений к приграничным частям герцинской платформы (Центральная Испания) в продуктах вулканизма нарастает концентрация калия и породы известково-щелочной серии (нормальной и с повышенным калием) сменяются породами шошонитовой серии, а затем лампроитами. Продукты вулканизма второго периода (4—2 млн. лет) представлены субщелочными оливиновыми базальтами и щелочными базальтоидами с включениями лерцолитов. Географическое размещение продуктов вулканизма объясняется [150] процессами растяжения и смещения вдоль глубинных разломов.

Лампроиты образуют штоки, дайки, лавовые потоки. Возраст лампроитов колеблется в пределах 8,6—6 млн. лет. В модальном составе испанских лампроитов в переменных количествах встречаются оливин, флогопит, клинопироксен, ортопироксен, санидин, Крихтерит, карбонаты магматического происхождения, лейцит (обычно замещен анальцимом), апатит, Ст-шпинель, иногда ильменит, псевдобрукит.

Петрографические особенности пород, текстурно-структурные особенности, парагенезисы слагающих их минералов широко варьируют в разных телах. При этом отмечается корреляция между модальным составом пород и степенью их раскристаллизации: для витрофировых их разновидностей характерны оливин, флогопит, диопсид, лейцит и/или санидин, а для голокристаллических — оливин, Крихтерит, диопсид и/или санидин с некоторым количеством резорбированного флогопита. Выделяются четыре разновидности пород, с учетом прежде всего содержания в них  $\text{SiO}_2$ :

хумилиты — это основные породы, содержание  $\text{SiO}_2$  45—51% (среднее 48%); в них обычно отмечаются нормативный и модальный оливин;

канкалиты — средние породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  52—56% (среднее 55%), характеризуются максимальными содержаниями калия, высокими — нормативного ортоклаза, оливина и калиевого метасиликата; среди модальных минералов обычен Крихтерит;

фортуниты содержат около 53—57%  $\text{SiO}_2$  (среднее 56%), их особенность — присутствие ортопироксена;

вериты — средние породы, содержат до 68%  $\text{SiO}_2$  при среднем содержании около 61%, нередко стекловатые с вкрапленниками оливина высокомагнезиального состава.

Для испанских лампроитов характерны высокие концентрации  $\text{SiO}_2$  (преимущественно выше 53%), а также Mg, Ni, Cr, Zr, Th, LREE, U, Pb, Ba, Sr. В составе редкоземельных элементов испанские лампроиты имеют европиевую аномалию, которая, возможно, связана с составом источника расплавов. Отмечается необычно высокий изотопный состав стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,71750—0,72083) и низкий — ниодима  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,51119—0,51126). Изотопные отношения свинца составляют:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  18,66—18,81;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15,67—15,74;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  39,0—30,2.

В лампроитах известны небольшие по размерам ультраосновные фрагменты и ксенокристы, представленные оливином (mg 90—94), ортопироксеном (mg 90), клинопироксеном (mg 90). Встречаются также ксенолиты и ксенокристы корового происхождения — слюдяные сланцы, гранит, кварц, плагиоклаз, кианит, андалузит, известняк и др.

Касаясь вопросов генезиса, итальянские исследователи допускали, что магмы были генерированы из обогащенного мантийного источника, содержащего флогопит, ортопироксен, оливин и акцессорные фазы (апатит). Допускалось также, что источник потерял перед метасоматической переработкой магматическую составляющую, насколько можно судить по низким концентрациям Ca, Na, Al, Sc.

На о-ве Корсика (Франция), в его северо-восточной части [171], известен силл лампроитов мощностью 2—4 м, прорывающий кристаллические сланцы, переработанные альпийской складчатостью и метаморфизмом. K—Ar возраст лампроитов 14—15 млн. лет. Породы имеют порфириовидную текстуру до микрогранулярной. Порфировые разности слагают периферические части силла; они содержат фенокристы коричневого флогопита и измененного оливина, погруженные в основную тонкозернистую массу, сложенную коричневой слюдой, оливином, K-рихтеритом, санидином. Те же минеральные фазы диагностируются и в микрогранулярной разности лампроитов. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, хромитом, ильменитом, прайдеритом, рутилом. Присутствует кальцит как вторичная минеральная фаза совместно с продуктами изменения оливина. Встречаются резорбированные кристаллы кварца.

Петрохимические особенности лампроитов Корсики во многом напоминают итальянские лампроиты. По содержанию  $\text{SiO}_2$  они отвечают средним породам с высокими содержаниями калия и отношениями  $\text{mg}'$  (71—80), K/Na, K/Al.

В Италии [170, 171] серия вулканических центров, сложенных преимущественно калиевыми породами, располагаются в Аппенинах вдоль побережья Тирренского моря в провинции Тоскания, Латиум, Кампания. В северной части вулканической цепи известны дайки и редкие потоки лампроитов. Они прорывают аргилитизированные осадки нижнего плиоцена. Их K—Ar возраст составляет 4,1 млн. лет, т.е. это наиболее ранние проявления калиевого магматизма в Италии.

Лампроиты Италии — порфириовидные до микрогранулярных по-

роды. Порфиroidные разности содержат фенокристы оливина, слюды, клинопироксена, а в основной массе, помимо этих же минералов, присутствуют также санидин, стекло, калиевый рихтерит. Из акцессорных минералов отмечались апатит, хромит, ильменит, рутил. Слюда представлена флогопитом. Диопсид и флогопит имеют состав, типичный для лампроитов, в том числе низкие содержания  $Al_2O_3$  (меньше 0,3 и 12 мас. % соответственно). Оливин представлен высокомагнезиальной разностью ( $F_{090}$ ), причем частично резорбирован и изменен. Допускается, что некоторые оливины могут быть мантийными ксенокристаллами. Микрогранулярная разновидность содержит те же фазы, что и порфиroidные породы.

Геохимически лампроиты Италии слегка пересыщены  $SiO_2$  и имеют средний состав ( $SiO_2$  56–60%). Из числа характерных геохимических черт отметим  $K_2O/Al_2O_3 \sim 0,9$ ,  $K_2O/Na_2O \sim 4$  атом. %, высокие содержания  $MgO$  (9–14 мас. %),  $P_2O_5$  (0,8–1,3 мас. %), титана, низкие —  $CaO$  (4–8 мас. %),  $mg'$  71–80. Из элементов-примесей — высокие концентрации (в г/т):  $Ni$  — 315–460,  $Cr$  — 600–800,  $Zr$  — 850,  $Pb$  — 570. Породы имеют высокие отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,71256–0,71715) и низкие содержания  $Sr$  (402–847 г/т) [171].

При рассмотрении лампроитов Италии допускается [171], что лампроиты произошли при плавлении аномальной мантии, которая была изменена в результате контаминации с коровым (возможно, кремнистым) материалом, опущенным в глубины Земли при процессах субдукции, активно проявленными под Аппенинским полуостровом в течение позднегеретичного времени.

Азаба, Алжир (см. рис. 7, т. 19). В районе Азаба известны стекловатые дайки и экструзивные породы, которые раньше были отнесены к калиевым оливиновым трахитам [207]. Состав оливина варьирует от  $F_{084}$  до  $F_{091}$ . Встречается также авгит, санидин, хромит. Эти породы сильно обогащены калием ( $K_2O/Na_2O = 3,5$ ), однако содержание  $Al_2O_3$  достаточно высокое (12,9%), а отношение  $K_2O/Al_2O_3$  — низкое (0,6).

#### БРИТАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Ультракалиевые дайки известны на п-ове Корнуолл, район Пенденис, а также в Холмид Фарм (Юго-Западная Великобритания). Поскольку в Холмид Фарм известны только "анальцимовые лампроиты" [224], ограничимся краткой характеристикой района Пенденис. Здесь дайки имеют пермо-карбонный возраст. Их составу свойственно присутствие санидина, флогопита, щелочного амфибола (рибекит-арфведсонит), диопсида, апатита, барита, шпинели, рутила, гематита, ильменита, циркона, кварца, кальцита и сульфидов. Породы ультракалиевые; в составе минералов отмечается характерное для лампроитов низкое содержание  $Al_2O_3$  в диопсиде, амфиболе, флогопите.

Настоящий обзор будет далее дополнен подробными данными по лампроитам Алданской и лампроитоподобным породам Среднеазиатской провинций. Однако и из приведенных материалов очевидно, что лампроиты — весьма пестрая по составу серия пород. Что касается их геолого-тектонического положения, то они, как правило, приурочены к областям со сложной геологической историей. Преимущественно это краевые участки древних платформ с архейским или протерозойским фундаментом. В большинстве случаев эти области были вовлечены в неотектонические рифтогенные движения (слабые или интенсивные) в фанерозойское время под влиянием примыкающих к ним складчатых поясов. Встречаются, хотя и редко, лампроиты и в складчатых поясах, появляясь в условиях коллизионного тектонического режима, сменяя типичный для этих регионов известково-щелочной и шошонитовый магматизм.

## ЛАМПРОИТЫ АЛДАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Первые сведения о наличии на Алдане субвулканического калиевого щелочно-ультраосновного магматизма приведены в работах Ю.А.Билибина, посвященных описанию геологии и петрографии Центрально-Алданского золоторудного района [6]. В пределах Верхне-Якутской впадины Центрального Алдана им были описаны дайки мезозойских ортоклазовых перидотитов и калиевых пикритов. Позднее, в 70—80-е годы, к изучению этих же необычных и редких пород возвращался ряд исследователей [39, 40], при этом особо подчеркивался высокомагнезиальный и высококалиевый характер их состава. После уточнения номенклатуры эти породы были выделены авторами в качестве миаскитовой разновидности лампроитов [7].

В 50—60-е годы на Алдане был открыт ряд новых проявлений высококалиевого щелочно-ультраосновного магматизма. На Центральном Алдане и в соседнем Верхне-Амгинском районе впервые были обнаружены трубки взрыва кимберлитоподобных пород с флогопитом и псевдолейцитом [32, 88]. При дальнейших исследованиях на Центральном Алдане был выявлен еще ряд новых трубок взрыва высокомагнезиально-калиевых пород, и к настоящему времени их количество достигло тридцати. Большая часть трубок взрыва Центрального Алдана и Верхне-Амгинского района рассматривается авторами в качестве миаскитовой разновидности лампроитов.

В 1965 г. на северо-западе Алдана в районе р. Молбо А.А.Арсеньевым и Е.А.Нечаевой [4] была описана дайка оливиновых лейцититов, которая, по их мнению, петрографически оказалась близкой к мадупитам или вайомингитам. Это предположение о лампроитовой природе дайки было подтверждено А.А.Коновым [38], М.Д.Томшиным с соавторами [84].

Проявления высокомагнезиально-калиевого магматизма были описаны также Е.П.Миرونюком в Тимптоно-Учурском районе Алданского щита [48]. Здесь, вблизи массива щелочных сиенитов гольца Билибина, были обнаружены выходы миссуритов и калиевых перидотитов, которые, по его мнению, слагают самостоятельный Ломамский шток. Миссуриты и калиевые перидотиты Ломамского штока аналогичны по своим петрохимическим и минералогическим признакам породам лампроитовой серии, хотя представлены полнокристаллическими разностями и с этой точки зрения не могут быть однозначно отнесены к лампроитам (как известно, лампроиты

обычно представлены эффузивными или субвулканическими фациями пород). В данном случае авторы несколько расширяют понятие лампроитовой серии и включают в него представителей полнокристаллических пород Ломамского штока.

В последние годы на западе Алданского щита было открыто еще два новых района лампроитового магматизма. На Мурунском массиве Н.В.Владыкиным [16] были описаны дайки оливиновых и рихтеритовых лампроитов. В верховьях р. Хани при разведке апатитового рудопроявления в массиве флогопитовых пироксенитов были встречены две дайки ультраосновных лампроитов.

Таким образом, в настоящее время на Алдане могут быть выделены шесть районов или отдельных единичных проявлений лампроитового магматизма: Центральный Алдан, Верхне-Амгинский район, Ломамский шток, Мурунский массив, р.Молбо, р.Хани (рис. 8, см. вкл.). В совокупности все эти районы лампроитового магматизма юго-восточной части Сибирской платформы составляют выделенную автором самостоятельную Алданскую лампроитовую провинцию. Этой провинции свойственны четкие пространственные границы, определенный тип геодинамической обстановки формирования и общность петрохимических и геохимических характеристик лампроитов вне зависимости от района их развития в пределах провинции.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Алданская провинция является единственным примером лампроитовой провинции, сформированной в коллизионной обстановке на древнем платформенном основании. Ареал распространения лампроитов Алдана не выходит за пределы континентальной коры архейского возраста; все проявления лампроитов сосредоточены в западной половине Алданского щита и на его северном погружении — Алданской антиклизе. Западная граница Алданской лампроитовой провинции ограничена нижнепротерозойской Байкало-Патомской складчатой областью, южная — архей-нижнепротерозойской Становой складчатой областью, структуры которой в целом относятся к кристаллическому фундаменту Сибирской платформы.

В пределах Алданской провинции, главным образом по возрасту, выделяются две субпровинции: Чаро-Алданская — нижнепротерозойского возраста и Лено-Алданская — верхнемезозойского возраста.

Чаро-Алданская лампроитовая субпровинция расположена в юго-западной части Алданского щита и занимает незначительную территорию в верховьях р.Хани. Однако лампроиты этого возраста и сама территория еще слабо изучены, и есть основание предполагать, что нижнепротерозойский лампроитовый магматизм в том числе и эруптивный, значительно шире распространен на Алданском щите.

Лено-Алданская субпровинция мезозойского возраста занимает большую часть Алданского щита, выделяемую в качестве Западно-

Алданского сводового поднятия. Архейский кристаллический фундамент этой территории очень неоднороден. В зависимости от характера его строения и состава лампроитов среди этой огромной субпровинции выделены три области: Западная — лампроиты Молбо, а также Мурунского массива, Центральная — лампроиты Центрально-Алданского и Верхне-Амгинского районов и Восточная — лампроиты Ломамского штока.

Западная область приурочена к Олекминскому блоку Алданского щита, Центральная расположена в пределах Центрально-Алданского блока Алданского щита, а Восточная — приурочена к западной окраине Тимптоно-Учурского блока Алданского щита (см. рис. 8). В результате сравнительного петрохимического анализа лампроитов Западной, Центральной и Восточной областей Лено-Алданской провинции выявлены изменения некоторых петрохимических особенностей (агпаитовый и миаскитовый характер щелочности) в зависимости от типа и истории геологического развития отдельных блоков докембрийского кристаллического фундамента.

Центрально-Алданский блок является типичной гранулит-гнейсовой областью и характеризуется кратонными условиями развития, начиная с  $AR_1$ . Начиная с  $AR_2$  Центрально-Алданский блок представлял собой стабильную кратонную область. Олекминский блок с  $AR_2$  является типичной гранит-зеленокаменной областью. В отличие от Центрально-Алданского блока в Олекминском блоке резко увеличивается роль первично-магматических пород основного состава (основные кристаллосланцы, двупироксеновые и пироксен-амфиболовые плагиогнейсы). В  $PR_1$  под воздействием развития соседних складчатых поясов Олекминский блок испытывает заметную тектоно-магматическую активность, что сопровождается формированием единичных зеленокаменных поясов и вулканогенно-осадочных толщ протоплатформенного чехла. Тимптоно-Учурский блок имеет промежуточные черты строения между Олекминским и Центрально-Алданским блоками. В разрезе его нижнеархейских супракрустальных толщ, так же как и в Олекминском блоке, резко преобладают основные кристаллосланцы (джелтулинская серия) и его тектоническое развитие характеризуется заметной подвижностью в нижнем архее.

Таким образом, принципиальные различия между отдельными блоками были заложены на самых ранних этапах развития земной коры Алданского щита, еще в нижнем архее, и, по-видимому, отражают первичную неоднородность литосферы этого региона [62]. Среди древнейших архейских блоков Алданского щита земная кора Центрально-Алданского блока характеризуется минимальным развитием основных магматических пород. Учитывая отмеченные особенности, можно предполагать, что верхняя мантия Центрально-Алданского блока была слабо истощена базальтоидной составляющей по сравнению с мантией других архейских блоков Алданского щита и ее химический состав, по-видимому, в большей степени отражает состав примитивной мантии.

Возраст лампроидов Алданской провинции был установлен на основании К—Аг данных и геолого-структурных исследований. Определение возраста лампроидов Центрального Алдана, Ломамского массива, Мурунского массива и р.Хани проводилось по монофракциям флогопита [46]. Все определения выполнены М.М.Аракелянц в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР. Данные по возрасту валовых проб лампроитов р.Молбо приведены в работе [84]. Результаты выполненных определений (табл. 4) показали, что формирование лампроитов Алдана было длительным и многостадийным. Четко выявились две крупные эпохи лампроитового магматизма Алданского щита: нижнепротерозойская и верхнемезозойская.

Нижнепротерозойский (1818—1870 млн. лет) возраст имеют лампроиты Хани. Это наиболее древние лампроиты из известных к настоящему времени в Мире. На достоверность полученных результатов указывает ряд следующих факторов: хорошая сходимость результатов для проб, полученных из двух разных тел и неизменный характер анализированных образцов. Древний возраст лампроитов Хани согласуется с геологией района, а именно тела лампроитов прорывают нижнепротерозойский массив флогопитовых пироксенитов, возраст которого, установленный U—Pb и K—Ar методом, составляет 1870—1850 млн. лет [53]. Вполне возможно, что лампроиты и массив флогопитовых пироксенитов Хани представляют собой единый древнейший глубоко эродированный калиевый щелочно-ультраосновной комплекс, который образовался на самых ранних этапах активизации континентальной коры Сибирской платформы.

Мезозойский возраст имеют лампроиты Центрального Алдана, Мурунского массива, р.Молбо, Ломамского штока и Верхне-Амгинского района. С учетом поправок на искажения возраста за счет разнообразных вторичных изменений выделяются три возрастных интервала формирования мезозойских лампроитов Алданской провинции: 147—142, 133—137, 124—120 млн. лет.

Наиболее длительным и сложным было формирование лампроитов на Центральном Алдане. Здесь установлены лампроиты всех трех временных уровней, начиная с самого раннего. Первоначально сформировался комплекс силлов и даек лампроитов верхнеюрского возраста 147—142 млн. лет (см. табл. 4, ан. 10, 11). Из лампроитов этого комплекса были проанализированы три пробы слюды и три валовые пробы. В таблице приведены наиболее достоверные результаты. После небольшого перерыва в нижнем мелу на Центральном Алдане сформировался комплекс трубок взрыва лампроитов и сопряженных с ними даек. Среди этого комплекса лампроитов выделяются трубки взрыва ультраосновного и основного состава. K—Ar возраст был определен только для трубок взрыва основных лампроитов.

Интерпретация полученных возрастных датировок для основных лампроитов оказалась не совсем однозначной. Это связано с тем, что в породах присутствуют две разновидности слюды, различающихся

Таблица 4

Результаты определения К-Аг возраста флогопитов  
из пород лампроитовой серии Алданской провинции

№ п/п	Номер образца	Местонахождение	Содержание			Возраст, млн. лет
			калия, %	$^{40}\text{Аг}_{\text{град}}$ , нг/г	$^{40}\text{Аг}_{\text{град}}/^{40}\text{Аг}_{\text{изм.}}$ , %	
Комплекс трубок взрыва лампроитов. Центральный Алдан						
1	114/85-а	Дайка Акинская	7,97±0,07	70±1,6	41; 44	124±4
2	114/85-б	То же	7,68±0,07	95,2±2,0	43; 50	170±5
3	67/85	Трубка ан. 4-А	7,70±0,07	75,5±1,6	55; 67	136±5
4	46/85-а	Трубка Кайла	7,92±0,08	75,6±1,8	48; 61	133±6
5	46/85-б	То же	7,88±0,08	75,5±1,8	63; 65	133±6
6	45/85	"	7,95±0,08	86,2±1,8	45; 60	150±6
7	9/85-а	"	7,56±0,07	83,2±1,8	46; 56	152±5
8	9/85-б	"	7,79±0,07	96,5±2	52; 58	170±5
9	35/85	Ксенолит из трубки Кайла	8,12±0,08	84,5±1,8	51; 62	144±6
10	322/85	Трубка Рябиновая	7,53±0,07	74,0±1,8	57; 58	137±6
11	347/85	То же	7,84±0,07	81,2±1,8	58; 66	142±6
12	19/86	Трубка Лыжная	8,26±0,07	80,7±1,7	68; 74	136±5
Комплекс даек и силлов лампроитов						
13	495/85	Якутский	7,34±0,07	75±1,6	61; 62	142±5
14	424/85	"	6,82±0,07	72,6±1,6	36; 45	147±6
Западный Алдан						
15	217	Маломурунский	8,03±0,08	76,4±1,8	38; 41	132±6
16	113/2	"	8,63±0,08	82,7±1,8	46; 57	133±6
17	М-105*	р. Молбо	—	—	—	92-122
18	Х-209	р. Хани	7,52±0,07	1637±20	99; 99	1818±25
19	Х-403/15	"	7,64±0,07	1767±20	97; 98	1870±25
Восточный Алдан						
20	123/86	Ломамский	8,36±0,08	71,4±1,6	53; 58	119±5
21	126/86	"	8,36±0,08	74,4±1,8	41; 56	125±5
22	124/86	"	8,25±0,08	71,6±1,6	45; 56	121±5
23	125/86	"	8,39±0,08	74,0±1,8	44; 51	123±5

\*Определено по породе [84].

по электромагнитным свойствам, цвету и возрасту. На основе проведенного изучения составов этих слюд, а также слюд из микроксенолитов и мегакристов было выявлено, что наблюдаемое удревнение возраста трубок взрыва Центрального Алдана связано с процессами контаминации более древнего мезозойского материала, который попадает в лампроитовые расплавы в момент их внедрения.

Учитывая перечисленные факты, за истинный возраст формирования трубок взрыва основных лампроитов приняты наиболее молодые значения — 133—137 млн. лет, которые реально соответствуют наблюдаемым геологическим взаимоотношениям трубок взрыва с вмещающими породами.

Данные по К—Аг возрасту трубок взрыва ультраосновных лампроитов Центрального Алдана в настоящее время отсутствуют, поэтому их возраст может быть определен, только исходя из геологических наблюдений. На примере трубки Акинская было установлено, что эруптивная брекчия ультраосновного состава прорывает дайку лампрофиров с установленным изотопным возрастом в 124 млн. лет (см. табл. 4, ан. 1). Это дало основание предполагать, что ряд трубок взрыва ультраосновного состава имеет относительно молодой возраст, т.е. моложе 124 млн. лет. На это же указывает хорошая форма сохранности некоторых трубок взрыва ультраосновного состава, например Ягодки. В разрезе ее верхней части установлен прекрасно сохранившийся пологий раструб.

Лампроиты западной части Алданской провинции имеют нижнемеловой возраст. На Мурунском массиве К—Аг возраст определялся из дайки оливинсодержащего флогопит-диопсидового основного лампроита (см. табл. 4, ан. 16), прорывающей вмещающие породы в районе западного экзоконтакта Маломурунского массива, а также из дайки ортоклазового диопсид-флогопит-рихтеритового основного лампроита из южного экзоконтакта Маломурунского массива в районе чароитового месторождения (см. табл. 4, ан. 15). Обе дайки имеют одинаковые значения возраста, которые соответствуют второму временному интервалу формирования мезозойских лампроитов Алданской провинции.

Изотопный возраст из дайки лейцит-флогопитового основного лампроита р. Молбо приведен в работе [84]. Определения возраста были выполнены по четырем образцам, полученный интервал значений приведен в табл. 4 (ан. 17). В целом данные изотопного возраста из дайки основного лампроита р. Молбо соответствуют третьему интервалу формирования мезозойских лампроитов Алдана.

Лампроиты Ломамского штока восточной части Алданской лампроитовой провинции имеют нижнемеловой возраст. Определения К—Аг возраста были выполнены по нескольким образцам ультраосновных лампроитов (см. табл. 4, ан. 21—23) и одному образцу основного лампроита (ан. 20). Все полученные значения близки между собой, и их колебания укладываются в узкий интервал значений 124—119 млн. лет, соответствующий третьему этапу формирования мезозойских лампроитов Алдана.

Данные по изотопному возрасту трубок взрыва лампроитов Верхне-Амгинского района отсутствуют. По геологическим соображениям предполагается, что они имели посленижнетриасовый возраст. Однако, исходя из аналогии строения и состава трубок взрыва Верхне-Амгинского района с трубками взрыва Центрально-

Алданского района, предполагается, что они имеют нижнемеловой возраст.

Геодинамические условия формирования нижнепротерозойских и верхнемезозойских лампроитов, по-видимому, были очень близки между собой и соответствовали режиму орогенной активизации древней платформы, возникшей в результате коллизии литосферных плит.

Нижнепротерозойская эпоха активизации проявилась в самом конце нижнего протерозоя на заключительных стадиях кратонизации Алданского щита и знаменует собой переход от процессов формирования кристаллического фундамента Сибирской платформы к платформенно-плитной стадии ее развития. К концу нижнего протерозоя здесь окончательно сформировалась мощная континентальная кора и континентальная литосфера, о чем свидетельствует образование крупнейшего на Алдане массива калиевых гранитоидов рапакиви-гранитной формации — это Кодарский комплекс с возрастом 2 млрд. лет, а также образование самых древних в мире лампроитов р. Хани.

Вокруг относительно стабилизированного Олекминского блока Алданского щита с юга и запада в течение всего нижнего протерозоя продолжала развиваться Байкало-Витимо-Патомская геосинклинальная система, на завершающей стадии которой в интервале 1630—1700 млн. лет сформировались позднеорогенные красноцветные молассы и вулканоплутоническая ассоциация с калиевой тенденцией щелочности (акитканская и падринская серии).

В характере проявления нижнепротерозойской активизации намечается определенная тектоно-магматическая зональность по отношению к Байкало-Витимскому складчатому поясу. В наиболее удаленных от складчатого пояса районах Алданского щита в пределах Центрально-Алданского блока сформировались карбонатиты Селигдарского месторождения. Здесь же на Центральном Алдане в докембрии проявился еще достоверно не выявленный эруптивный мантийный магматизм. На это указывают находки зерен пиропов, высокохромистых хромшпинелидов, хромдиопсидов и микроксенолитов эклогитоподобных пород, обнаруженных среди песчаников венда, вскрытых под платформенным чехлом в районе р. Джеконда.

В западных частях Алданского щита, в пределах Олекминского блока, примыкающего к активно развивающемуся складчатому поясу, с нижнепротерозойской эпохой активизации связано формирование древнейшего Ханинского калиевого щелочно-ультраосновного комплекса флогопитовых пироксенитов-сиенитов и лампроитов. Здесь же в пределах центральной части Олекминского блока на границе нижнего и верхнего протерозоя сформировались крупные мульдообразные впадины, выполненные терригенными красноцветными отложениями кебектинской свиты с прослоями кислых эффузивов. Все эти образования носят позднеорогенный характер и аналогичны вулканогенно-осадочным отложениям акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области.

Мезозойская эпоха активизации охватила все структурно-формационные зоны Алданского щита и развивалась от  $T_3$  до  $K_2$  включительно. Все процессы активизации Алданского щита являются частью более общего глобального процесса мезозойской активизации континентальной коры Восточной Азии. В своем развитии эти процессы тесно связаны с эволюцией земной коры в пределах Тихоокеанского подвижного пояса.

По отношению к мезозойским складчатым поясам и другим активизированным континентальным структурам Восточной Азии юго-восточная часть Сибирской платформы выступает в роли единого жесткого Лено-Алданского литосферного блока Сибирской платформы (см. рис. 8). Этот блок в целом характеризуется наиболее мощной континентальной корой по сравнению с другими мезозойскими структурами. Вдоль восточной окраины Лено-Алданского блока выделяется Удско-Мургальская нижнемезозойская геодинамика. В ее пределах развиты мощные толщи известково-щелочных вулканитов. С восточной стороны она ограничена палеосейсмофокальной зоной, которая наклонена под Алданский щит.

В пределах Лено-Алданского блока в процессе мезозойского тектогенеза сформировались самостоятельные субширотные тектонические структуры, или блоки (см. рис. 8). Среди них с юга на север выделяются зона Станового свода, зона межсводовых мезозойских депрессий, Алданское сводовое поднятие и Алданская антиклиз. В пределах Алданского сводового поднятия выделяются Западно- и Восточно-Алданское поднятия. В целом эти структуры конформны Монголо-Охотскому шву. Весь активизационный мезозойский магматизм Лено-Алданского блока, отдельные его узлы и прочие структурные элементы контролируются прежде всего этими мезозойскими структурами.

В результате проведенной реконструкции мезозойских тектонических структур [15] и палеотектонических напряжений [33] была установлена субширотная тектоническая зональность. Эта зональность возникла вследствие существования устойчивой области сжатия в южной фронтальной части Лено-Алданского блока и обстановкой слабого тектонического растяжения тыловых северных частей этого блока.

Вместе с тектонической зональностью в мезозойской активизации Лено-Алданского блока отчетливо проявилась магматическая зональность. По мере удаления на север возрастает щелочность и в целом снижается кремнекислотность и глиноземистость магматических пород. Лампроитовая провинция занимает наиболее удаленное положение от Монголо-Охотского шва, локализуясь в пределах Западно-Алданского свода и Алданской антиклизы.

Магматическая зональность в субширотном направлении проявилась только в пределах Алданского свода. Она характеризуется увеличением щелочности магматических пород и изменением  $K/Na$  отношения в западном направлении по мере

удаления от Мургалльской палеосейсмофокальной зоны. В пределах Западно-Алданского свода резко преобладают породы калиевой серии и преимущественно щелочного ряда: лейцититы, шшониты, латиты, лампроиты, калиевые монцитоны и калиевые сиениты, шонкиниты и псевдолейцитовые сиениты, а также калиевые щелочные граниты и калиевые карбонатиты. В пределах Восточно-Алданского свода преобладают породы K/Na серии. Щелочные породы здесь исключительно редки и известны только в единичных находках. Интересно отметить, что это различие западной и восточной частей Алданского щита по соотношению K и Na в магматических породах очень устойчиво во времени и повторяется многократно практически во всех эпохах активизации Алданского щита, начиная с нижнего протерозоя. Вполне вероятно, что такая устойчивая гетерогенность активизационного магматизма по уровню калиевости отражает прежде всего определенную региональную гетерогенность верхней мантии Алданского щита. В этой связи вполне закономерна приуроченность PR<sub>1</sub> и MZ<sub>2</sub> лампроитового магматизма к западной части Алданского щита.

В целом характер изменения щелочности мезозойских магматических пород Лено-Алданского блока напоминает хорошо известную закономерность увеличения щелочности базальтов вкостр простирающихся островодужных систем по мере их удаления от зоны Бенюфа.

Время проявления лампроитового магматизма связано с определенными этапами развития этой территории в мезозойское время. Выделяются два этапа тектоно-магматической активизации: ранне-мезозойский этап (MZ<sub>1</sub>), начиная от T<sub>3</sub> и кончая низами J<sub>3</sub>, и поздне-мезозойский (MZ<sub>2</sub>) — от середины J<sub>3</sub> до K<sub>2</sub> включительно.

На раннем этапе активизации (MZ<sub>1</sub>) в пределах Лено-Алданского блока преобладали крупные эпейрогенетические колебания, в результате которых первоначально формировались межсводовые впадины, а на заключительных стадиях разрастались региональные сводовые поднятия (Становое, Алданское). В целом магматические формации этого этапа активизации сходны с позднеорогенными. Среди магматических пород преобладают средние и кислые разновидности пород известково-щелочной и умеренно-щелочной серий.

На поздне-мезозойском этапе активизации (MZ<sub>2</sub>) преобладают глыбовые дислокации, и образовавшиеся сводовые поднятия были усложнены вертикальными и горизонтальными дифференцированными сдвигами. По-видимому, благодаря формированию сдвиговых дизъюнктивных структур в отдельных районах Алданского свода, преимущественно в местах сочленения с Алданской антиклизой, и возникают локальные области растяжения. В этих областях активно формируются тектоно-магматические узлы (Центральный Алдан) либо межблоковые шовные магматические зоны (Западный Алдан). Тектоно-магматическим узлам свойственна

купольная, изометричная горсто-грабенная структура. Очевидно, что растяжение в этих областях носило не автономный, рифтогенный характер, как предполагают некоторые исследователи, а образовалось за счет релаксации напряжений, возникших при подвижках жестких литосферных глыб (блоки Западно-Алданского сводового поднятия, Алданской антиклизы и др.). Именно с  $MZ_2$  этапом относительного растяжения активизированных областей Лено-Алданского блока связано формирование лампроитов Алдана.

Плейтектонические реконструкции предполагают, что жесткая литосферная плита Лено-Алданского литосферного блока надвигается на участки более тонкой, а местами еще формирующейся континентальной коры Монголо-Охотского складчатого пояса. Предполагается, что движение происходило преимущественно в юго-восточном направлении. Масштабы перемещений оценить трудно, но исходя из геологических соображений, они вряд ли превышали первую сотню километров. В результате этих движений с фронтальной юго-восточной стороны Лено-Алданского блока происходит заложение островодужной структуры, а с тыловой зоны этого же блока, как и во многих подобных коллизионных обстановках, возникает обстановка слабого растяжения литосферы с проявлением глубинного мантийного магматизма.

Приведенная характеристика тектоно-магматических обстановок формирования лампроитов Алдана напоминает условия возникновения лампроитов Средиземноморской провинции, в частности Испании, которым также свойственна коллизионная геодинамическая обстановка формирования.

### ЛАМПРОИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА

Центральный Алдан является одним из наиболее крупных районов мезозойской тектоно-магматической активизации алданского щита. Общая площадь активизированной в мезозойское время территории составляет около 12 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 9, см. вкл.). Здесь на довольно ограниченной площади в пределах единой Центрально-Алданской тектоно-магматической купольной структуры в течение мезозоя сформировалось огромное разнообразие субщелочных и щелочных пород. В целом эта структура приурочена к пересечению зоны сочленения Алданского сводового поднятия и Алданской антиклизы с субмеридиональными глубинными разломами, которые ограничивают крупный субмеридиональный вытянутый Центрально-Алданский гравитационный минимум силы тяжести. Судя по геофизическим данным, под центральной частью этого района существует разуплотнение нижних горизонтов земной коры и поднятие поверхности Мохо (см. рис. 8, разрез III—IV) [1].

Для Центрально-Алданской тектоно-магматической купольной структуры очень характерно зонально-радиальное блоковое строение земной коры (см. рис. 9, см. вкл.). Эта блоковая структура определяется чередованием вокруг единого центра приподнятых и

Таблица 5

Схема магматизма мезозойской активизации Центрального Алдана

Возраст	Этап	Стадия, млн. лет	Серии и ассоциации магматических пород
K <sub>1</sub>	II	4-я, 120	Щелочные: 1) ультраосновные лампроиты (трубки) 2) калиевые щелочные граниты (дайки, штоки)
		3-я, 134	Комплекс трубок и даек Щелочные: ультраосновные и основные лампроиты Субщелочные: минетты, бостониты
		2-я, 140	Интрузивный комплекс Щелочные: серия шонкинитов—щелочных сиенитов Субщелочные: серия калиевых монцонитов—сиенитов—нордмаркитов
J <sub>3</sub>	I	1-я, 150	Вулканический комплекс Щелочные: 1) минетт-лейцитит-фонолитовая серия 2) ультраосновные лампроиты (силлы)
		2-я, 175	Щелочные: серия шонкинитов—щелочных сиенитов (штоки) Субщелочные: 1) абсарокит-шошонитовая серия (дайки) 2) серия калиевых монцонитов—сиенитов (штоки)
J <sub>2</sub>			
J <sub>1</sub>		1-я	Субщелочные: трахидацит-трахириодацитовая серия (силлы)
T <sub>3</sub>			

опущенных блоков, которые условно названы горстами и грабенами. Наиболее отчетливо выделяются два горста — Эльконский и Верхненимгырканский и два грабена — Верхнеякутский и Куранахский. К участкам сочленения таких горстов и грабенов приурочены интрузивный магматизм и трубки взрыва, а в центральных частях этих блоков широко развиты разнообразные пластовые тела и силлы.

Магматизм Центрального Алдана, как и вся активизация Алданского щита, развивается в 2 этапа —  $MZ_1$  и  $MZ_2$ . В каждом из этих этапов может быть выделено несколько стадий, в зависимости от особенностей тектонического режима, фаций магматических пород и их состава. Принципиальная схема последовательности магматизма мезозойской активизации Центрального Алдана приведена в табл. 5.

Лампроитовый магматизм Центрального Алдана был очень интенсивным и протекал в течение всего верхнемезозойского этапа активизации. Среди лампроитов уверенно выделяются два крупных комплекса: силлы и дайки верхнеюрского возраста и трубки взрыва

нижнемелового возраста. Становление комплекса силлов и даек верхнеюрских лампроитов происходит в самом начале верхне-мезозойского этапа активизации сразу после формирования вулканических толщ лейцитовых фонолитов либо практически одновременно с ними. Что касается комплекса трубок взрыва лампроитов и других эруптивных брекчий, то их формирование происходит на заключительных стадиях верхнемезозойского этапа активизации.

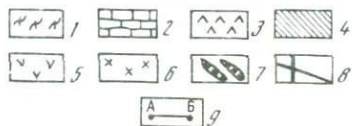
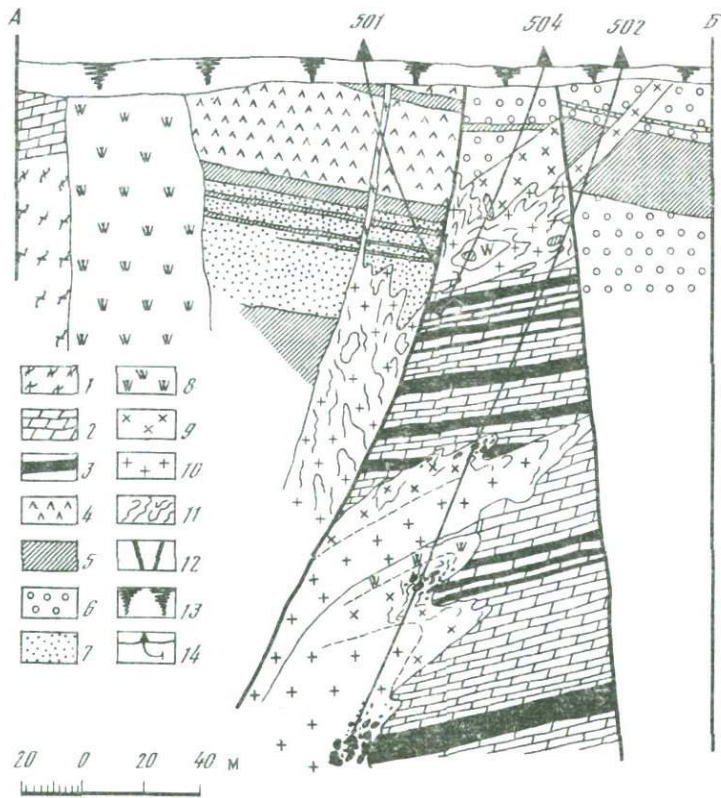
#### КОМПЛЕКС СИЛЛОВ И ДАЕК ЛАМПРОИТОВ ВЕРХНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА

Комплекс силлов и даек лампроитов верхнеюрского возраста был впервые выделен автором как единая сложная магматическая система в 1989 г. [46]. К этому комплексу были отнесены как ранее известные дайки лампроитов Якокутского массива [6, 39], многослойные силлы Верхне-Якокутской впадины и Юхтинского поднятия [40], дайка гольца Обман [6], так и новые находки лампроитов в Инаглинском и Якокутском массивах.

Комплекс силлов и даек имеет довольно локальное распространение в пределах Центрального Алдана. Все выходы лампроитов этого комплекса в основном сосредоточены в южной части Центрально-Алданского района и приурочены к Юхтинскому диагональному глубинному разлому и к зоне его пересечения с Якокутским меридиональным глубинным разломом (см. рис. 9). Оба разлома с юга и северо-запада ограничивают Верхне-Якокутскую впадину, которая является главным вместилищем лампроитовых силлов Алданского района.

Лампроиты верхнеюрского комплекса залегают преимущественно в виде силлов в тектонически спокойных блоках. Дайки лампроитов встречаются значительно реже. Они в основном приурочены к Якокутскому массиву, к его палеовулканической структуре. Особенно много даек лампроитов известно у южной экзоконтактной части массива (хр. Юрский, гольц Собачий). На севере от массива была встречена только одна-единственная дайка лампроитов (вершина гольца Пестрый). В пределах самого массива у подножия хр. Юрский в эндоконтактной части массива автором были обнаружены новые выходы лампроитов. Эти лампроиты прорывают нижнюю часть вулканогенной лейцититовой толщи Якокутского массива и, по-видимому, слагают силлы либо пологие дайки мощностью до 3—4 м.

По мере удаления от массива уже в пределах Верхне-Якокутской впадины дайки лампроитов исчезают. Вся осадочная толща впадины на огромном пространстве пронизана многочисленными силлами лампроитов, которые были прослежены по скважинам по всему разрезу нижнеюрских кварцевых песчаников. Мощность силлов достигает 10 м. Среди нижнекембрийских карбонатных отложений Верхне-Якокутской впадины и Юхтинского поднятия известны отдельные выходы лампроитов (голец Мрачный, р. Олонгро), но их распространение трудно оценить из-за плохой обнаженности.



Верхнеюрские лампроиты Инаглинского массива были обнаружены в районе его северо-западного эндоконтакта (рис. 10). Здесь в краевой части массива был обнаружен крупный блок нижнекембрийских доломитов с многочисленными силлами лампроитов в нем. Мощность этих силлов от 0,3 до 2 м.

Блок доломитов с лампроитами имеет тектонические контакты с вмещающими его породами. По контакту доломиты и лампроиты часто катаклазированы, даже милонитизированы, что указывает на интенсивные динамические деформации, произошедшие после внедрения силлов лампроитов. Взаимоотношения между силлами лампроитов и ультраосновными породами массива не совсем ясны. Лампроиты нигде не прорывают интрузивные ультраосновные породы и в то же время часто встречаются в виде ксенолитов в нижнемеловых меланократовых сиенитах и пуласкитах внешнего кольца массива (см. рис. 10). Судя по разрезу скв. 504, непосредственно над блоком доломитов залегают ультраосновные породы краевой части массива. Такое строение указывает на согласное залегание и, по-видимому, свидетельствует о формировании ультраосновных пород после внедрения силлов лампроитов. К сожалению, непосредственного контакта ультраосновных пород и доломитов наблюдать не удалось, поскольку вдоль него была внедрена пологая дайка пуласкитов и меланократовых сиенитов. В этих сиенитах часто встречаются довольно свежие ксенолиты верлитов из краевой ультраосновной части массива.

Таким образом, можно предположить, что обнаруженные доломиты с силлами лампроитов представляют собой нижнее эндоконтактовое основание Инаглинского массива и что ультраосновные породы Инагли сформировались одновременно или после внедрения силлов верхнеюрских лампроитов. На этот же возраст становления массива указывают полученные цифры  $K-Ag$  возраста флогопитовых пироксенитов из краевой части массива, которые равны  $136 \pm 5$  млн. лет. Все лампроитовые силлы как на Инаглинском массиве, так и в Верхне-Якутской впадине имеют расслоенное строение в результате процессов кристаллизационной дифференциации непосредственно в телах силлов. Нижние части



Рис. 10. Геологическая карта и разрез по линии А—Б Инаглинского щелочно-ультраосновного массива

1 — архейские кристаллические породы; 2 — нижнекембрийские карбонатные толщи; 3 — дуниты; 4 — ультраосновные и основные калиевые щелочные породы периферийной зоны; 5 — раннемезозойские сиенит-порфиры; 6 — позднемезозойские (нижнемеловые) сиенит-порфиры и пуласкиты; 7 — флогопит-хромдиопсид-ортоклазовые метасоматиты и пегматиты; 8 — разломы; 9 — линия разреза в краевой зоне массива. На разрезе: 1 — архейские кристаллические породы; 2 — нижнекембрийские доломиты; 3 — силлы лампроитов; 4 — дуниты краевой зоны; 5 — флогопитовые верлиты и верлиты; 6 — оливиновые пироксениты; 7 — пироксениты и флогопитовые пироксениты; 8 — шонкиниты; 9 — меланократовые сиениты; 10 — пуласкиты; 11 — зоны плейчатости в интрузивных породах; 12 — разломы; 13 — элювиальные отложения; 14 — скважины

силлов обогащены крупными кристаллами оливина до 40%, а верхние — обеднены ими. Обращает на себя внимание, что степень дифференциации силлов не зависит от его мощности. Встречаются довольно мощные силлы с небольшим количеством оливина — около 5—10%, вместе с тем в некоторых маломощных силлах количество оливина велико — до 30%. Весьма неоднородное строение имеют и некоторые вертикальные дайки, например на южном склоне гольца Собачий. Для лампроитов из внутренней части этой дайки характерно большое количество зерен оливина — до 35%, а по мере приближения к контактовой части дайки количество оливина снижается в породе до 15—20%. Известно, что подобное строение вертикальных даек может возникнуть при гидродинамической дифференциации.

В верхнеюрских ультраосновных лампроитах Якокутского и Инаглинского массивов, а также в силлах Верхне-Якокутской впадины были обнаружены родственные включения ультраосновных пород и крупные интрателлурические вкрапленники оливина и диопсида. Включения представлены дунитами, флогопит-диопсидсодержащими дунитами, верлитами, фергуситами и шонкинитами, среди которых преобладают дуниты.

Размер включений обычно составляет 1—2 см, но иногда достигает 10 см. Текстура пород включений равномерно-зернистая, средне-мелкозернистая. Размер зерен оливина из включений дунитов бывает значительно меньше размера зерен фенокристаллов оливина из лампроитов. Оливины из некоторых включений дунитов характеризуются двойниковым строением, которое обычно возникает при больших динамических нагрузках на оливин. Ряд включений имеет неполнокристаллическую кумулятивную структуру. По своему строению они напоминают кристаллическую губку, пропитанную расплавом. В этих включениях межзерновое пространство заполнено очень тонкозернистым раскристаллизованным агрегатом вторичных минералов. Почти все включения по внешнему облику напоминают ультраосновные породы из краевой расслоенной части Инаглинского массива, а включения дунитов напоминают дуниты ядра Инаглинского массива.

По петрографическому и петрохимическому составу лампроиты верхнеюрского комплекса представляют собой единую дифференцированную серию пород, среди которых выделяются две группы — ультраосновные и основные лампроиты и среди них несколько видов пород. Их модалный состав приведен в табл. 6.

Семейство ультраосновных лампроитов представлено оливин-диопсид-флогопитовым ультраосновным лампроитом. Эти породы слагают нижние части расслоенных силлов или внутренние части даек с проявленной гидродинамической дифференциацией. Породы имеют порфиновую структуру (Таблица 1) и состоят из крупных (0,5 см) обычно идиоморфных вкрапленников оливина с включениями хромшпинелидов и мелкозернистой основной массы. Вкрапленники оливина иногда образуют крупные порфиновые идиоморфные сростки до 1 см. В некоторых случаях зерна имеют окатанные резорбированные формы и их размер достигает 2—3 см. Среди

Таблица 6

Модальный состав (в объем. %) лампроитов из комплекса силлов  
и даек верхнеюрского возраста Центрального Алдана

Минерал	I	II	III	IV
Оливин+вторичный минерал по оливину	26—51	11—19	8	0—8
Диопсид	21—28	30—33	28	16—40
Флогопит	16—19	12—26	6	15—22
Псевдолейцит	2—11	2—17	37	0—31
Щелочной полевой шпат	0—8	8—31	2	0—31
Хлорит-тальковый агрегат по стеклу	4—14	5—9	19	4—12

Примечание. Лампроиты: I — оливин-диопсидовый ультраосновной, II — оливин-диопсид-флогопитовый основной, III — оливин-диопсидовый основной, IV — диопсид-флогопитовый основной.

вкрапленников встречаются единичные зерна хромдиопсида с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0,75 мас. %. Основная масса состоит из агрегата оливина II генерации 0,1 мм и мелких зерен диопсида, псевдолейцита, пойкилокристаллов флогопита, иногда ортоклаза и тонкозернистого мезостаза — раскристаллизованного стекла, замещенного тальк-хлоритовым агрегатом.

Среди группы основных лампроитов выделяются три вида: оливин-диопсид-флогопитовый, оливин-диопсидовый и диопсид-флогопитовый основные лампроиты.

Оливин-диопсид-флогопитовый основной лампроит — порода, тесно связанная с ультраосновными лампроитами; слагая расслоенные силлы, она нередко образует самостоятельные дайки. Для породы характерно присутствие оливина более 11%. Среди вкрапленников преобладают оливин и хромдиопсид с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0,53 мас. %. В основной массе породы заметно увеличивается роль псевдолейцита и флогопита. Калиевый полевой шпат иногда образует пойкилокристаллы, включающие зерна псевдолейцита и диопсида. Флогопит имеет зональное строение микровкрапленников с темными бурыми каймами и более светлыми ядрами.

Оливин-диопсидовый основной лампроит — резко порфировая порода с крупными идиоморфными вкрапленниками оливина и хромдиопсида. Порода практически лишена флогопита. Это довольно редкая порода и была обнаружена только в одной-единственной дайке на хр. Юрский. Основная масса породы состоит из агрегата мелких зерен псевдолейцита, замещенного калиевым полевым шпатом. Небольшое количество флогопита (около 6%) образует мелкие зерна в интерстициях между псевдолейцитом. Иногда флогопит образует тонкие каймы вокруг рудных минералов и зерен оливина. Из-за малого количества флогопита эта порода по внешнему облику

похожа на лейцититы вулканогенной толщи Якокутского массива, но химический состав породы и минералов характеризуется единством с составами типичных верхнеюрских лампроитов, особенно с составом диопсид-флогопитовых основных лампроитов. Обращает внимание, что снижение количества флогопита сопровождается снижением общего количества интерстициального ортоклаза и увеличением псевдолейцитового (лейцитового) агрегата (см. табл. 6).

Диопсид-флогопитовый основной лампроит — порфириовидная и слабопорфириовидная порода, слагающая верхние части расслоенных силлов либо самостоятельные дайки. Вкрапленники представлены оливинами, диопсидом и флогопитом. Диопсид вкрапленников содержится до 0,22 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Количество оливина в среднем составляет около 5%, нередко он полностью исчезает (см. табл. 6). Основная масса в этих породах имеет мелко-среднезернистое строение и состоит из пойкилокристаллов ортоклаза, микровкрапленников флогопита, клинопироксена, представленного диопсид-салитом и салитом. В безоливиновых лампроитах ортоклаз образует довольно крупные кристаллы в основной массе. Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в таких зернах ортоклаза достигает 1,5 мас. %.

Петрогеохимические (табл. 7, 8) и минералогические особенности лампроитов Якокутского, Инаглинского массивов и Верхне-Якокутской впадины совершенно одинаковы, что и позволяет рассматривать их в качестве единого комплекса пород. Все верхнеюрские лампроиты по соотношению кремнезема и щелочей попадают в область щелочных пород (см. рис. 4), образуют единую непрерывную серию пород от ультраосновного до основного состава. Для всей серии типичен ультракалиевый характер щелочности при средней величине калий-натриевого отношения, равной 6, и высокой магнезиальностью, которая типична для пород лампроитовой серии. Высокая магнезиальность пород коррелирует с высоким содержанием в них элементов группы железа Cr, Ni, Co, V. Содержание Sc также довольно высокое и даже несколько превышает содержания Sc в обычных лампроитах. В данной серии пород Sc выступает в роли некогерентного элемента, накапливаясь в ряду от ультраосновных до основных пород.

По величине содержания CaO и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  верхнеюрские лампроиты относятся к лампроитам с повышенным содержанием CaO и на диаграмме CaO— $\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. рис. 6) располагаются в верхней части лампроитового поля в области его перекрытия с породами камафугитовой серии. От ультраосновных к основным лампроитам происходит закономерное увеличение CaO и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  вплоть до довольно высоких значений, характерных для мадупитов Лейцит-Хиллс.

По соотношению щелочей и алюминия верхнеюрские лампроиты следует отнести к миаскитовой разновидности лампроитов. Средняя величина агпаитности составляет 0,88, она значительно выше агпаитности минетт и лейцититов, где  $K_2$  не превышает 0,6—0,7. Распределение величин некогерентных элементов в верхнеюрских лам-

проитах Алдана довольно необычно по сравнению с типичными лампроитами Австралии. Выделяются две резко различающихся группы элементов: щелочные, щелочноземельные и элементы группы Ti, Zr, Nb. По группе щелочных и щелочноземельных элементов и ряду других резко неогерентных элементов, таких, как K, Pb, Cs, Ba, Sr, U, верхнеюрские лампроиты вполне сопоставимы со всеми известными лампроитами Мира. В то же время для верхнеюрских лампроитов Алдана характерны аномально низкие содержания Ti, Zr, Nb, Ta, Hf, Th, P3Э. По абсолютной величине и соотношениям этих элементов верхнеюрские лампроиты резко отличаются от лампроитов Австралии, Индии и близки к лампроитам Испании, а также субщелочным эруптивным породам островодужных комплексов [169]. Содержание элементов платиновой группы (ЭПГ) в верхнеюрских лампроитах было определено в ультраосновных разновидностях (см. примечание к табл. 7), а также в монофракциях оливина с включениями хромита, где Pt составляет 0,02 г/т, Pd — 0,005 г/т, т.е. близки к содержаниям ЭПГ в ультраосновных вулканитах и некоторых ультраосновных интрузивных породах. В магнитных фракциях (магнетит-феррихромит) из ультраосновных лампроитов содержания ЭПГ резко возрастают: Pt до 0,7—0,11 г/т, Pd — 0,2—0,39 г/т, Rh — 0,24—0,25 г/т, Ru — 0,05—0,12 г/т. Главной особенностью геохимии ЭПГ во всех верхнеюрских лампроитах является их ярко выраженная палладиевая специализация (Pt : Pd = 1 : 3), что в целом характерно для щелочных комплексов пород, в том числе и для некоторых разновидностей ультраосновных пород Инаглинского массива, где содержания ЭПГ в дунитах центральной части массива следующие: Pt составляет 0,01—0,002 г/т, Pd — 0,02—0,024; в верлитах: Pt — 0,007 г/т, Pd — 0,035 г/т.

Приведем характеристику составов породообразующих минералов из верхнеюрских лампроитов и ультраосновных включений в них сравним с минералами ультраосновных пород Инаглинского массива.

*Оливин.* Все оливины имеют высокую магнезиальность (табл. 9). Вариации изменения железистости оливинов из ультраосновных лампроитов и основных лампроитов полностью перекрываются между собой, т.е. изменение составов оливинов практически не зависит от изменения составов лампроитов. Вместе с тем при высокой магнезиальности оливинов содержание никеля в них довольно низкое (см. рис. 31), что характерно также для оливинов из лампроитов Лейцит Хиллс и Испании. Низкие содержания никеля отмечались в оливинах лейцититов и минетт, однако последние обладают более высокой железистостью. Тренд изменения содержания никеля при снижении магнезиальности оливинов имеет очень пологий наклон в сторону более низких значений никеля.

Низкими содержаниями никеля оливины верхнеюрских лампроитов отличаются от других ультраосновных эффузивов (меймечитов и коматиитов (рис. 11)).

Таблица 7

Представительные анализы (окислы и F — в мас. %, элементы — в г/т)  
верхнеюрских лампронтов Центрального Алдана

Окислы, элементы	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*
SiO <sub>2</sub>	42,84	43,96	44,97	42,45	44,88	46,32	46,82	47,07
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,54	0,48	0,64	0,74	0,80	0,81	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	4,91	4,63	6,75	8,15	8,82	9,22	8,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,44	6,82	6,18	6,21	3,99	6,59	5,43	5,46
FeO	5,51	5,93	4,88	4,55	5,87	4,31	5,75	5,27
MnO	0,15	0,18	0,16	0,15	0,18	0,15	0,15	0,14
MgO	25,66	22,70	21,43	16,42	13,39	11,37	10,49	9,98
CaO	7,06	7,61	9,16	8,98	9,51	10,43	10,30	11,54
Na <sub>2</sub> O	0,81	0,74	0,92	0,90	0,61	1,29	0,77	0,77
K <sub>2</sub> O	3,25	2,90	3,10	5,05	5,20	4,87	5,09	5,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,50	0,33	0,74	0,79	0,80	0,74	0,73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,39	1,34	1,36	2,62	1,82	1,61	1,64	1,38
CO <sub>2</sub>	0,40	0,53	1,19	3,26	3,44	1,43	0,49	0,72
F	0,09	0,13	0,17	0,18	0,18	0,13	0,18	0,16
S	0,10	He опр.	He опр.	0,10	0,10	0,10	1,05	1,00
Сумма	98,89	98,79	98,96	99,00	98,85	99,02	98,93	98,91
mg'	83	79	81	77	74	69	67	66
K <sub>a</sub>	1,11	0,89	1,05	1,03	0,81	0,84	0,73	0,76
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	4,0	3,9	3,4	5,6	8,5	3,8	6,6	6,5
Ni	700	700	630	410	330	180	135	165
Co	94	99	86	67	50	64	57	60
Cr	1700	590	670	1230	750	540	400	465
V	134	185	157	220	220	235	300	250
Y	12	35	9	20	6	25	12	13
Li	91	90	110	210	200	137	140	145
Rb	5	7,5	7,6	9	15	5	7	8
Cs	45	910	620	800	470	1020	700	580
Sr	1170	1970	1350	1700	1620	2510	3500	2150
Ba	103	69	62	134	132	164	150	150
Zr	3	3	5	3	3	3	7	4
Nb	15	17	18	23	24	25	23	23
Y								

Примечание: 1—9 — дайки лампронтов Якокутского массива, хр. Юрский; 10—17 силлы Верхне-Якокутской впадины; 18 — силлы Инаглинского массива. 1—3, 11, 12, 18 — оливин-диопсидовые ультраосновные лампронты; 4, 5, 13, 14 — оливин-диопсид-флогопитовые основные лампронты; 6 — оливин-диопсидовый основной лампронт; 7—9, 15—17 — диопсид-флогопитовые основные лампронты. В табл. 7, 12, 16 для анализов, помеченных звездочкой, породообразующие элементы определены рентгенофлуоресцентным методом в ВИМС Мингео СССР и содержания H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> рассчитаны из определений потерь при прокаливании; в остальных анализах поро-

	9*	10	11	12*	13	14	15	16*	17	18
	45,80	40,70	40,30	42,38	41,70	42,08	43,16	44,69	42,73	43,80
	0,82	0,43	0,51	0,58	0,69	0,69	0,82	0,75	0,77	0,64
	9,29	0,85	4,79	4,60	6,16	6,33	7,81	7,72	7,28	5,35
	5,35	4,30	4,70	8,67	5,90	6,00	4,60	5,85	4,57	3,29
	6,46	6,00	5,25	3,66	5,05	4,97	6,64	4,43	6,56	5,90
	0,22	0,12	0,18	0,17	0,17	0,15	0,15	0,14	0,16	0,16
	10,47	26,00	21,40	21,96	17,40	16,70	12,40	11,84	11,47	20,09
	10,37	6,22	7,90	6,87	8,06	7,30	9,90	10,04	10,53	8,86
	0,50	0,44	0,47	0,72	0,90	0,70	1,16	1,13	0,41	1,07
	5,17	1,97	2,44	3,09	4,15	4,43	5,25	4,68	5,99	4,94
	0,88	0,38	0,46	0,54	0,70	0,74	0,85	0,82	0,83	0,64
He опр.	0,53	0,58	He опр.	0,51	0,53	0,59	He опр.	0,48	3,02	
	2,47	3,93	3,93	2,29	2,28	3,15	2,05	2,39	2,28	0,33
	0,67	4,15	5,99	2,90	4,98	5,17	3,48	3,62	5,02	1,17
	0,20	0,12	0,14	0,08	0,19	0,16	0,17	0,27	0,10	0,12
	0,10	0,08	0,10	0,34	0,08	0,08	0,11	0,52	0,8	0,16
	98,77	99,22	99,14	98,85	98,86	99,18	99,14	98,89	99,98	99,54
	65	84	82	79	77	76	70	71	69	82,2
	0,70	0,74	0,83	0,98	0,97	0,94	0,97	0,90	1,00	1,33
	10,3	4,5	5,2	4,3	4,6	6,3	4,5	4,1	14,7	4,6
	200	750	560	—	450	430	220	220	230	510
	60	110	94	—	94	86	76	60	59	80
	570	1700	1460	—	1040	1000	620	750	1920	960
	300	85	140	—	210	220	270	210	302	196
	19	33	46	32	22	25	14	16	5	21
	130	70	66	120	155	165	100	173	256	100
	6	8	7	6	7	7	8	9	8,6	2,2
	580	625	930	110	730	930	1010	1010	930	846
	2150	1260	3000	1700	2600	3770	3140	2330	2690	1170
	140	141	113	173	136	140	142	170	151	62
	5	5	4	2	3	3	5	2	3	1
	24	19	15	19	24	21	20	22	25	20

додообразующие элементы определены методом мокрой химии в ИГЕМ АН СССР; малые элементы определены в ИГЕМ АН СССР методами: Li, Rb, Cs — пламенная фотометрия; Cr, Ni, Co, V, Ba, Sr — атомная абсорбция; Zr, Nb, Y — рентгенофлуоресцентный анализ; Th, U — радиометрический анализ; Pt, Pd — количественный спектральный анализ; Дополнительные определения (в г/т): ан. 1 Pt — 0,005, Pd — 0,0014; ан. 2 Pt — 0,005, Pd — 0,0014, Th — 2,5, U — 1,5; ан. 3 Th — 1,8, U — 1,2; ан. 6 Th — 3,2, U — 1,5; ан. 11 Pt — 0,006; ан. 12 Pt — 0,005, Pd — 0,025, Th — 2,4, U — 1,8; ан. 18 Pt — 0,004.

**Таблица 8**  
**Содержание (в г/т) редких и редкоземельных элементов**  
**в верхнеюрских лампроитах Центрального Алдана**

Элементы	1	4	6	8	11	12	13	14	15
Sc	22,0	25,3	31,8	30,8	21,0	21,5	23,2	24,2	28,0
Cr	1790	1080	550	490	1620	1515	985	940	970
Co	107,8	74,2	55,6	24,0	87,8	91,0	69,8	66,2	71,2
Cu	80	100	70	60	40	100	100	100	80
Zn	60	80	80	60	50	80	90	90	50
Ga	33	50	48	32	28	60	Не опр.	29	12
Pb	11	3	11	2	11	3	7	8	10
Th	2,2	2,6	3,0	3,0	1,4	2,3	3,6	4,0	4,9
Ta	0,04	0,004	0,16	0,14	0,06	0,07	0,10	0,10	0,15
Hf	0,6	1,1	1,7	1,7	0,8	0,6	1,4	1,5	1,7
La	9,4	14,6	20,8	21,5	11,7	10,3	16,6	17,5	21,2
Ce	16	11	41	41	20	21	29	35	39
Ni	3,4	15	21	16	11	8,3	16	17	21
Sm	2,2	3,6	4,8	4,7	2,3	2,5	3,7	4,0	4,2
Eu	0,7	0,5	1,5	1,5	0,82	0,76	1,2	1,2	1,2
Gd	0,9	2,0	1,5	4,0	1,6	1,4	2,8	1,8	1,7
Tb	<0,1	<0,1	0,51	<0,1	<0,1	0,42	0,28	0,47	0,34
Dy	<1,5	<1,5	<1,5	3,9	<1	<1,5	<1,5	<1,5	<1
Yb	0,49	0,40	1,3	1,2	0,53	0,48	1,0	1,3	0,76
Lu	0,05	0,12	0,23	0,17	0,09	0,11	0,12	0,14	0,17
(La/Yb) <sub>N</sub>	12,8	24,2	10,7	12	14,7	14,2	11,0	8,9	18,5

**Примечание:** Номер пробы соответствует порядковым номерам в табл. 7; здесь и далее в табл. 13 и 17 все определения проведены нейтронно-активационным методом во ВНИИ Геоинформсистем Мингео СССР. Cu, Zn, Ga, Pb — рентгено-флюоресцентный анализ, МОМГЭ Мингео СССР.

Важнейшей особенностью состава оливинов верхнеюрских лампроитов являются очень высокие содержания в них кальция, которые значительно превышают количество кальция, известное в большинстве оливинов из лампроитов других регионов Мира (см. рис. 30). По содержанию CaO в оливинах верхнеюрские лампроиты явно отличаются от различных базальтоидных пород: базанитов, минетт и нефелинитов (см. рис. 13) [192]. Вместе с тем высокие и близкие содержания Ca отмечаются в оливинах меймечитов и дунитах гулинского ультраосновного массива, который, как предполагается, комагматичен меймечитам Сибири [78]. С меймечитами и дунитами Гулинского массива верхнеюрские лампроиты имеют сходство и по повышенным содержаниям и характеру распределения хрома в оливинах (см. рис. 13). Оливины из включений дунитов и флогопитовых верлитов в верхнеюрских лампроитах оказались полностью идентичны оливинам из вкрапленников этих же лампроитов (см. рис. 13). Их составы характеризуются низкими содержаниями NiO и высокими — Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO (табл. 10). Причем составы оливинов дунитовых включений распо-

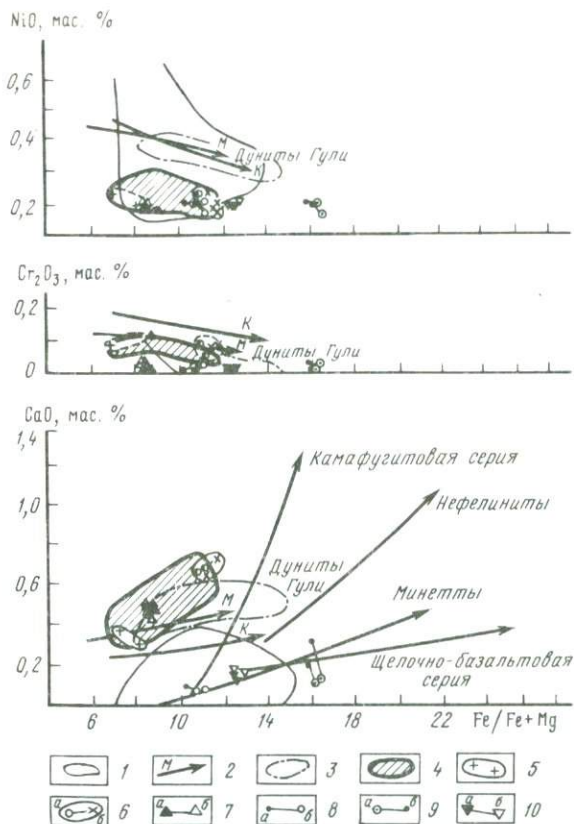


Рис. 11. Составы оливинов из ультраосновных включений в верхнеюрских лампронитах Центрального Алдана и ультраосновных пород Инаглинского массива

1 — поле составов оливинов из лампронитов Испании, Австралии и Северной Америки; 2 — тренд изменения составов оливина из: М — меймечитов [78], К — коматитов [78] и других пород; 3 — поле составов оливинов из дунитов Гулинского массива, север Сибирской платформы; 4 — поле составов оливинов в  $J_3$  лампронитах Центрального Алдана; 5 — состав оливинов из включений дунитов в  $J_3$  лампронитах Центрального Алдана; 6 — состав оливина из включений флогопитового верлита в лампронитах Центрального Алдана (а — центр, б — край зерна); 7 — состав оливина из дунитов ядра массива Инагли (а — центр, б — край зерна); 8 — состав оливина из дунитов краевой части массива Инагли (а — центр, б — край зерна); 9 — состав оливина из флогопитовых верлитов краевой части массива Инагли (а — центр, б — край зерна); 10 — состав оливина из прослоя верлитов в дунитах центральной части массива Инагли (а — центр, б — край зерна)

жены в начале тренда зональности оливинов верхнеюрских лампронитов, а оливин из включений флогопитовых верлитов — в конце этого тренда. Оливином флогопитовых верлитов свойственна нормальная магматическая зональность, выраженная в увеличении содержания фаялитового компонента к периферии зерна при уменьшении содержания NiO и увеличении — CaO.

Таблица 9

Представительные анализы (в мас. %) сосуществующего оливина  
и хромшпинелида верхнеюрских  
и нижнемеловых лампроитов Центрального Алдана и дунитов Инагли

Окислы	1		2		3		4	
	<i>Ol</i>	<i>Sp</i>	<i>Ol</i>	<i>Sp</i>	<i>Ol</i>	<i>Sp</i>	<i>Ol</i>	<i>Sp</i>
SiO <sub>2</sub>	41,26	0,60	40,30	1,33	40,36	0,77	40,43	0,62
TiO <sub>2</sub>	не опр.	1,42	0,02	1,00	0,02	1,10	0,03	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	7,62	0,04	5,07	0,04	4,84	0,04	6,86
FeO	9,45	36,65	11,44	40,28	8,07	40,75	7,73	28,01
MnO	0,17	0,23	0,22	0,32	0,18	0,30	0,12	0,30
MgO	49,76	13,88	48,05	10,47	50,27	9,48	50,90	14,96
CaO	0,60	—	0,56	—	0,52	—	0,49	—
NiO	0,22	—	0,25	—	0,28	—	0,23	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	39,90	0,04	39,78	—	39,23	—	48,93
Сумма	101,64	100,30	100,91	98,52	99,75	96,47	99,97	99,30
<i>mg</i>	0,904	0,664	0,882	0,542	0,918	0,493	0,922	0,723
<i>T</i> , °C [163]	1290		1070		600		1360	

Примечание: 1—8 — верхнеюрские лампроиты; 1—3, 8 — ультраосновные лампроиты; 4, 5, 7 — оливин-диопсид-флогопитовые основные лампроиты; 6 —

Оливины из дунитов центральной части массива Инагли отличаются отсутствием зональности от центра к периферии зерна и по своему составу практически идентичны оливинам верхнеюрских лампроитов и оливинам из дунитовых включений в них (см. рис. 9, 11). Очевидно, что высокое содержание кальция в оливинах дунитов центральной части массива Инагли свидетельствует о высокотемпературном и обязательно щелочном расплаве, из которого кристаллизовались эти дуниты.

Оливины из флогопитовых дунитов и флогопитовых верлитов краевой части Инаглинского массива и прослая верлитов среди дунитов центральной части массива близки между собой. В целом они образуют единую серию составов, которая отличается от оливинов дунитов центральной части массива и верхнеюрских лампроитов и близка к оливинам щелочно-базальтоидной и минеттлейцититовой серий.

**Пироксен.** Присутствие больших количеств клинопироксена является характерной чертой почти всех изученных лампроитов Алдана. Составы клинопироксенов по видам лампроитов приведены в табл. 11 и на диаграмме Хесса (рис. 12). В ультраосновных разновидностях лампроитов клинопироксен представлен типичным диопсидом. В более дифференцированных разновидностях появляются вкрапленники диопсид-салита, а в основной массе основных лампроитов часто встречаются магнезиальные салиты. В целом поле клинопироксенов верхнеюрских лампроитов несколько перекрывается с составами клинопироксена из слабо дифференцированных разновид

5		6		7		8		9		10		11	
Ol		Ol		Sp		Ol		Ol		Sp		Ol	
40,83	40,81	1,04	0,36	40,64	0,56	41,33	0,15	40,50	0,13				
—	—	1,92	0,22	0,00	3,78	—	0,68	0,00	0,44				
—	—	3,76	0,72	0,00	3,78	0,04	5,00	0,07	4,78				
10,81	7,55	67,10	52,87	8,13	36,19	5,47	17,10	7,14	22,86				
0,30	0,10	0,33	2,89	0,17	0,40	0,08	0,30	0,14	0,31				
47,80	48,88	8,80	2,32	50,25	10,16	51,66	15,00	51,04	10,71				
0,76	0,50	—	0,07	0,48	—	0,10	0,03	0,15	0,02				
0,18	0,23	—	0,03	0,20	0,11	0,43	0,18	0,45	0,21				
—	0,06	17,66	40,48	0,03	46,32	0,12	60,10	0,08	57,65				
100,81	98,37	100,61		99,90	98,38	99,19	98,58	99,57	97,11				
0,887	0,920	0,45	0,13	0,917	0,523	0,944	0,746	0,927	0,557				
—	—	—	—		700		1120		640				

сливин-диопсидовые основные лампроиты; 9 — дунит Инагли; 10, 11 — трубка взрыва Рябиновая.

ностей пород камафугитовой серии, а также с клинопироксенами минетт, отличаясь от них несколько иным трендом зональности.

В характере изменения составов клинопироксенов отмечается две противоположные тенденции. Это изменение составов клинопироксенов от ядра зерна к периферии или к основной массе (зональности) и изменение составов клинопироксенов в ряду от ультраосновных к основным лампроитам. Зональности клинопироксенов в пределах каждого вида лампроитов свойственно уменьшение доли волластонитового минала при увеличении железистости клинопироксена. Такой тип зональности типичен для всех лампроитов. В то же время характер изменения составов пироксенов от ультраосновных к основным лампроитам в целом обладает слабо выраженной тенденцией увеличения доли волластонитового минала, что, очевидно, отражает общее увеличение содержания Са в системе при переходе к основным лампроитам.

Зависимость содержаний алюминия от кремнезема в клинопироксенах, выраженная в формульных единицах при расчете на 6 атомов кислорода, приведена на соответствующей диаграмме (см. рис. 33). Содержание кремнезема в тетраэдрической позиции колеблется от 1,980 до 1,920 и близко к вариациям кремнезема в клинопироксенах из лампроитов других регионов. Количество алюминия в клинопироксенах верхнеюрских лампроитов больше 0,03 форм. ед. Al и не превышает 0,10 форм. ед. Al, что в целом выше, чем в типичных аглитовых лампроитах, но ниже чем в клинопироксенах из лейцитит-тефритовой, камафугитовой серий пород, карбонатитов и минетт.

Таблица 10  
Состав минералов (в мас. %) ультраосновных включений  
в верхнеюрских лампроитах Центрального Алдана

Оксиды	1			2				3	
	<i>Di-1</i>	<i>Di-2</i>	<i>Di-3</i>	<i>Ol</i>	<i>Di-1</i>	<i>Di-2</i>	<i>Phl</i>	<i>Ol</i>	<i>Sp</i>
SiO <sub>2</sub>	51,89	53,06	51,89	40,49	51,18	52,84	38,54	41,15	0,28
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,19	0,15	0,00	0,52	0,05	1,37	0,00	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	0,88	0,59	0,04	2,11	0,23	12,29	0,00	6,80
FeO	5,17	3,74	2,70	10,72	5,62	5,43	10,63	6,87	29,14
MnO	0,06	0,04	0,09	0,21	0,10	0,10	0,09	0,14	0,98
MgO	16,15	17,06	17,54	47,39	16,41	17,08	20,54	50,44	11,19
CaO	24,38	24,61	24,55	0,70	23,29	23,66	0,10	0,38	0,04
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,26	0,40	0,20	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	10,03	—	—
NiO	—	—	—	0,20	—	—	—	0,23	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,34	0,48	0,06	0,47	0,20	0,10	0,09	49,14
Сумма	99,63	99,92	98,12	99,81	99,96	99,96	93,89	99,30	98,24
mg	0,848	0,890	0,920	0,887	0,839	0,849	0,775	0,929	0,602
T, °C						900	[59]	835	[163]

Примечание: 1 — интрателлурический вкрапленник (*Di-1* — ядро, *Di-2* — промежуточная зона, *Di-3* — край); 2 — флогопитовый верлит (*Di-1* — центр, *Di-2* — край); 3 — дунит.

Частичное перекрытие полей составов верхнеюрских лампроитов и других калиевых пород наблюдается только в области высоких значений кремнезема. Характер зональности клинопироксена от ядра зерна к основной массе типичен для щелочных пород и определяется увеличением содержаний алюминия при уменьшении кремнезема. Во вкрапленниках клинопироксенов из ультраосновных лампроитов наблюдается дефицит Al<sup>IV</sup>, тогда как во вкрапленниках клинопироксенов из основных лампроитов характерен избыток Al в IV позиции и часть алюминия занимает VI позицию.

Содержание титана в клинопироксенах верхнеюрских лампроитов относительно низкое и сильно меняется в зависимости от вида пород и зональности клинопироксена. В ультраосновных разновидностях оно меньше 0,01 форм. ед. Ti в пересчете на 6 атомов кислорода, что значительно ниже, чем в диопсидах из лампроитов Австралии и даже лампроитов Лейцит-Хиллс.

Изменение содержаний Al и Ti в зональных клинопироксенах характеризуется интенсивным увеличением Al при слабом увеличении содержания Ti. Все составы клинопироксенов лежат ниже линии 2 Al : Ti. Подобный характер зональности был определен для клинопироксенов щелочных пород миаскитового типа, например для клинопироксенов из лейцититов Италии.

Клинопироксены из интрателлурических вкрапленников и ультра-

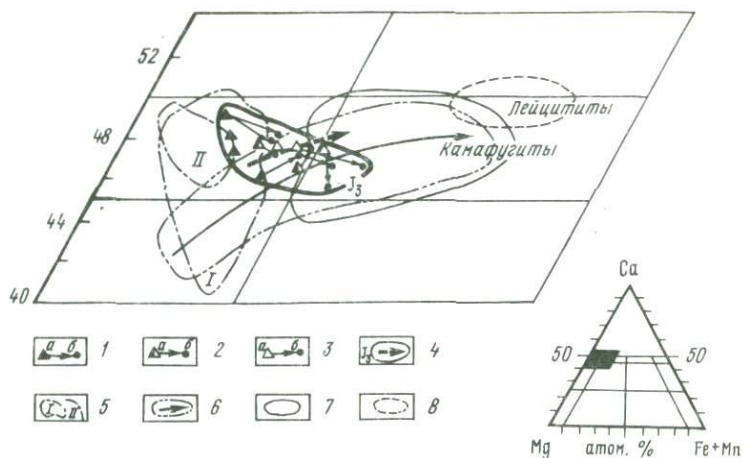


Рис. 12. Составы клинопироксенов из верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана

1 — оливин-диопсидовые ультраосновные лампроиты (а — центр, б — край); 2 — оливин-диопсид-флогопитовые основные лампроиты (а — центр, б — край); 3 — оливин-диопсидовые и диопсид-флогопитовые основные лампроиты (а — центр, б — край); 4 — общее поле клинопироксенов верхнеюрских лампроитов, толстой стрелкой показано направление изменения составов клинопироксенов в ряду ультраосновной — основной лампроит; 5—7 — поле составов клинопироксенов из: 5 — лампроитов (I — Западного Кимберли, Австралия; II — Лейцит-Хиллс, штат Вайоминг, США), 6 — высокомагнезиальных минетт из вулканического поля НоваЯо, штат Колорадо, США (стрелкой показан тренд зональности клинопироксенов), 7 — камафугитов Восточной Африки; 8 — лейцититов вулканов Вико и Сабатини, Италия

основных включений (флогопитовых верлитов) в верхнеюрских лампроитах по своему составу являются типичными диопсидами, и для них была установлена обратная зональность изменения магнезиальности (см. табл. 10). Интрателлурические вкрапленники или мегакристы клинопироксена состоят из крупных темных коричневато-зеленых ядер и небольшой светлой периферийной зоны, окаймляющей эти ядра. Переход от центральных частей зерен мегакриста к его внешним зонам постепенный без видимых резких границ. Подобные вкрапленники иногда образуют гроздевидные скопления, или сегрегации, причем все зерна таких сегрегаций разделены между собой тонкой корочкой раскристаллизованного лампроитового расплава. Оказалось, что темно-зеленые ядра клинопироксенов из флогопитовых верлитов и интрателлурических вкрапленников близки по составу к клинопироксенам из основной массы основных верхнеюрских лампроитов (рис. 13, А—В). Вместе с тем составы периферийных частей этих клинопироксенов точно попадают в область составов клинопироксенов ультраосновных пород Инаглинского массива.

Все клинопироксены ультраосновных пород Инаглинского массива

Таблица 11

Представительные анализы (в мас. %) клинопироксенов и слюд верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,28	52,75	53,88	52,54	52,47	52,98	52,70	52,90
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,30	0,27	0,49	0,37	0,51	0,62	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	0,60	0,85	1,55	1,17	1,71	1,92	1,63
FeO	3,32	5,56	2,79	4,91	4,34	4,85	6,28	4,94
MnO	0,06	0,17	0,05	0,06	0,09	0,10	0,11	0,11
MgO	17,29	16,44	16,56	15,68	16,02	15,67	14,63	15,72
CaO	24,09	23,86	24,57	23,74	23,53	23,19	22,96	23,60
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,22	0,22	0,30	0,19	0,36	0,42	0,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,01	0,75	0,60	0,29	0,52	0,29	0,23
Сумма	99,46	99,60	99,94	99,87	98,47	99,89	99,93	99,95
mg	0,902	0,840	0,913	0,850	0,868	0,852	0,806	0,850

Примечание. 1—9 — клинопироксены: 1—4 — ультраосновной лампроит (1, 3 — вкрапленник, 2, 4 — микролит), 5—9 — основной лампроит: 5, 6 — вкрапленник в оливин-диопсид-флогопитовом лампроите (5 — центр, 6 — край); 7 — центр вкрапленника в оливин-диопсидовом лампроите, 8, 9 — вкрапленник (8 — центр, 9 — край) в

также являются диопсидами (см. рис. 13) и в целом образуют единое поле составов, которое частично перекрывается с полем клинопироксенов верхнеюрских лампроитов, но они как бы окаймляют его с более магнезиальной стороны. Тренд изменения составов клинопироксенов, который образуется, начиная от дунитов центральной части массива и кончая флогопитовыми пироксенитами краевой зоны, и близок к зональности клинопироксенов из верхнеюрских лампроитов и характеризуется незначительным понижением доли волластонитового минала по мере увеличения в них железистости диопсида. Точки составов содержания натрия и магнезиальности алюминия и титана (см. рис. 13) образуют поле, которое как бы надстраивает в более магнезиальную область поле составов клинопироксенов верхнеюрских лампроитов. Распределение алюминия и кремния (см. рис. 13) в клинопироксенах Инагли несколько отличается от распределения в клинопироксенах верхнеюрских лампроитов. Клиннопироксены из дунитов и верлитов центральной части массива и дунитов краевой части массива характеризуются дефицитом алюминия четвертой координации, и эти составы точно ложатся в область составов типичных лампроитов. Вместе с тем клинопироксены флогопитовых верлитов и пироксенитов краевой части массива насыщены алюминием в четверной координации и лежат вблизи поля клинопироксенов верхнеюрских лампроитов в начале тренда их зональности.

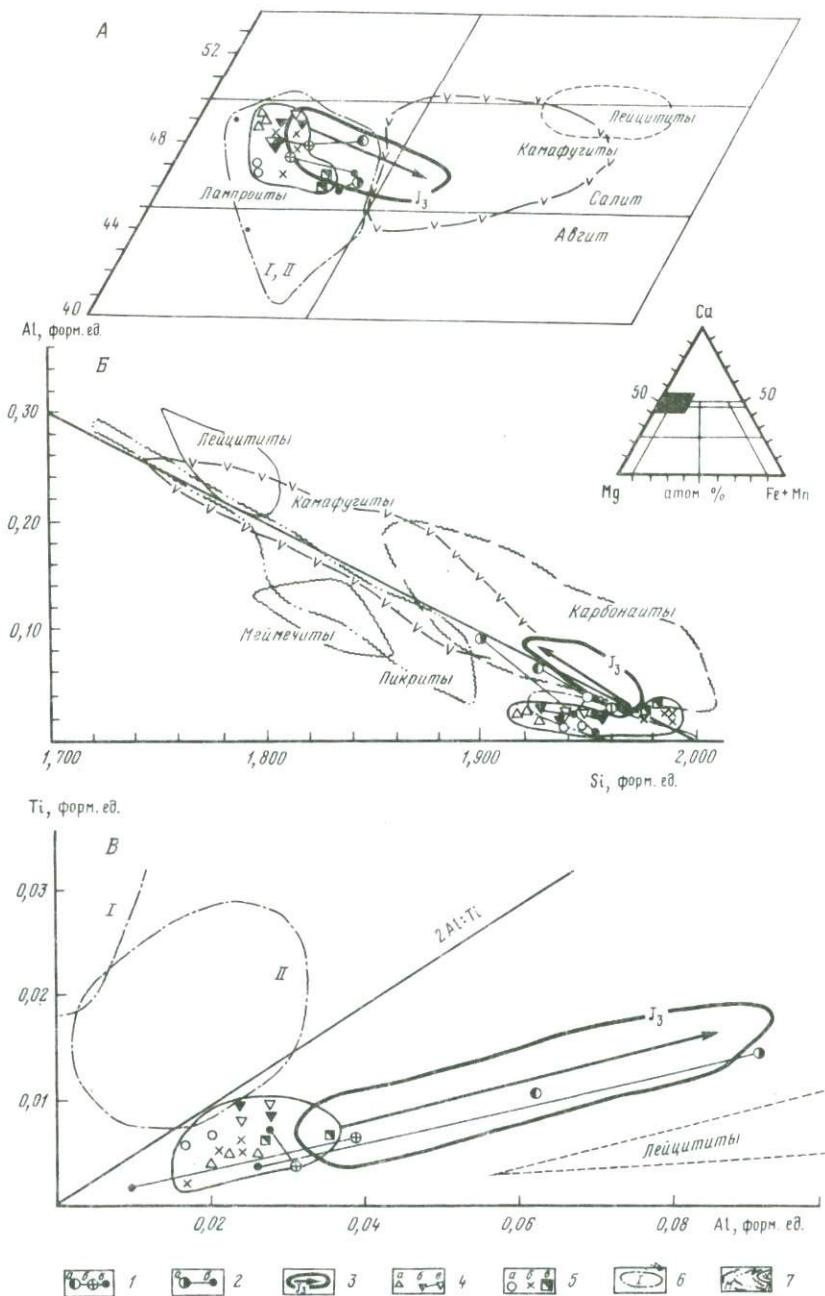
Слюда. Слюды в верхнеюрских лампроитах, как правило, представлены пойкилокристаллами в основной массе ультраосновных и

	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	51,60	42,65	39,23	38,03	35,81	38,52	37,84	38,82	37,62	40,90
	0,57	2,77	2,70	2,97	5,00	1,78	3,07	3,00	3,29	2,72
	1,98	12,44	12,83	12,70	12,21	11,72	13,12	13,59	12,26	14,48
	7,14	8,51	12,42	10,68	20,41	11,21	12,73	10,80	17,07	14,07
	0,14	0,04	0,03	0,15	0,45	0,06	0,12	0,14	0,50	0,18
	14,99	22,05	17,92	19,81	12,60	21,09	19,18	19,42	18,13	16,30
	23,17	0,03	0,04	0,20	0,20	0,06	0,15	0,10	0,07	0,21
	0,30	0,07	0,34	0,23	0,12	0,34	0,35	0,15	0,20	0,12
	0,06	8,92	8,75	10,40	8,15	10,44	10,18	10,12	9,55	9,84
	99,95	0,03	0,10	0,01	0,01	0,03	0,01	0,16	0,04	0,00
	0,789	—	0,54	1,43	5,02	0,87	1,28	1,08	1,24	0,82
	97,58	94,90	96,61	99,99	96,12	98,03	97,38	99,97	99,64	
	0,822	0,720	0,768	0,524	0,770	0,729	0,762	0,655	0,674	

флогопит-диопсидовом лампроите; 10—18 — слюда: 10—13 — ультраосновной лампроит (10, 12 — центр, 11—13 — основная масса), 14—18 — основной лампроит: 14, 15 — оливин-диопсид-флогопитовый (14 — край, 15 — центр), 16—18 — флогопит-диопсидовый (16 — центр, 17 — край, 18 — микролит).

основных лампроитов и редко вкрапленниками в наиболее дифференцированных основных лампроитах. Из состав соответствует железистому флогопиту, а темно-бурые каймы пойкилокристаллов резко обогащены железом (FeO = 27 — 40 мас. %) и обеднены алюминием: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3 — 7 мас. % (см. табл. 11). В целом флогопиты имеют пониженное содержание окиси алюминия, как и во всех лампроитах, не превышающее 14,5%. По мере эволюции расплава содержание алюминия во флогопитах возрастает: в ультраосновных лампроитах содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется в интервале 11—12,5 мас. %, в основных лампроитах — 13—14,5 мас. %. Ясно выраженной тенденции к уменьшению содержания алюминия от центра к краю пойкилокристаллов флогопита не наблюдается (рис. 14). Вместе с тем в четко индивидуализированных вкрапленниках флогопита такая зональность устанавливается, и по мере увеличения содержания железа падает содержание алюминия примерно на 0,5—2 мас. %.

Содержание кремния в слюдах верхнеюрских лампроитов высокое и составляет 5,5—6,0 форм. ед. в пересчете на 22 атома кислорода. Эти вариации в зависимости от количества алюминия приведены на графике [Si]—[Al] (см. рис. 35). Количество кремнезема в тетраэдрической позиции, т.е. кремненасыщенность слюд верхнеюрских лампроитов, превышает кремненасыщенность слюд из кимберлитов, и лампроитов и агпайтовых лейцититов Нового Южного Уэльса. В целом все флогопиты верхнеюрских лампроитов лежат компактно вблизи полей флогопитов из лампроитов различных регионов.



Однако вследствие небольшого избытка Al в тетраэдрической позиции у части слюд верхнеюрских лампроитов появляется Al в VI позиции, и по этому параметру они заметно отличаются от флогопитов типичных агпаитовых лампроитов и близки к флогопитам лампроитов Испании и Лейцит-Хиллс, где тоже наблюдается появление Al в VI позиции.

Содержание окиси титана в этих флогопитах колеблется от 1,8 до 5 мас. % и слабо возрастает с понижением содержания окиси алюминия. По этому тренду данные флогопиты вполне сопоставимы с флогопитом из миаскитовых лампроитов Испании и отличаются от слюд из минетт и лампрофиров.

Состав интерстициального флогопита из верлитового включения в верхнеюрских лампроитах ложится в поле составов этих же лампроитов (см. рис. 14, табл. 10). Возможно, что кристаллизация этого флогопита произошла из интеркумуляусного расплава лампроитового состава, которым было пропитано это включение. Составы флогопитов из ультраосновных пород расслоенной краевой серии Инаглинского массива характеризуются довольно высокой магниезальностью и содержат не более 14 мас. % окиси алюминия (см. рис. 14). Они ложатся в поле составов флогопитов лампроитов Испании и близки к составам флогопитов из ультраосновных пород верхнеюрских лампроитов.

**Амфибол.** В верхнеюрских лампроитах Центрального Алдана иногда присутствует Na-рихтерит (см. табл. 37, рис. 36). Он обычно замещает вкрапленники оливина, а иногда развивается по основной массе породы. Na-рихтериты близкого состава отмечены в миаскитовых умеренноглиноземистых оливин-флогопитовых лейцититах (кокитах и кайянитах) Вьетнама и Индонезии.

**Полевой шпат и лейцит.** Лейцит в верхнеюрских лампроитах Алданской провинции замещен практически чистым ортоклазом (см. табл. 38, 39). Калиевый полевой шпат образует самостоятельные выделения в виде вкрапленников ортоклаза, обогащенного железом только в самых дифференцированных основных лампроитах (рис. 15). На графике видно, что повышенные содержания  $Fe_2O_3$  в ортоклазе



Рис. 13. Составы клинопироксенов интрателлурических вкрапленников (мегахристов) из верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана и ультраосновных пород Инаглинского массива

1 — мегахристы в  $J_3$  лампроитах (а — темно-зеленое ядро, б — промежуточная зона, в — край зерна); 2 — флогопитовый верлит, включение в  $J_3$  лампроитах (а — ядро, б — край); 3 — тренд изменения и общее поле составов клинопироксенов  $J_3$  лампроитов; 4 — центральная часть Инаглинского массива (а — дуниты, б, в — прослой верлита в дунитах: б — ядро, в — край); 5 — краевая расслоенная часть Инаглинского массива (а — дуниты, б — флогопитовые верлиты, в — флогопитовые пироксениты); 6, 7 — поле составов клинопироксенов: 6 — из лампроитов (I — Западное Кимберли, Австралия, II — Лейцит-Хиллс, Америка), 7 — из меймечитов, пикритов, карбонатитов, лейцитов и камафугитов

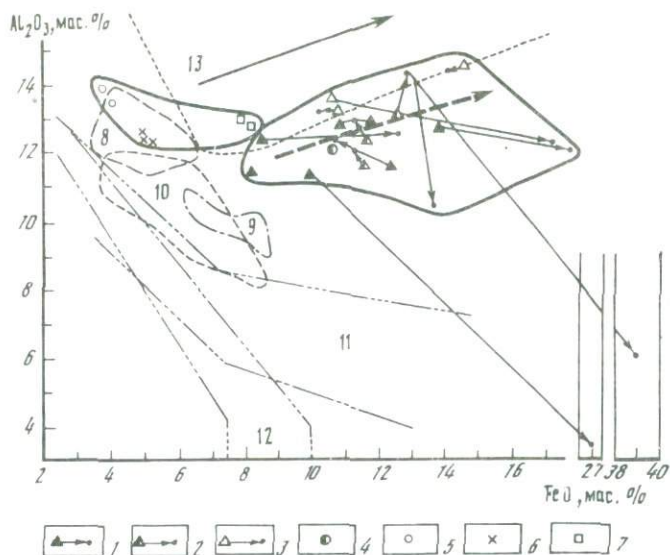


Рис. 14. Составы флогопитов из верхнеюрских лампрантов Центрального Алдана, ультраосновных включений в  $J_3$  лампрантах и ультраосновных пород Инаглинского массива

1—3 — верхнеюрские лампранты Центрального Алдана, направление зональности центр—край зерна: 1 — оливин-диопсидовый ультраосновной лампрант, 2 — оливин-диопсид-флогопитовый основной лампрант, 3 — диопсид-флогопитовый основной лампрант; 4 — включение флогопитового верлита из  $J_3$  лампрантов; 5—7 — ультраосновные породы краевой расслоенной части Инаглинского массива (скв. 501): 5 — флогопитсодержащий дунит, 6 — флогопитовый верлит, 7 — флогопитовый пироксенит. Цифры на рисунке — составы слюд из лампрантов: 8 — фортуниты и вериты Испании, 9 — хумилиты Испании, 10 — лампранты Смоук-Бьют, Америка, 11 — волжидитовый тренд, Австралия, 12 — фицронтовый тренд, Австралия, 13 — составы слюды из лампрофиров и их зональность

лампроитов Алдана сравнимы с содержаниями  $Fe_2O_3$  в полевом шпате из лампроитов Испании и ниже содержаний в ортоклазе лампроитов Лейцит-Хиллс.

**Хромшпинелид.** Составы хромшпинелидов в ассоциации с оливином из лампроитов Центрального Алдана приведены в табл. 9. Составы алданских хромитов отличаются низким содержанием окиси алюминия (обычно меньше 5%), вследствие чего отсутствует характерный для кимберлитовых хромитов изоморфизм  $Fe^{3+} \rightarrow Al^{3+}$ . В то же время отчетливо проявлен изоморфизм  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$  между миналами магнезиохромита и хромита ( $MgCr_2O_4 \rightarrow FeCr_2O_4$ ). Существует еще один тип изоморфизма  $Fe^{3+} \rightarrow Cr^{3+}$  между миналами магнетита и хромита или магнезиохромита ( $FeFe_2O_4 \rightarrow FeCr_2O_4$ ). Данные особенности изоморфизма хромитов из  $J_3$  лампроитов Центрального Алдана близки к лампроитовому типу изоморфизма хромшпинелидов.

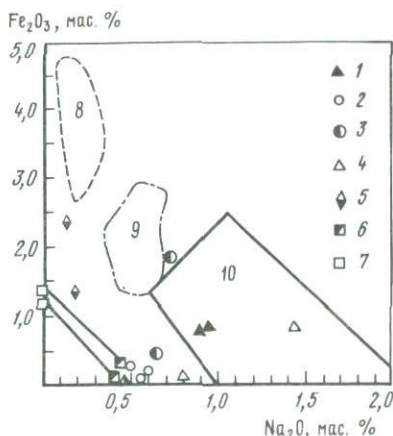


Рис. 15. Состав полевых шпатов и лейцитов

1, 2 — верхнеюрские лампроиты Центрального Алдана: 1 — вкрапленники в основных лампроитах, 2 — агрегат псевдолейцита; 3, 4 — нижнемеловые лампроиты Центрального Алдана: 3 — микролиты в основной массе (трубка Рябиновая), 4 — агрегат псевдолейцита в основной массе (трубка Кайла); 5 — флогопит-диопсидовый основной лампроит, Мурунский массив; 6, 7 — ультраосновной лампроит (флогопитовый миссурит), Ломамский массив; 6 — полевой шпат (интерстиций), 7 — лейцит (крупные зерна). Цифры на рисунке — составы полевых шпатов из лампроитов: 8 — Лейцит-Хиллс, США, 9 — Смоук-Бьют, США, 10 — Испания

#### КОМПЛЕКС ТРУБОК ВЗРЫВА ЛАМПРОИТОВ НИЖНЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН, ВЕРХНЕ-АМГИНСКИЙ РАЙОН)

Эруптивный магматизм Алдана давно привлекал внимание своим необычным составом пород и определенными чертами сходства с кимберлитами Сибирской платформы. Исследование этого магматизма периодически приводилось в течение длительного времени, начиная с конца 50-х годов и вплоть до конца 80-х годов. К сожалению, из-за слабой разработки классификаций высокомагнезиальных пород и лампрофиров точная петрографическая диагностика этих пород не могла быть проведена. Эруптивные породы Центрального Алдана относили то к ортоклазовым кимберлитоподобным породам [32], то к калиевым пикритам или минеттам [87]. Среди этих пород авторами на основе комплексного петрогеохимического изучения состава пород и состава их породообразующих минералов были диагностированы лампроиты миаскитовой серии.

Эруптивный магматизм Центрального Алдана представлен тремя группами пород: эруптивные брекчии ультраосновного или первично ультраосновного состава; основные лампроиты и их эруптивные брекчии, а также связанные с ними высокомагнезиальные шонкинит-порфиры и минетты; автолитовые брекчии оливин-флогопитовых лейцититов. В целом предложенная классификация эруптивных пород близка к более ранней классификации [32], но несколько отличается терминологией выделенных групп. В пределах Верхне-Амгин-

ского района среди эруптивных пород могут быть выделены также три группы пород: ультраосновные брекчии, основные лампроиты и средние лампроиты, или орендиты. В результате сравнения эруптивных пород Центрально-Алданского и Верхне-Амгинского районов выяснилось большое сходство лампроитов этих районов как по петрографическому и петрогеохимическому составу, так и по геолого-структурному положению. Лампроиты обоих районов принадлежат к единой миаскитовой серии лампроитов.

Центрально-Алданский и Верхне-Амгинский районы эруптивного магматизма расположены относительно близко друг к другу (на расстоянии около 100 км) и приурочены к одному и тому же древнему Центрально-Алданскому гранулит-гнейсовому блоку земной коры Алданского щита (см. рис. 8).

Оба района характеризуются близкими структурными планами тектоно-магматической активизации. В Верхне-Амгинском районе выделяется аналогичная Центрально-Алданской тектоно-магматическая купольная структура орогенного типа. История геологического развития мезозойской активизации и петрохимические характеристики мезозойских магматических формаций в обоих районах одинаковы.

Строение эруптивных полей и трубок взрыва. В настоящее время на Центральном Алдане известно более 30 эруптивных тел. Практически все они сконцентрированы в пределах Центрально-Алданского гравитационного минимума, который маркирует область повышенной проницаемости земной коры. Ареал распространения нижнемелового эруптивного магматизма значительно превышает ареал распространения лампроитового магматизма. В нижнемеловое время область распространения лампроитового магматизма несколько сместилась на север и захватила южную часть Алданской антиклизы. Так, например, если в верхнеюрское время лампроитовый магматизм был приурочен только к южной части Якокутского разлома, то в нижнемеловое время эруптивные тела лампроитов формировались вдоль всего Якокутского разлома на протяжении более 80 км. Магмоконтролирующую роль для нижнемелового эруптивного магматизма выполняют те же самые глубинные разломы второго порядка, что и для верхнеюрского лампроитового магматизма, однако их сеть значительно расширилась. На этом этапе увеличилась роль дизъюнктивного структурного контроля лампроитового магматизма. Около 90% всех известных эруптивных тел сконцентрированы вдоль зон следующих глубинных разломов (Юхтинский, Якокутский, Усть-Якокутский, Юхухтинский, Инаглинский и др.), большая часть которых соответствует межблоковым зонам в радиально-концентрической структуре Центрально-Алданского магматического узла. Места пересечения этих глубинных разломов определяют более мелкие локальные поля концентрации эруптивных тел. Среди них на Центральном Алдане могут быть выделены три поля эруптивных пород: Тобук-Хатыстырское (I), Нижне-Якокутское (II) и Верхне-Якокутское (III) (см. рис. 8), которые несколько различаются между собой геолого-структурной обстановкой локализации эруптивных тел, степенью эрозии и характером

вмещающих пород, интенсивностью нижнемелового интрузивного магматизма, а также разным соотношением ультраосновных и основных эруптивных пород.

Площади выделенных полей трубок взрыва примерно соответствуют локальным гравитационным минимумам третьего порядка (см. рис. 9). Аналогичная закономерность выявлена на примере Западной Якутии, где было установлено, что продуктивные кимберлитовые поля характеризуются соизмеримыми с ними по площадным размерам локальным гравитационным минимумом [27]. Присутствие подобных гравитационных аномалий обычно интерпретируются как зоны разуплотнения в нижних частях земной коры в связи с возможными их метасоматическими преобразованиями.

Кратко охарактеризуем выделенные поля эруптивного магматизма и отдельные эруптивные тела Центрального Алдана. Идеализированный разрез трубок взрыва ультраосновного и основного состава приведен на рис. 16.

Тобук-Хатыстырское поле расположено на северо-западе Центрального Алдана (см. рис. 16, поле 1). Оно удалено от главных районов мезозойского магматизма и областей интенсивной гидротермально-метасоматической деятельности. Вмещающими породами для всех эруптивных тел служат карбонатные толщи нижнего кембрия. Мощность карбонатных отложений платформенного чехла достигает 400—500 м. Эруптивные тела здесь обычно группируются в отдельные "кусты" близрасположенных тел трубок взрыва (см. рис. 16). "Кусты", как правило, приурочены к одному небольшому разлому или к слабо проявленной зоне трещиноватости вблизи пересечения двух больших разломов.

В пределах Тобук-Хатыстырского поля все эруптивные тела слабо эродированы: в основном они представлены трубками взрыва. Дайковые фации здесь практически не встречаются. У одной из трубок взрыва, Ягодки, бурением был установлен пологий раструб, представляющий собой верхний эксплозивный аппарат трубки взрыва.

По петрографическому составу среди эруптивных пород трубок взрыва выделяются три семейства пород, включающих лампроиты и лейцититы: 1) ультраосновные породы, близкие к оливин-флогопитовым ультраосновным лампроитам (трубки Ягодка, Звездочка, Тобукская); 2) семейство основных лампроитов и среди них два вида пород — оливинсодержащие флогопит-диопсидовые основные лампроиты (трубки Аномалия 4-А, 2-я фаза внедрения в Аномалии 4-В, Опытная, Хаапчан и др.) и оливин-флогопит-диопсидовые основные лампроиты (трубка Латышская); 3) семейство высокомагнезиальных оливин-флогопитовых и оливиновых лейцититов (1-я фаза внедрения трубки Аномалия 4-В). На основе геолого-структурных наблюдений предполагается следующая последовательность эруптивного магматизма: высокомагнезиальные оливиновые лейцититы → основные лампроиты → ультраосновные породы, близкие к лампроитам.

Эруптивные ультраосновные и основные породы Тобук-Хатыстырского поля различаются не только по составу, но и по форме и раз-

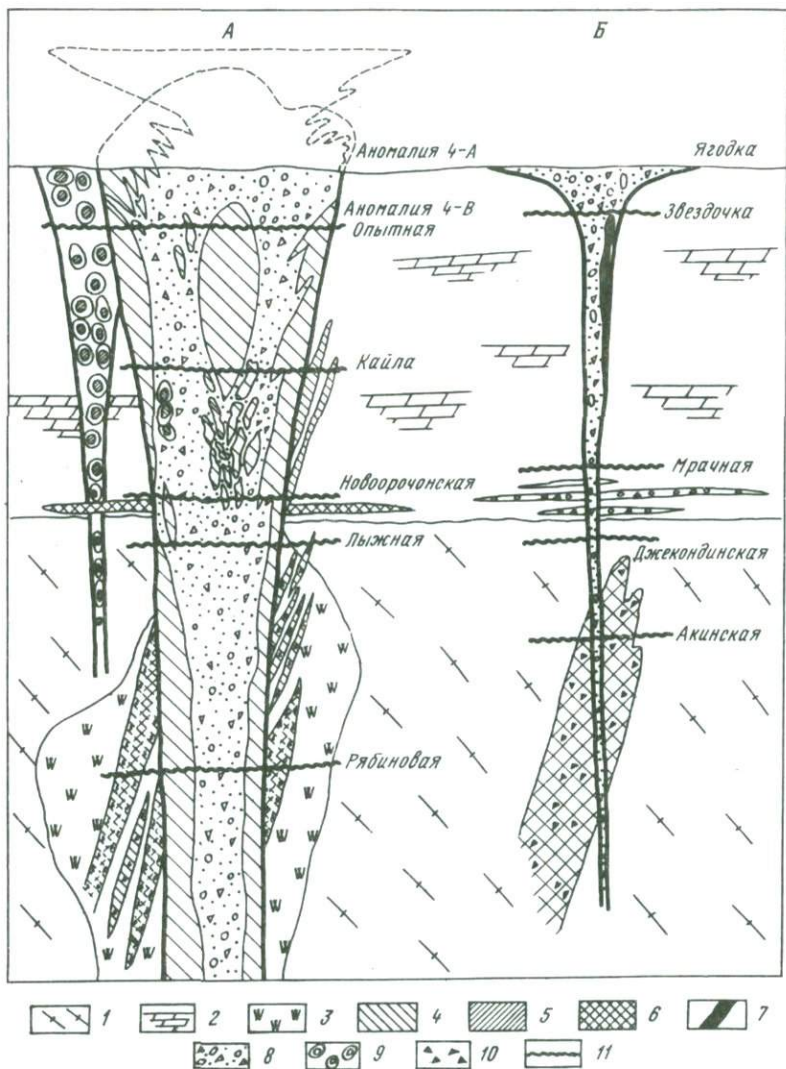


Рис. 16. Обобщенный идеализированный разрез трубок взрыва Центрального Алдана  
 А — трубки взрыва основных пород, Б — трубка взрыва ультраосновных пород. 1 — AR<sub>1</sub> — кристаллический фундамент; 2 —  $\epsilon_1$  платформенный чехол; 3 — J—K<sub>1</sub> сиениты; 4 — основные лампрофиты; 5 — высокомагнезиальные лейциты; 6 — высокомагнезиальные минерты и флогопитовые микрощункиты; 7 — ультраосновные породы; 8—10 — брекчии: 8 — ксенотуфобрекчии, 9 — автолитовые, 10 — магматические; 11 — уровень эрозионного среза трубок взрыва

меру эруптивных аппаратов. Трубки взрыва ультраосновных пород небольшие по размеру с диаметром ствола около 10—50 м. Они имеют пологий раструб, быстро суживающийся с глубиной и переходящий в трубообразное тело с крутым падением стенок. Практически весь объем трубок выполнен эруптивной брекчией вмещающих доломитов, кристаллических пород фундамента, цементированных сильно измененным порфиридовидным кристаллотуфовым цементом. Внутри эруптивного тела трубок Звездочка и Ягодка бурением были также установлены мелкие жилы интрузивных ультраосновных пород. Эти породы имеют отчетливо порфиридовидное строение с крупными вкрапленниками измененного оливина и многочисленными мелкими лейстами хлоритизированного флогопита. Вблизи трубок взрыва ультраосновных пород вмещающие доломиты часто окварцованы.

Трубки взрыва основных пород значительно больше по размеру — диаметр их эруптивного ствола составляет 100—250 м. Верхний эруптивный раструб отсутствует, по-видимому, он был эродирован. В строении трубок взрыва обычно выделяются две фации пород: эксплозивная и интрузивная.

Основной объем трубчатого тела выполнен интрузивной фацией лампроитов, которые, как правило, развиты по периферии трубки, но иногда занимают и всю центральную часть. В разрезе гипабиссальное интрузивное тело имеет сигарообразную форму и сложено мелкозернистыми лампроитами с порфиризовым строением. Многочисленные вкрапленники представлены магнезиальными минералами, погруженными в тонкозернистую слюдистую основную массу. В интрузивных лампроитах встречаются ксенолиты вмещающих пород.

Эксплозивные фации основных лампроитов представляют собой ксенотуфобрекчии с остроугольными обломками интрузивных лампроитов, ксенолитов мезозойских интрузивных пород и пород кристаллического фундамента, цементированных мелко-тонкозернистым песчано-туфовым цементом. Количество песчанистой составляющей, имеющей полевошпатовый состав в этих ксенотуфобрекчиях, достигает 50—80 объем. %.

Эруптивные породы трубок взрыва основных лампроитов на Тобук-Хатыстырском поле частично карбонатизированы.

Трубка взрыва высокомагнезиальных оливин-флогопитовых лейцититов (Аномалия 4-В) по всему изученному разрезу выполнена автолитовой брекчией. Ядра автолитов имеют зональное строение: центральные части ядер сложены мелкозернистым оливинным лейцититом, а их периферия — темной очень тонкозернистой каймой этих же оливиновых лейцититов. Автолиты цементированы либо магматическим цементом этих же оливиновых лейцититов, либо песчано-туфовым и кристаллотуфовым цементом. Среди автолитовых брекчий встречается большое количество округлых и угловатых ксенолитов верхнеюрских лейцититовых фонолитов и ниже- и верхне-мезозойских щелочно-полевошпатовых сиенитов.

Ниже-Якокутское поле трубок взрыва расположено на северо-востоке Центрального Алдана между нижним течением р. Якобит и р. Алдан (см. рис. 9, поле 1л) и ограничено с юга Эльконским горстом.

Платформенный чехол в пределах этого поля сохранился только на севере, а в южной части поля, в районе Эльконского горста, на поверхность выходят докембрийские породы кристаллического фундамента. Здесь же широко проявились интрузивный магматизм и разнообразные процессы гидротермально-метасоматической деятельности.

Эруптивные тела Нижне-Якутского поля представлены сильно эродированными трубками взрыва, отдельными дайками и силлами эруптивных брекчий. В целом поле трубок взрыва значительно более сильно эродировано по сравнению с Тобук-Хатыстырским. Среди эруптивных пород Нижне-Якутского поля установлены следующие семейства пород: лампроиты основного состава и связанные с ними микрошонкиниты и минетты, а также породы ультраосновного состава. Лампроиты основного состава широко варьируют по соотношению породообразующих минералов. Среди них выделяются: оливин-флогопит-диопсидовые основные лампроиты (трубка Кайла), оливинсодержащие флогопит-диопсидовые лампроиты (трубки Лыжная, Кайла I и II), оливин-диопсидовые основные лампроиты (трубка Рябиновая). К эруптивным брекчиям ультраосновного состава относятся небольшие единичные дайки и силлы Усть-Якутская, Акинская, Еньё и др. Среди эруптивных тел основных лампроитов выделяются два отдельных ареала трубок взрыва: Кайлинский (трубки Кайла, Кайла I и II) и Рябиновый (трубки Лыжная и Рябиновая).

Трубка взрыва Кайла — одно из наиболее крупных трубок взрыва Центрального Алдана (см. рис. 8). Ее диаметр достигает 600—700 м. Трубка прорывает две небольшие предэруптивные дайки основных лампроитов. Вмещающими породами в верхней части трубки являются нижнекембрийские доломиты, а ниже по разрезу — кристаллические породы фундамента. Большая часть трубки взрыва сложена кристаллотуфобрекчиями, ксенотуфобрекчиями, которые представляют собой гетерогенную смесь небольших обломков или автолитов интрузивных тонкозернистых лампроитов, отдельных крупных кристаллов измененного оливина, ксеногенного полевошпатового материала, сцементированных очень тонкозернистым глинистым материалом, который обычно составляет до 30—40% объема брекчий. В составе брекчий иногда встречаются довольно крупные блоки внутри трубчатых интрузивных лампроитов, их размер достигает нескольких метров, а иногда десятков метров. Лампроиты из этих крупных блоков имеют более крупнозернистое строение по сравнению с лампроитами из обломков и автолитов мелкообломочных эруптивных брекчий и лампроитов предэруптивных даек. Среди ксеногенного материала преобладают породы мезозойского интрузивного комплекса, несколько реже встречаются кварцевые песчаники венда и породы докембрийского кристаллического фундамента. Примечательно, что среди эруптивных брекчий трубки Кайла отмечаются ксенолиты углистых пород, которые похожи на среднеюрские углистые сланцы, залегающие гипсометрически выше современного эрозионного среза трубки и не встречены вблизи трубки. Подобные взаимоотношения пород описывались в трубках кимберлитов на севере Сибири и сви-

детельствуют о конвективном характере эруптивного процесса при формировании эруптивных брекчий.

Трубка взрыва Лыжная расположена на северном экзоконтакте массива Рябиновый. Она прорывает архейские породы фундамента и щелочные сиениты массива. Диаметр трубки около 200 м. Трубка взрыва Рябиновая прорывает центральную часть одноименного массива (см. рис. 16).

Трубка взрыва Рябиновая и отчасти Лыжная являются наиболее глубоко эродированными и представляют собой переход эруптивной части трубки в систему ее подводющих магматических дайковых каналов.

Трубка взрыва Рябиновая состоит из системы сильно сближенных многочисленных предэруптивных даек, общая протяженность которых составляет около 1 км, а также небольшой трубки взрыва, прорывающей эти предэруптивные дайки. Трубка взрыва выполнена автолитовыми брекчиями с магматическим цементом. Предэруптивные дайки имеют сложное зональное строение (см. рис. 16). Краевые части даек сложены магматической брекчией оливин-диопсидовых лампроитов, которые представляют собой смесь угловатых обломков вмещающих крупнозернистых щелочных сиенитов с калиевым полевым шпатом, цементированных тонкозернистым магматическим цементом лампроитового состава. Соотношение цемента и обломков сильно варьирует. Между обломками сиенитов и магматическим цементом повсеместно наблюдаются зоны контаминации лампроитов полевошпатовым материалом. Ширина зоны контаминации обычно составляет 2—3 см и варьирует в зависимости от мощности дайки и степени раскристаллизации магматического цемента. В центральных частях крупных предэруптивных даек, мощностью более 10 м, происходит резкое изменение облика и состава пород. В них исчезают ксенолиты сиенитов и вкрапленники оливина, структура пород становится среднезернистой слабопорфировидной. По составу породы внутренних частей таких зональных даек отвечают флогопитовым шонкинит-порфирам и флогопитовым высокомагнезиальным минералам.

Верхне-Якутское поле трубок взрыва расположено в южной части Центрального Алдана и в основном приурочено к структуре Верхне-Якутской впадины (см. рис. 9, поле III). Район этого поля характеризуется очень интенсивным магматизмом и гидротермальной деятельностью. Здесь широко развиты зоны гидротермально измененных пород. Многие эруптивные тела приурочены к тектонически ослабленным участкам золоторудных полей (Колтыконское, Лебединое, гольц Лунный и др.). Установлено, что гидротермальный процесс в этом поле протекал практически одновременно с эруптивным магматизмом. В эруптивных телах, например, жилы Горького встречаются ксенолиты сульфидных руд, а в эруптивных телах гольца Колтыкон сульфидная минерализация наложена на основную меланократовую матрицу эруптивных брекчий, осветляя и полностью преобразуя ее.

Верхне-Якутское поле трубок приурочено к приподнятому

структурному блоку, который в настоящее время является областью размыва. В этой связи в современном эрозионном срезе обнаружены глубоко эродированные корневые части эруптивных тел и дайки. В пределах поля обнаружены только лампроиты ультраосновного состава — Колтыкон, жила Горького, Мрачная, Слава и ряд других. По объему основной эруптивный магматизм Верхне-Якутского поля превышает все другие поля трубок взрыва Центрального Алдана. Здесь расположены крупнейшие эруптивные тела ультраосновных пород, такие, как трубка Мрачная, общая протяженность которой превышает 1 км при ширине около 100 м. Эруптивная жила Горького на Лебединском рудном поле прослежена на расстоянии около 1 км.

Основные породы в Верхне-Якутском поле представлены единственным силлом эруптивных лампрофиров в верховьях руч. Новороченский на южном склоне Эльконского горста. По петрографическому составу породы этого силла близки к высокомагнетизальным минеттам из внутренних частей зональных предэруптивных даек трубки Рябиновой.

Валовый состав эруптивного материала трубок взрыва Центрального Алдана и Верхне-Амгинского района пестрый и гетерогенный (табл. 12, 13), что, по-видимому, было обусловлено вариациями исходных для них магматических расплавов, а также степенью контаминации и характером наложенных процессов. Поэтому петрографическая и петрохимическая характеристика эруптивного магматизма в этом разделе проведена не для всей совокупности эруптивных пород, а только для наиболее свежих и наименее контаминированных разностей.

Среди магматических пород эруптивного комплекса на Центральном Алдане наиболее разнообразны по минеральному составу породы семейства основных лампроитов, установлены три их вида: оливин-диопсид-флогопитовые, оливинсодержащие флогопит-диопсидовые и оливин-диопсидовые. Оказалось, что каждой отдельной трубке взрыва свойствен только один определенный вид лампроитов, который в пределах трубки существенно не меняется.

Оливин-диопсид-флогопитовые основные лампроиты — наиболее примитивные по составу породы. Они были обнаружены только в двух трубках взрыва — Кайла и Латышская. Эти породы имеют мелкозернистое порфиоровое строение. Вкрапленники представлены оливинном (псевдоморфозы талька и сапонита) — 10—20%, хром-диопсидом — 7—15%, флогопитом — 5—12%. Мелкозернистая основная масса состоит из микролитов диопсида, микролейст флогопита, редких измененных зерен оливина, агрегата пойкилитового калиевого полевого шпата и измененного стекла. В ядрах автолитовых эруптивных брекчий трубки Кайла в основной массе лампроитов присутствует псевдолейцит. Измененное стекло представляет собой тонкозернистый и скрытокристаллический слюистый агрегат, частично или полностью замещенный вермикулитом и сапонитом.

Оливин-диопсид-флогопитовые основные лампроиты характеризуются наиболее высокими по сравнению с другими видами ламп-

роитов эруптивного комплекса содержаниями магния и малых когерентных элементов, а также наиболее высокой магнезиальностью:  $mg'$  77—80, MgO 15—16 мас. %, Ni 500—360, Co 60—66, Cr 800—700 г/т (см. табл. 12, 13, ан. 1, 2, 11). Среди эруптивных блоков трубки Кайла встречаются частично контаминированные коровым материалом интрузивные разновидности диопсид-флогопитовых основных лампроитов (см. табл. 12, 13, ан. 3) и их ксенотуфобрекчии (ан. 4). Эти разновидности пород отличаются повышенным содержанием  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$ , и в них снижается содержание  $K_2O$ , Rb, Sr, Sc, легких РЗЭ.

Оливинсодержащие флогопит-диопсидовые основные лампроиты, наиболее широко распространенные среди эруптивных пород трубок взрыва, обычно имеют мелко-среднезернистое порфириное строение. Вкрапленники представлены оливином (псевдоморфозы сапонита) — 1—7%, флогопитом — 20—35% и хромдиопсидом — 10—25%. Основная масса состоит из микролитов диопсида, микролейст и пойкилокристаллов флогопита, агрегата калиевого полевого шпата и измененного стекла, замещенного сапонитом и доломитом. Магнезиальность и содержание магния, никеля, кобальта, хрома в этих породах лишь немного меньше, чем в оливин-диопсид-флогопитовых основных лампроитах, и составляет:  $mg$  78—74, Ni 470—300 г/т, Co 62—46 г/т, Cr 1100—250 г/т (см. табл. 12, 13, ан. 5, 6, 9, 10, 12).

Оливин-диопсидовые лампроиты трубок взрыва, так же как и близкие к ним оливин-диопсидовые верхнеюрские лампроиты, очень редки на Центральном Алдане и встречены только в одной трубке — Рябиновой. Они представлены тонкозернистыми резко порфиристыми породами с крупными вкрапленниками оливина I генерации и более мелкими фенокристами оливина II генерации в основной массе. Общее количество оливина достигает 15—25%. Основная тонкозернистая масса состоит из микролитов диопсида и полевошпатового агрегата, в котором иногда удается диагностировать реликты псевдолейцитового агрегата. Интерстиции микролитов основной массы выполнены темно-бурой слюдой (1—3%).

По составу оливин-диопсидовые основные лампроиты являются наименее магнезиальными разновидностями лампроитов трубок взрыва ( $mg$  75—73, MgO 14 мас. %, Ni 360—300 г/т, Cr 630 г/т, Co 52—53 г/т; см. табл. 12, 13, ан. 7).

При контаминации оливин-диопсидовых основных лампроитов щелочными сиенитами во внутренних частях предэруптивных даек образуются флогопитовые шонкинит-порфиры (см. табл. 12, ан. 8). Их составы отличаются повышенным содержанием  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $SiO_2$  и на диаграмме CaO —  $Al_2O_3$  поле составов этих пород выходит за пределы области пород лампроитовой серии (см. рис. 6).

В основных лампроитах практически всех трубок взрыва встречаются ксенокристы клинопироксена, железистого флогопита и микроксенолиты флогопитовых пироксенитов. Особенно много ксенокристов и микроксенолитов в лампроитах трубок Кайла и Рябиновая. Ксенокристы клинопироксена имеют ярко зеленую окраску и обычно

Таблица 12

Представительные анализы (окислы и F — в мас. %, элементы,  
кроме F, — в г/т) эруптивных пород

из нижнемеловых трубок взрыва Центрального Алдана и Верхне-Амгинского района

Окислы, элементы	1	2	3*	4	5*	6*	7*	8*
SiO <sub>2</sub>	44,7	45,9	50,16	51,01	47,59	48,43	47,76	49,41
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,61	0,66	0,54	0,62	0,59	0,71	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,40	7,74	9,03	11,19	8,79	7,35	9,18	11,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,04	3,88	4,97	3,90	4,81	4,97	4,70	4,02
FeO	5,72	5,16	4,48	4,00	4,05	4,08	5,26	4,98
MnO	0,15	0,17	0,14	0,12	0,17	0,23	0,14	0,14
MgO	15,70	15,89	13,93	10,23	14,00	14,19	13,86	10,25
CaO	9,68	7,57	6,67	5,20	9,06	9,66	7,61	7,42
Na <sub>2</sub> O	1,00	1,31	1,80	2,00	1,52	1,72	1,48	2,06
K <sub>2</sub> O	4,35	3,89	3,58	4,26	5,94	5,57	5,72	6,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,84	0,57	0,68	0,39	0,57	0,62	0,73	0,68
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50	2,16	—	3,10	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,56	3,35	2,37	2,98	0,50	0,23	1,23	0,65
CO <sub>2</sub>	0,56	0,84	0,35	0,49	0,79	20	0,22	1,01
F	0,16	0,19	0,18	0,15	0,15	1,68	0,20	0,40
Сумма	99,06	99,23	99,03	99,56	98,56	99,52	98,80	98,94
mg'	77	79	76	75	77	77	75	71
K <sub>a</sub>	0,86	0,82	0,76	0,60	1,02	1,21	0,94	0,91
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	4,4	3,0	2,0	2,8	3,9	3,2	3,9	3,0
Ni	360	500	420	350	470	400	360	210
Co	60	66	46	47,2	56	50	52	46
Cr	684	821	630	320	1100	890	630	530
V	162	151	200	118	150	196	196	220
Li	70	43	34	14	170	180	13	13
Rb	165	128	110	110	250	220	128	177
Cs	17	6	4,5	11	5,8	4,5	5,1	7,9
Sr	1600	1020	660	1180	570	475	2110	1600
Ba	2150	1790	1260	1790	2060	1620	1970	2060
Zr	108	128	124	138	109	125	220	112
Nb	5	5	7	5	8	6	1	4
Y	22	20	20	19	27	26	27	25
Th	3,0	4,2	3,6	3,3	3,0	3,8	5,1	5,6
U	1,5	1,7	1,5	1,6	1,4	2,2	2,3	2,3

Примечания. 1. ан. 1—12, 15—17 — Центральный Алдан (1—8 — эруптивные тела Нижне-Якутского поля; 1—4 — Кайла, 5, 6 — Лыжная, 7, 8 — Рябиновая; 9—12, 15, 16 — эруптивные тела Тобук-Хатыстырского поля; 9 — Аномалия 4-А, 10 — Опытная, 11 — Латышская, 12 — Аномалия 4-В, II фаза, 15 — Ягодка, 16 — Звездочка; 17 — Лебединская); ан. 13, 14, 18 — Верхне-Амгинский район (13 — трубка Перевальная, 14 — трубка Аномальная 104, 18 — дайка эруптивных брекчий Алданская).

2. 1—7, 9—13 — семейство основных лампронтов: 1—3, 11 — оливин-диопсид-флогопитовый основной лампронт (1 — предэруптивная дайка, 2, 3 — интрузивные блоки в эруптивных брекчиях); 4 — ксенотуфобрекция оливин-диопсид-флогопитовых основных лампронтов, 5, 6 — оливинсодержащий диопсид-флогопитовый основ-

	9	10*	11	12	13	14	15	16*	17*	18
46,67	45,32	41,04	48,30	47,20	55,00	36,79	31,13	36,58	47,80	
0,70	0,72	0,58	0,59	0,90	0,71	0,39	0,29	0,69	0,40	
8,67	8,31	6,98	9,49	6,82	8,29	5,80	3,74	14,68	9,27	
4,70	7,49	7,34	4,45	10,20	5,32	3,39	2,49	3,10	5,29	
4,04	2,35	1,38	2,82	1,08	1,82	2,96	7,82	7,10	0,95	
0,13	0,13	0,11	0,12	0,16	0,08	0,12	0,15	0,19	0,06	
14,80	14,70	15,54	11,60	11,64	10,08	19,71	16,60	17,08	17,45	
6,18	8,54	8,22	5,39	7,10	7,04	5,82	11,11	5,81	4,16	
1,43	0,76	0,86	1,31	1,39	0,89	1,83	0,48	0,20	1,58	
5,30	4,00	2,44	6,13	4,82	5,09	1,96	0,52	0,61	1,79	
0,97	0,84	1,18	0,75	1,60	0,91	0,30	0,31	0,31	0,34	
1,65	—	5,69	2,75	0,65	0,38	3,96	—	—	1,82	
2,60	3,79	4,69	3,10	4,96	3,20	4,63	6,63	7,82	6,97	
0,79	2,20	2,61	2,30	0,54	0,58	11,88	17,16	4,27	1,46	
0,23	0,21	0,22	0,14	0,20	0,17	0,18	0,10	0,27	0,05	
98,86	99,36	98,88	99,24	99,26	99,56	99,72	98,62	98,71	99,43	
78	77	80	77	69,7	75,5	87,0	87,0	77,8	86,1	
0,93	0,67	0,58	0,93	1,10	0,84	0,88	0,37	0,07	0,60	
3,7	5,3	2,8	4,7	2,8	5,7	1,1	2,95	3,0	1,1	
300	390	390	230	230	140	1020	890	7	730	
62	46	46	35	44	37	64	63	17	43	
680	253	253	643	620	465	550	356	43	380	
157	252	252	140	196	134	73	115	174	62	
38	63	63	56	69	20	60	51	74	77	
165	128	128	146	110	160	36	16	37	43	
2,8	6,0	6,0	1,4	4	3,1	2,3	10,0	3,5	4,3	
1180	890	890	820	1270	470	390	930	76	520	
3230	1790	1790	2420	1970	1250	1970	990	2600	1170	
122	108	108	124	178	104	125	84	170	109	
5	6	6	5	1	1	6	5	10	1	
22	21	21	20	25	23	14	14	14	16	
5,0	4,0	4,0	—	—	—	—	—	—	—	
2,5	1,2	1,2	—	0,8	—	—	0,6	1,9	—	

ной лампронт (предэруптивные дайки), 7 — оливин-диопсидовый основной лампронт (цемент магматических брекчии); 8 — высокомагнезиальная флогопитовый шонкиннит-порфир; 9, 10, 13 — оливинсодержащая диопсид-флогопитовый основной лампронт, 12 — диопсид-флогопитовый основной лампронт (цемент эруптивной брекчии); 14 — семейство орендитов (верит), 16—18 — семейство ультраосновных лампронтов (цемент эруптивной брекчии).

3. Методы определения см. в табл. 7.

4. Дополнительные определения S (в мас. %): ан. 11 — 0,01, ан. 12 — 0,03, ан. 13 — 0,03, ан. 14 — 0,02, ан. 18 — 0,04.

Таблица 13

Содержание (в г/т) редких и редкоземельных элементов  
в эруптивных породах нижнемеловых трубок взрыва  
Центрального Алдана и Верхне-Амгинского района

Элементы	1	2	3	4	6	7	9
Sc	26,9	27,3	24,5	16,4	22,2	25,5	26,0
Cr	953	1120	1030	580	1040	124	970
Co	57,4	62	49,1	39,5	51,7	53,7	52,8
Th	3,1	4,2	5,2	5,3	4,0	6,0	6,6
Ta	<0,05	0,14	0,2	0,24	0,1	0,2	0,12
Hf	1,9	2,6	2,8	3,3	2,8	5,3	2,6
La	31,6	30,4	20,5	27,6	42,5	16,7	29
Ce	64	58	38	52	79	28	55
Ni	26	30	18	17	34	20	27
Sm	5,25	5,01	4,3	4,59	4,6	4,7	5,72
Eu	1,37	1,4	1,1	1,3	1,1	1,4	1,39
Tb	0,34	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,53
Yb	0,9	1,1	1,1	1,4	0,9	1,6	1,1
Lu	0,12	0,14	0,26	0,22	0,11	0,26	0,14
(La/Yb) <sub>N</sub>	23,3	18,4	15,1	13,1	31,3	6,9	17,5

Примечание. Номер пробы соответствует порядковым номерам из табл. 12.

встречаются в ядрах крупных фенокристаллов хромдиоксида. Аналогичные зеленые ядра диоксидов описаны в лампроитах Лейцит-Хиллс и Испании. Хромдиоксид лампроитов иногда встречается в виде тонкой каймы вокруг микроксенолитов флогопитовых пироксенитов. Ксенокристы железистого флогопита встречаются также в ядрах крупных лейст флогопита.

В целом же, несмотря на существенные вариации минерального состава, лампроиты эруптивного комплекса имеют близкий химический состав, как по петрогенным, так и малым элементам. По соотношению щелочей и кремнезема основные лампроиты трубок взрыва лежат в области щелочных пород, и их поле практически совпадает с полем верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана (см. рис. 4). Все эруптивные лампроиты характеризуются ультракалиевым характером щелочности ( $K/Na$  варьирует от 3 до 5), высокой магnezизальностью, изменение которой практически не зависит от изменения содержания  $SiO_2$  (см. рис. 4), и низкими типичными для лампроитов содержаниями  $CaO$  и  $Al_2O_3$  (см. рис. 6). Отношение щелочей и глинозема сильно зависит от степени измененности лампроитов, но в целом близко  $K_a = 0,9-1,0$ , что несколько выше, чем в верхнеюрских лампроитах.

Обращают на себя внимание и некоторые особенности поведения малых элементов. Содержание Sc варьирует в лампроитах от 22 до 27 г/т, что несколько выше, чем в лампроитах других регионов Мира, но

10	11	12	13	15	16	17	18
26,5	24,4	20,5	29,1	12,8	13,5	9,6	17
960	886	957	850	812	1500	50	100
50,0	53,6	44,3	20,9	62,8	63,2	16,10	36,0
5,4	5,8	9,6	75,7	6,7	6,1	4,9	7,3
0,2	0,24	0,18	0,4	0,2	0,1	0,3	0,7
3,3	3,2	2,6	4,6	3,4	1,5	4,1	8,3
29,3	33,4	34,5	38,8	30,5	41,9	37,2	45,8
46	65	68	68,8	64	62	57	94,8
23	32	28	40,6	29	30	27	36,8
5,2	6,89	5,68	8,7	4,53	5,0	4,5	10,6
1,4	1,93	1,5	2,2	1,0	1,1	0,8	2,7
0,4	0,8	0,36	0,7	0,48	0,5	0,3	1,3
1,0	1,1	1,0	2,5	1,1	0,8	1,3	2,1
0,21	0,18	0,17	0,3	0,16	0,02	0,26	0,3
19,5	20,2	22,9	10,3	18,4	34,8	19,0	14,5

близко к содержанию Sc в верхнеюрских лампроитах Центрального Алдана (см. табл. 15). В отличие от верхнеюрских лампроитов, содержание Sc в эруптивных лампроитах не увеличивается при уменьшении содержания никеля, а остается постоянным или даже несколько уменьшается.

Содержание щелочных элементов (K, Rb, Cs), щелочноземельных (Ba, Sr) и U в эруптивных лампроитах довольно высокое и сравнимо с содержанием этих элементов в лампроитах других регионов. За исключением Cs, содержание этих элементов даже несколько выше, чем в лампроитах верхнеюрского возраста Центрального Алдана. Содержание Ti, Zr, Nb, Ta, Hf, Th, PЗЭ и величина La/Yb отношения в эруптивных лампроитах также выше, чем в верхнеюрских лампроитах, но все же существенно ниже, чем в лампроитах Австралии, Индии, Антарктиды, и приближается к содержаниям этих элементов в лампроитах Испании.

Ультраосновные эруптивные породы трубок взрыва Центрального Алдана сильно изменены, поэтому отнесение их к оливин-флогопитовым ультраосновным лампроитам несколько условно. Содержание крупных псевдоморфно замещенных оливинов в этих породах достигает 20—40 объем. %, а мезостазис представляет собой мелкозернистую слюдистую основную массу. Слюда замещена полностью гомоосевыми псевдоморфозами хлорита. По-видимому, в процессе хлоритизации щелочные элементы интенсивно выносились. Вместе с

тем в большинстве случаев в ультраосновных эруптивных породах унаследуются их первично-калиевая специфика  $K/Na = 1,1 - 3$ . По соотношению  $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$  эти породы относятся к ультраосновным породам щелочного состава (см. рис. 4). Для них также характерны очень высокая магнезиальность и повышенные содержания  $MgO, Ni, Cr, Co$  (см. табл. 12, 13, ан. 15, 16). На диаграмме  $mg - SiO_2$  ультраосновные эруптивные породы попадают в область перекрытия лампроитов и кимберлитов. По соотношению  $CaO$  и  $Al_2O_3$  эти породы также соответствуют типичным лампроитам, причем содержание  $CaO$  и  $Al_2O_3$  в слабо карбонатизированных образцах ниже, чем в верхнеюрских лампроитах. Это уменьшение содержания  $CaO$ , а также  $Sc$  по сравнению с верхнеюрским ультраосновными лампроитами коррелируется с отсутствием в ультраосновных эруптивных породах клинопироксена. Несмотря на интенсивную хлоритизацию, ультраосновные эруптивные породы в целом имеют повышенные содержания  $Rb, Cs, Ba, Sr, U$ . Содержание  $Zr, Nb, Ta, Hf, Th$  в ультраосновных эруптивных породах аналогичны содержаниям этих элементов в основных эруптивных лампроитах, а содержание легких РЗЭ даже несколько выше (см. табл. 13).

В том случае, если на ультраосновные брекчии, например на месторождении Лебедином, наложены окolorудные гидротермальные изменения, то их состав резко меняется (см. табл. 12, 13, ан. 17). Возникает большое количество новообразованного хлорита, появляются сульфиды и карбонаты, иногда — новообразованные слюды. По-видимому, вследствие наложенной сульфидизации  $Ni$  из породообразующих минералов перераспределяется в сульфиды или выносится.

Среди эруптивных пород Верхне-Амгинского района выделяются три группы пород миаскитовой лампроитовой серии. Здесь были установлены: флогопит-диопсидовые основные лампроиты — трубка Перевальная (см. табл. 12, 13, ан. 13), породы семейства орендитов — трубка Аномалия-104 (ан. 14) и оливин-слюдяные ультраосновные лампроиты — даяка Алданская (ан. 18). В целом по петрографическому и петрохимическому составу эти породы наиболее близки к эруптивным породам Центрального Алдана, но отличаются несколько меньшими содержаниями  $Al_2O_3, MgO$  и большим содержанием тяжелых РЗЭ.

**Оливин.** Оливины из оливин-диопсидовых основных лампроитов трубки Рябиновой характеризуются очень высокой магнезиальностью, которая варьирует в пределах  $Fo_{94,6} - Fo_{92}$  (см. табл. 9) и высоким содержанием никеля (см. рис. 31). В наиболее магнезиальных оливинах содержание  $Cr_2O_3$  повышается до 0,12 мас. % и  $CaO$  — до 0,2 мас. %, что типично для этого минерала из лампроитов (см. рис. 31).

**Клинопироксен.** Практически все клинопироксены из основных эруптивных лампроитов представлены высоко- и низкохромистыми

диопсидами с низким содержанием Al и Ti и высоким — Si (табл. 14). В целом клинопироксены эруптивных лампроитов по характеру вариаций Al и Ti близки к клинопироксенам верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана (см. рис. 32). Вместе с тем клинопироксены из трубок взрыва основных лампроитов по сравнению с верхнеюрскими лампроитами имеют более низкие содержания Al и по вариациям Si и Al еще больше приближаются к клинопироксенам лампроитов ряда регионов Мира — Лейцит-Хиллс, Испании, Гренландии, Африки (см. рис. 32).

При сравнении составов клинопироксенов из разных трубок взрыва основных лампроидов Центрального Алдана выявляются индивидуальные особенности их составов. Клинопироксены, образующие микрофенокристы в мелкозернистой основной массе оливин-диопсидовых лампроидов трубки Рябиновой, характеризуются очень высокой магнезиальностью (*mg* до 95), высокими содержаниями  $Cr_2O_3$  — до 0,8 мас. % (см. табл. 14, ан. 11, 12) и волластонитового минала в диопсиде (рис. 17). Клинопироксены их микролитов основной массы этих же оливин-диопсидовых лампроитов имеют состав магнезиального салита с низким содержанием  $Cr_2O_3$  (см. табл. 14, ан. 13) и пониженным содержанием волластонитового минала (см. рис. 17, а). В целом образуемый тренд зональности клинопироксенов имеет большие вариации и близок к зональности лампроитовых клинопироксенов. Все клинопироксены из оливин-диопсидовых лампроитов характеризуются наиболее низкой кремненасыщенностью по сравнению с этим же минералом из других видов основных лампроитов, слагающих трубки взрыва. Содержание кремния в них составляет 1,898—1,945 форм. ед. (см. рис. 17, б). При этом дефицит Al в тетраэдрической позиции в этих диопсидах сохраняется, а в магнезиальном салите из основной массы даже несколько возрастает (см. рис. 17, а).

Клинопироксены оливинсодержащих флогопит-диопсидовых основных лампроитов в трубках Аномалия 4-А (см. табл. 14, ан. 11, 12) и Опытная представлены типичными диопсидами с пониженным содержанием волластонитовой составляющей (см. рис. 17, а). Эти диопсиды имеют слабо проявленную зональность и низкие содержания  $Cr_2O_3$ . Вариации составов при сопоставлении центра вкрапленников с микролитами основной массы незначительны и составляют по *mg* 89—86. По величине кремненасыщенности диопсиды из оливинсодержащих флогопит-диопсидовых лампроитов среди всех клинопироксенов эруптивных лампроитов являются наиболее высококремненасыщенными ( $[Si] = 1,960—1,985$ ) и характеризуются слабым дефицитом Al в тетраэдрической позиции (см. рис. 17, б).

Клинопироксены оливин-диопсид-флогопитовых основных лампроитов трубки Кайла (см. табл. 14, ан. 1—3) также представлены чистыми диопсидами как во вкрапленниках, так и в основной массе; они имеют промежуточные характеристики между клинопироксена-

Таблица 14

Представительные анализы (в мас. %) клинопироксенов  
из трубок взрыва Центрального Алдана

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	52,760	52,620	51,77	51,41	49,98	52,25	49,11
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,11	0,23	0,28	0,37	0,19	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,44	0,65	1,38	1,87	0,64	2,89
FeO	3,10	3,97	5,81	4,67	5,52	3,32	14,18
MnO	0,08	0,13	0,26	0,12	0,11	0,06	0,34
MgO	17,29	17,23	15,75	15,59	14,60	16,81	9,33
CaO	23,58	23,29	22,97	24,87	24,58	24,26	21,46
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,17	0,33	0,33	0,42	0,17	1,55
NiO	0,01	0,00	0,06	0,02	0,03	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,33	0,13	0,23	0,170	0,59	0,02
Сумма	98,41	98,29	98,00	98,91	97,65	98,29	99,29
mg	0,908	0,885	0,828	0,856	0,825	0,900	0,539

Примечание. 1—8 — трубка Кайла, вкрапленники взрывчатой брикетной: 1 — вкрапленник, 2, 3 — микролит, 4—8 — мегакристы клинопироксена с обратной зональностью; 4—6 — зерно (4 — зеленое ядро, 5 — средняя зона, 6 — край), 7, 8 — зерно (7 — зеленое ядро, 8 — край); 9, 10 — трубка Аномалия 4-А, вкрапленники; 11—13 —

ми из оливин-диопсидовых и флогопит-диопсидовых лампроитов. Диопсиды вкрапленников имеют высокие содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,65—0,50 мас. %) и высокую магниальность (mg 0,91—0,90). Клинопироксен из основной массы представлен железистым диопсидом или салит-диопсидом (см. рис. 17,а). Тренд составов характеризуется слабым понижением содержания волластонитового минала. Все клинопироксены из оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов трубки Кайла высококремненасыщенные ([Si] = 1,937—1,971 форм. ед.) (см. рис. 17,б).

Допуская, что как вкрапленники флогопита и клинопироксена, так и микролиты флогопита и клинопироксена находятся в равновесии, были оценены температуры их фазового равновесия [59]. Оказалось, что наиболее высокотемпературная ассоциация (T = 1200—1100°C) свойственна основной массе оливин-диопсидовых лампроитов трубки Рябиновой и оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов из предэруптивной дайки трубки Кайла. Наиболее низкотемпературные (T = 700—900°C) ассоциации характерны для флогопит-диопсидовых лампроитов трубок Аномалия 4-А и Опытная, а также оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов из внутритрубчатых интрузивных блоков эруптивной брикетной трубки Кайла. Выявленная разница температур флогопит-диопсидового парагенезиса коррелируется с характером магниальности, вариаций хромистости и другими особенностями состава диопсидов. По-видимому, одной из причин этих вариаций температур могла быть различная флюидонасыщенность лампроитовых расплавов в разных трубках взрыва.

8	9	10	11	12	13	14	15	16
53,74	53,38	52,84	52,26	50,09	49,98	56,1	54,40	54,76
0,13	0,12	0,30	0,23	0,67	0,32	0,00	0,03	—
0,50	0,29	0,67	0,79	2,54	0,84	2,52	4,70	4,99
3,46	3,77	4,54	1,54	5,07	8,41	1,16	2,08	1,67
0,12	0,13	0,16	0,94	0,12	0,25	0,05	0,09	—
17,47	17,26	16,64	16,81	14,70	14,50	16,7	22,40	22,30
23,64	23,36	23,05	23,97	23,57	23,12	22,7	20,60	9,35
0,16	0,16	0,30	0,22	0,29	0,70	0,92	3,20	6,46
0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	—	0,02	—
0,53	0,16	0,23	0,73	0,78	0,14	1,28	0,96	1,20
99,75	98,63	98,76	97,50	98,87	98,29	101,43	99,19	100,09
0,900	0,890	0,867	0,951	0,837	0,754	0,962		

трубка Рябиновая (11, 12 — микровкрапленник, 13 — микролит); 14 — глубинный ксенокрист, трубка Кайла; 15, 16 — ксенокрист К-омфацита, трубка Ягодка. Дополнительные определения  $K_2O$ : ан. 15 — 0,71, ан. 16 — 0,56 мас. %.

Кроме собственных клинопироксенов, кристаллизующихся из лампроитовых расплавов, в основных лампроитах трубок взрыва было установлено большое количество разнообразных ксенокристов клинопироксенов, которые обычно образуют так называемые зеленые ядра внутри вкрапленников высокохромистого и высокомагнезильного диопсида (см. табл. 14, ан. 4—8). Их составы были изучены на примере трубки Кайла, где они представлены наиболее широко. Оказалось, по составу зеленые ядра гетерогенны (см. рис. 17, а, б). Они идентичны или близки клинопироксенам из вкрапленников или мегакристов верхнеюрских лампроитов (см. табл. 14, ан. 4, 5), вкрапленников верхнеюрских фонолитов и лейцититов (см. табл. 14, ан. 7), а также ряда других щелочных пород мезозойского комплекса. В трубке Кайла из микроксенолита флогопитового пироксенита (состав клинопироксена близок к составу зеленых ядер и диопсидов вкрапленников из верхнеюрских лампроитов (см. табл. 14, ан. 4)), был определен  $K-Ag$  возраст флогопита, который оказался равным 144 млн. лет. Полученные значения возраста совпадают с возрастом верхнеюрских лампроитов из комплекса силлов. По-видимому, сохранившиеся зеленые ядра клинопироксенов свидетельствуют о докристаллизационной контаминации лампроитовых расплавов трубок взрыва ксеногенным материалом мезозойского комплекса пород. Эта контаминация происходила, вероятно, в коровых условиях и наиболее отчетливо проявилась в высокотемпературных расплавах, сформировавших оливин-диопсид-флогопитовые лампроиты трубки Кайла и оливин-диопсидовые трубки Рябиновой.

Таблица 15

Представительные анализы (в мас. %) слюды  
из трубок взрыва Центрального Алдана

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	37,11	37,48	39,15	39,56	35,66	40,85
TiO <sub>2</sub>	3,70	4,40	1,00	1,11	1,73	1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	9,82	13,90	13,37	12,93	13,39
FeO	11,40	9,82	7,06	7,37	15,84	10,66
MnO	0,11	0,13	0,01	0,06	0,12	0,01
MgO	18,54	18,53	22,78	22,76	14,47	21,14
CaO	0,01	0,00	0,06	0,06	0,13	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,53	0,19	0,34	0,28	0,05
K <sub>2</sub> O	8,54	8,85	9,72	9,53	10,17	10,38
NiO	0,04	0,00	0,13	0,12	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,90	0,19	0,06	0,66
BaO	1,67	1,05	0,25	0,28	—	—
Сумма	94,97	94,57	95,15	94,73	91,39	98,44
mg	0,743	0,770	0,851	0,846	0,619	0,780

Примечание. 1—6 — трубка Кайла; 1, 2 — вкрапленники, даяка, 3, 4 — вкрапленники в взрывной брекчии, 5, 6 — ксенокристы (5 — коричневое ксеногенное ядро, 6 — край); 7, 8 — трубка Рябиновая, основная масса; 9—12 — трубка Аномалия

В эруптивных брекчиях встречаются также ксенокристы клинопироксенов глубинных пород. По составу клинопироксены (см. табл. 14, ан. 14) соответствуют высокомагнезиальным диопсидам и диопсидам с очень высокими содержаниями Cr (0,8—1,3 мас.%) и Al в шестерной координации (см. рис. 17, а, б). По-видимому, этот клинопироксен образовался при дезинтеграции ксенолитов глубинных лерцолитов. Встречены клинопироксены (см. табл. 14, ан. 16, 15), типичные для эклогитов, — омфацит с высоким содержанием K<sub>2</sub>O (0,4—0,6 мас.%). Подобные высокие содержания K<sub>2</sub>O в омфацитах установлены только во включениях в алмазах и возникают благодаря высоким давлениям. Поскольку известно, что трубка Ягодка не алмазонасна, подобные высокие содержания K<sub>2</sub>O могут быть объяснены только очень высокой активностью K<sub>2</sub>O в безводном мантийном флюиде.

Слюда. Слюды из миаскитовых лампронитов нижнемеловых трубок взрыва Центрального Алдана более магнезиальны, чем слюды из верхнеюрских лампронитов; их составы отличаются повышенным содержанием флогопитового минала (табл. 15). Магнезиальность флогопитов меняется от 90 до 60. Флогопиты образуют хорошо индивидуализированные вкрапленники с четко проявленной зональностью и выделяются на ранних стадиях кристаллизации расплава. На графике Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—FeO (см. рис. 34) видно, что для каждой трубки взрыва характерны флогопиты с определенным содержанием окиси алюми-

7	8	9	10	11	12	13	14
37,84	35,28	40,41	40,28	40,04	38,38	38,43	37,59
2,53	3,22	0,69	1,14	0,91	1,56	1,24	2,48
12,35	12,27	12,65	12,62	12,63	11,74	12,48	12,07
15,21	17,42	6,47	5,24	7,14	10,89	7,31	4,95
0,22	0,29	0,07	0,11	0,05	0,07	0,00	0,18
17,29	14,03	23,63	22,20	23,01	20,25	22,47	18,70
0,22	1,40	0,02	0,08	0,00	0,10	0,39	0,12
0,11	0,25	0,17	0,20	0,18	0,26	0,12	0,13
9,50	8,71	9,55	9,38	10,09	9,40	8,96	10,13
0,00	0,04	0,08	0,04	0,12	0,11	0,05	0,03
0,01	0,00	0,48	0,39	0,10	0,03	0,20	0,00
0,72	1,16	0,16	0,21	0,25	0,43	0,24	0,72
95,98	94,06	94,40	91,89	94,51	93,23	92,20	93,65
0,670	0,589	0,867	0,883	0,852	0,768	0,846	0,727

4-А (9—11 — вкрапленник, 12 — микролит); 13, 14 — трубка Опытная (13 — вкрапленник, 14 — микролит).

ния. В одних трубках взрыва содержание алюминия во флогопите меньше 14 мас.%, в других — меньше 13 мас.%, причем содержание алюминия очень слабо, но закономерно уменьшается с увеличением количества FeO. Наиболее близки по соотношению этих элементов флогопиты из миаскитовых лампроитов Испании. Содержание окиси титана во флогопитах из лампроитов трубок взрыва очень низкое и колеблется от 0,5 до 2,8 мас.%, но иногда достигает 5 мас.%. Такое содержание титана даже ниже, чем во флогопитах из лампроитов Испании. Среди флогопитов нижнемеловых лампроитов трубок взрыва встречаются разновидности с очень высоким содержанием BaO (до 1,7 мас.%). Практически все флогопиты основных лампроитов имеют дефицит Al в тетраэдрической позиции и высокую кремненасыщенность (см. рис. 35), что определяет их сходство с флогопитами Лейцит-Хиллс и Испании.

В трубке Кайла в некоторых крупных лейстах высокомагнетизального флогопита встречаются темно-бурые ядра железистого флогопита (см. табл. 15, ан. 5). По составу флогопиты темно-бурых ядер близки флогопитам из микроксенолитов мезозойских флогопитовых пироксенитов, присутствующих в эруптивных брекчиях.

*Полевой шпат.* Полевой шпат в основных лампроитах трубок взрыва обычно представлен чистым ортоклазом с низким содержанием Na (< 1 мас.%) и невысоким — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (около 0,2—0,7 мас.%) — см. рис. 15, табл. 39. Иногда в основной массе лампроитов эруптивных брекчий трубки

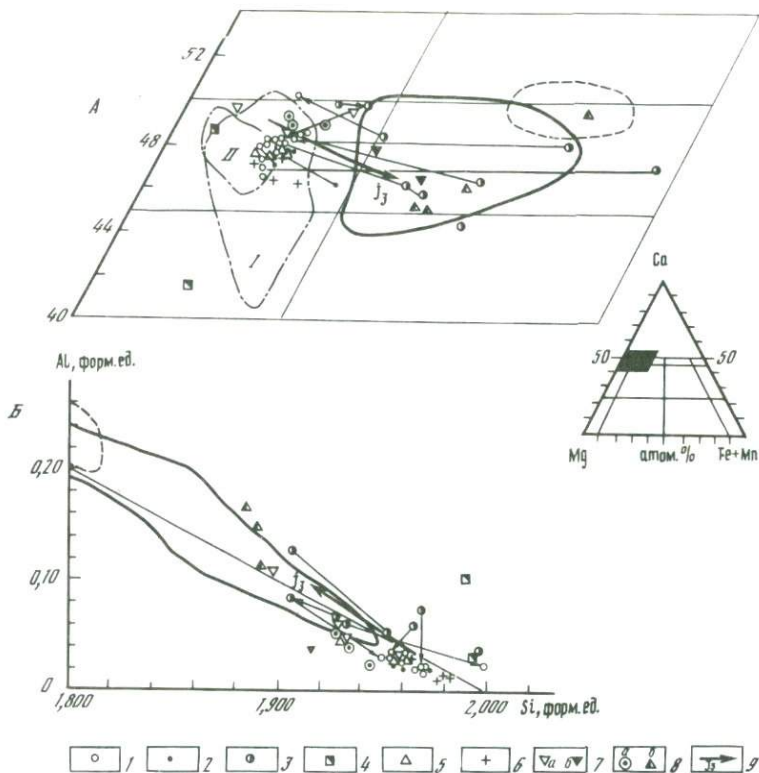


Рис. 17. Составы клинопироксенов (А, Б) из трубок взрыва Центрального Алдана  
 1—7 — основные лампроиты: 1—4 — трубка Кайла (1 — вкрапленники, 2 — основная масса, 3 — ядра коровых ксенокристов: стрелка — тренд изменения составов от ксеногенного ядра к периферии зерна, 4 — глубинные ксенокристы), 5 — трубка Опытная, 6 — трубка Аномалия 4-а, 7 — трубка Рябиновая, микрофенокристы (а — центр, б — край); 8 — трубка Аномалия 4-в (а — вкрапленники, б — ксенокристы); 9 — зональность клинопироксенов из J<sub>3</sub> лампроитов Центрального Алдана. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 12

Кайла в результате гидротермально-метасоматических процессов возникают новообразованные мелкие глобулы полевого шпата с эгирином. В составе новообразованного полевого шпата натрий возрастает до 2,4 мас. % Na<sub>2</sub>O, а иногда образуется чистый альбит с содержанием Na<sub>2</sub>O = 11,3 мас. %. В заключение отметим, что в лампроитах Центрального Алдана встречены самородные металлы (Таблица II; Еремеев и др., 1988 г.).

Выходы лампроитов Мурунского массива, лампроиты рек Молбо и Хани относятся к западной субпровинции Алданской лампроитовой провинции (см. рис. 8). В пределах этой области лампроиты встречаются в виде небольших даек нижнемелового возраста. Совместно с выходами нижнепротерозойских лампроитов Хани и палеозойских кимберлитов Биручи вблизи г. Олекминска лампроиты Муруна и Молбо трассируют субмеридиональную зону активизационного мантийного магматизма. К этой же зоне приурочен крупный Ханинский щелочно-ультраосновной комплекс нижнего протерозоя, отдельные тела которого вытянуты в меридиональном направлении. Субмеридиональный характер этой зоны унаследован от субмеридиональных структур зеленокаменных поясов архейского возраста Олекминского блока. Предполагается, что Хани-Олекминская субмеридиональная зона была долгоживущей и имеет региональное значение. К участкам пересечения этой зоны с субширотными и диагональными мезозойскими межблоковыми дизъюнктивными структурами (сочленения Алданского свода, Алданской антиклизы и Березовской впадины) приурочен лампроитовый магматизм Муруна и Молбо.

В целом геолого-структурная обстановка локализации лампроитового магматизма и всего мезозойского и нижнепротерозойского активизационного магматизма Западного и Центрального Алдана существенно отличается. В отличие от крупных изометричных тектоно-магматических купольных структур Центрально-Алданского типа в Западно-Алданской субпровинции магматические тела образуют своеобразные межблоковые шовные группировки, подчеркивая своим линейным характером преобладание условий растяжения в тектонофизической обстановке земной коры.

Лампроиты Западного Алдана отличаются от лампроитов Центрального Алдана по составу — агапитовым характером щелочности, несколько меньшим содержанием  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и меньшим количеством клинопироксена в породах (табл. 16, 17). По составу лампроиты Западного Алдана относятся к группе основных и ультраосновных лампроитов. Среди основных лампроитов Мурунского массива выделяются два вида пород: оливинсодержащие диопсид-флогопитовые основные лампроиты и диопсид-флогопит-рихтеритовые основные лампроиты (или меланократовые рихтеритовые орендиты). Лампроиты р. Молбо относятся к лейцит-флогопитовым основным лампроитам, а лампроиты р. Хани — к оливин-диопсидовым ультраосновным лампроитам.

Лампроиты Мурунского массива. Оливинсодержащие основные лампроиты — наиболее редкая разновидность среди лампроитов Мурунского массива (см. табл. 16, 17, ан. 1—4). Эти породы были обнаружены по керну скважин в виде даек в центральной части Маломурунского массива и в его экзоконтактной части среди пород докембрийского фундамента [16]. Дайки прорывают щелочные сиениты и имеют в эндоконтактной части хорошо выраженную зону

Таблица 16

Представительные анализы (окислы, F — в мас.%, элементы — в г/т)  
лампронтов Муруна, Молбо, Хани, Ломама

Окислы, элементы	1*	2*	3*	4*	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	44,77	41,67	44,80	43,16	47,10	51,05	46,40
TiO <sub>2</sub>	1,01	1,29	0,95	1,14	1,02	0,86	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,66	6,20	7,39	6,06	8,16	9,90	7,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,15	7,52	6,75	7,27	4,39	4,41	11,34
FeO	5,19	7,22	5,90	6,53	4,84	3,62	1,22
MnO	0,13	0,24	0,20	0,21	0,20	0,12	0,11
MgO	14,25	14,01	12,53	12,74	8,52	5,97	7,29
CaO	6,55	7,97	7,48	9,09	8,98	6,50	4,22
Na <sub>2</sub> O	1,50	2,01	1,86	2,21	2,57	1,44	1,19
K <sub>2</sub> O	7,58	6,16	6,78	5,56	7,55	10,15	8,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,91	1,78	1,66	2,08	0,32	0,75	2,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	0,15	0,21	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,4	0,71	1,1	0,93	1,07	0,85	5,16
CO <sub>2</sub>	0,92	1,28	0,88	1,10	3,22	2,82	1,00
F	0,91	0,64	0,56	0,68	0,51	0,25	0,25
Сумма	98,93	98,70	98,84	98,76	98,60	98,90	97,15
mg'	75	67	68	66	66,2	61,4	57,3
Ka	1,23	1,61	1,41	1,59	1,52	1,35	1,52
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	5,1	3,1	3,7	2,5	2,9	7,1	6,94
Ni	190	267	260	210	120	70	92
Co	50	46	44	42	39	32	34
Cr	1030	560	590	460	270	160	110
V	213	314	260	300	340	180	840
Li	79	60	56	51	51	39	50
Rb	310	270	256	220	192	247	140
Cs	7	5,6	5,3	5	3,6	5,5	2,1
Sr	1860	1950	1520	2030	2110	1270	2620
Ba	1880	1170	2420	1620	7360	3320	12020
Zr	108	150	158	169	370	230	230
Nb	1	13	5	7	3	9	1
Y	48	30	28	27	34	26	29

Примечания. 1. 1—6 — Мурунский массив, 7 — р. Молбо, 8 — р. Хани, 9—15 — Ломамский массив; 1—4 — оливинсодержащий диопсид-флогопитовый основной лампронт; 5, 6 — рихтеритовый ортоклаз-флогопитовый основной лампронт; 8 — оливин-флогопитовый ультраосновной лампронт; 9—15 — интрузивные породы лампронтовой серии; 9, 10 — флогопитовый верлит, 11—13 — флогопитовый миссурит, 14 —

закалки. Оливинсодержащие диопсид-флогопитовые основные лампронты представляют собой крупно- и среднезернистые порфиroidные породы, сложенные крупными единичными вкрапленниками оливина, лейстами флогопита и мелкозернистой основной массой, состоящей из агрегата микролитов диопсида, микролейст

8*	9*	10*	11*	12*	13*	14*	15*
41,70	43,54	44,94	46,63	45,97	46,79	48,12	48,70
0,40	0,89	0,56	0,27	0,91	0,31	1,39	1,05
2,78	3,31	3,75	6,40	6,47	6,68	6,94	7,53
6,11	3,16	2,35	2,82	3,60	2,50	3,01	2,52
5,84	5,42	4,88	5,55	5,37	5,81	3,33	4,84
0,23	0,12	0,10	0,12	0,14	0,12	0,05	0,12
31,37	28,44	28,53	21,94	21,25	21,86	18,70	11,95
5,86	8,21	8,60	7,54	7,33	7,25	7,02	11,69
0,15	0,49	0,44	0,72	0,77	0,70	0,91	0,90
1,88	2,86	3,06	5,26	5,20	5,35	8,04	6,42
0,01	1,14	0,89	1,06	1,11	1,02	0,25	2,59
—	—	—	—	—	—	—	—
3,94	0,38	0,25	0,14	0,23	0,08	0,97	0,38
—	0,2	0,2	0,2	0,20	0,20	0,00	0,38
—	0,73	0,41	0,24	0,35	0,22	0,86	0,50
99,84	98,83	98,96	98,89	98,90	99,89	99,59	99,19
85,6	87,5	89,0	85,0	83,0	85,0	86,2	77,3
1,20	1,18	1,08	1,07	1,07	1,04	1,47	1,12
13,6	5,8	7,0	7,3	6,8	7,6	8,8	7,1
979	1180	1100	943	900	1100	73	180
125	87	79	71	62	68	42	46
714	1780	2940	1670	1160	1440	1180	328
52	90	112	90	185	112	157	168
6	14	19	8,8	9,6	6,5	24,4	40,4
74	72	94	120	200	475	220	183
1,5	0,6	0,6	2,3	3,9	13	4,9	3,6
152	930	520	846	930	846	700	1860
1223	630	646	484	1260	620	980	2510
38	33	29	33	36	33	124	253
3	2	4	5	3	3	5	1
4	16	15	21	22	25	21	26

— рихтерит-флогопитовый пироксенит, 15 — флогопитовый шонкиннит.

2. Дополнительные определения: ан. 10 — Pt=0,004, Pd = 0,0006; ан. 12 — Pt = 0,003, Pd = 0,0015 г/т; ан. 5 — S = 0,07, ан. 6 — S = 0,05, ан. 7 — S = 0,65, ан. 8 — S = 0,15 мас.%.  


---

темно-коричневого флогопита и пойкилитовых зерен полевого шпата. Эти породы практически во всех дайках в той или иной степени изменены. По оливину вкрапленников развивается щелочной амфибол-калиевый рихтерит, иногда образуя совместно с лейстами тетраферрифлогопита радиально-лучистые агрегаты вокруг релик-

Таблица 17

Содержание (в г/т) редких и редкоземельных элементов  
в лампронтах Муруна, Молбо, Ломама

Элементы	1	2	4	7	9	10	12	13	14
Sc	21,8	21,2	22,1	17,0	18,9	14,0	20,8	18,8	25,2
Cr	530	650	160	100	2170	4410	1440	1590	1250
Co	40,5	45,4	41,3	36	89,5	82,5	70,5	72,5	45,8
Th	8,2	7,9	8,3	25,1	1	1	1	1	1
U	2,5	0,4	0,4	4,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3
Ta	0,2	0,5	0,6	0,7	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Hf	3,6	4,4	3,0	8,3	0,6	0,6	0,7	0,6	1,0
La	53,0	47,4	56,3	45,8	23,4	16,5	32,2	24,8	10,4
Ce	103	80	113	94,8	64	28	66	47	20
Ni	42	42	43	36,8	29	20	40	32	14
Sm	8,9	7,1	8,5	10,6	5,5	4,1	7,7	5,3	3,5
Eu	1,8	1,8	1,9	2,7	1,3	1,0	1,9	1,4	0,9
Tb	0,7	0,5	0,7	1,3	0,4	0,2	0,6	0,3	0,3
Yb	1,1	1,3	1,4	2,1	0,3	0,2	0,8	0,6	0,3
Lu	0,17	0,15	0,20	0,3	0,03	0,03	0,11	0,03	0,77
(La/Yb) <sub>N</sub>	32,0	24,2	26,7	14,5	51,8	54,8	26,7	27,5	34,8

Пр и м е ч а н и е. Номер пробы соответствует порядковым номерам образцов в табл. 16

тов свежего оливина. Небольшое количество щелочного амфибола отмечается в основной массе породы. Вокруг зерен диопсида развиваются занозистые каймы ярко-зеленого эгирин. Толщина этих кайм варьирует в зависимости от степени метасоматического изменения пород. В ряде случаев лампроиты полностью теряют свой облик первично-магматических пород и превращаются в крупнозернистые метасоматические тетраферрифлогопит-рихтерит-пироксеновые породы.

Лампроиты Муруна принадлежат к аглаитовой разновидности лампроитов, но характеризуются пониженными значениями калиевой аглаитовости и невысокими значениями Ti, Nb, Zr, Ta, Hf и P3Э (см. табл. 16, 17, ан. 1—7).

Составы первично-магматических минералов из слабо измененных оливинсодержащих основных лампроитов приведены в табл. 18 (ан. 1) и на рис. 30—37. Оливин вкрапленников представлен форстеритом с магнезиальностью 90. Он характеризуется высоким содержанием кальция и низким — хрома. По уровню содержания кальция этот оливин вполне сопоставим с высокотемпературными оливинами верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана. Вместе с тем очевидно, что этот оливин вследствие высоких содержаний кальция не может происходить из дезинтегрированных оливинсодержащих мантийных ксенолитов.

Вкрапленники слюды имеют ярко выраженное зональное строение. Светло-коричневые ядра крупных лейст слюды окружены красно-

вато-бурой каймой. Слюда из центральных частей вкрапленников представлена обычным флогопитом, а по уровню содержания алюминия и железа она вполне сопоставима с флогопитами веритов Испании, некоторых ультраосновных верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана и нижнемеловых лампроитов из трубки взрыва Аномалия 4-А. Слюда из красновато-бурых кайм характеризуется увеличением доли аннитовой составляющей при некотором дефиците алюминия в тетраэдрической позиции. По составу она относится к железистому флогопиту, красновато-бурый цвет которого объясняется присутствием трехвалентного железа в тетраэдрической позиции вместо алюминия. По характеру изменения содержания алюминия в зависимости от содержания железа флогопиты лампроитов Муруна занимают промежуточное положение между флогопитами нижнемеловых трубок взрыва Центрального Алдана и флогопитами волжидитов Западного Кимберли (Австралия). Содержание титана во флогопитах лампроитов Муруна очень низкое — около 1,5 мас.%, что ниже, чем во флогопитах веритов Испании. Среди лампроитов подобные низкие содержания титана установлены только во флогопитах из трубок взрыва лампроитов Центрального Алдана и лампроитов Ломамского массива. Содержание титана при сравнении центра и периферии зерна остается неизменным. Подобная зависимость напоминает волжидитовый тренд флогопитов.

Микролиты клинопироксена из основной массы представлены обычным диопсидом с магнезиальностью, варьирующей около 90—86. По составу они близки к диопсидам из лампроитов других регионов Мира (см. рис. 32). Все диопсиды имеют высокую кремненасыщенность при некотором дефиците алюминия в тетраэдрической позиции. Содержание титана в диопсидах очень низкое, и его изменение практически не зависит от изменения содержания алюминия. Они занимают промежуточное положение между диопсидами нижнемеловых трубок Центрального Алдана и диопсидами Лейцит-Хиллс. Дефицит алюминия в тетраэдрической позиции и очень низкие содержания титана в диопсидах и флогопитах лампроитов Муруна свидетельствуют о первично-агпаитовом характере щелочности и низкой титанистости лампроитовой магмы, из которой кристаллизовались эти минералы. Щелочной полевой шпат основной массы характеризуется высоким содержанием калия и трехвалентного железа — до 2,5 мас.% (см. рис. 15, табл. 39).

Диопсид-флогопит-рихтеритовые основные лампроиты встречаются в виде многочисленных ксенолитов в чароитовом комплексе пород и в виде даек в южной и юго-западной частях Маломурунского массива (см. табл. 16, ан. 5, 6). Они сложены вкрапленниками железистого флогопита, калиевого рихтерита и среднезернистой основной массой, состоящей из полевого шпата, слюды, рихтерита и пироксена. По набору породообразующих минералов и магнезиальности эта разновидность лампроитов близка к оливинсодержащим лампроитам Муруна, но отличается от них несколько меньшим содержанием диопсида, флогопита и большим количеством полевого

Таблица 18

Представительные анализы (в мас. %) минералов  
и лампроитов Мурунского и Ломамского массивов

Оксиды	1				2			
	<i>Ol</i>	<i>Phl-1</i>	<i>Phl-2</i>	<i>Di</i>	<i>Ol</i>	<i>Sp-1</i>	<i>Di-1</i>	<i>Di-2</i>
SiO <sub>2</sub>	38,72	40,53	39,79	53,58	40,09	0,45	53,18	55,64
TiO <sub>2</sub>	0,00	1,12	1,48	0,22	—	0,75	0,17	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	11,45	9,94	0,38	—	0,77	0,19	0,23
FeO	9,81	5,59	11,39	3,53	10,40	40,15	2,56	2,03
MnO	0,27	0,00	0,15	5,05	0,22	0,77	0,00	0,01
MgO	49,62	24,01	19,75	17,43	49,31	4,84	17,18	17,06
CaO	0,49	0,03	0,04	24,15	0,04	0,03	24,59	23,52
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,34	—	—	0,23	0,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,25	0,01	0,00	0,00	51,39	0,10	0,66
Сумма	98,91*	94,41*	93,67	99,87	99,95*	99,15	98,20	99,76
<i>mg</i>	90,05	0,885	0,756	0,898	0,894	—	0,923	0,937

Пр и м е ч а н и е. 1 — Мурун, флогопит-диопсидовый основной лампроит, звездочкой отмечена сумма анализов, в которую включены (в мас. %): *Ol* (NiO = 0,15); *Phl-12* — вкрапленник: 1 — центр (K<sub>2</sub>O = 11,17, BaO = 0,26), 2 — края (K<sub>2</sub>O = 10,78, BaO = 0,34); 2—4 — Ломамский массив: 2 — флогопитовый верлит, *Ol* (NiO = 0,36), *Phl* —

шпата в основной массе породы. Диопсид-флогопит-рихтеритовые основные лампроиты имеют отчетливо выраженный калиевый характер агапитности, повышенные содержания Ba, Zr и пониженные — Ni, Co, Cr. В целом диопсид-флогопит-рихтеритовые лампроиты метасоматически сильно изменены.

Лампроиты р. Молбо. Дайка лампроитов р. Молбо является самой первой находкой типичных агапитовых лампроитов в Советском Союзе [4]. Она значительно удалена от крупных районов развития мезозойского магматизма и расположена в полосе распространения среднепалеозойских субщелочных базальтов Чаро-Синьской зоны, выходы которых маркируют южный борт Березовской впадины. Дайка имеет северо-восточное простирание, согласное структуре Березовской впадины. Она прорывает мергели нижнего кембрия и имеет мощность около 1,5 м.

Оливинсодержащие лейцит-флогопитовые основные лампроиты Молбо представляют собой мелкозернистые порфирированные породы, сложенные редкими измененными вкрапленниками оливина, лейцита и лейстами флогопита. Мелкозернистая основная масса состоит главным образом из полигональных зерен псевдолейцита и флогопита с примесью микролитов измененного оливина, клинопироксена, магнетита и апатита, погруженных в тонкозернистую массу мелкочешуйчатого флогопита, хлорита и, возможно, щелочного амфибола. Порода сильно изменена в зоне гипергенеза. Оливин замещен смектитом с мелкими выделениями зерен магнетита. Зерна псевдолейцита представляют собой вторичный агрегат,

2		3				4			
<i>Sp-2</i>	<i>Phl</i>	<i>Ol</i>	<i>Sp</i>	<i>Di</i>	<i>Phl</i>	<i>Ol</i>	<i>Mt</i>	<i>Di</i>	<i>Phl</i>
0,90	40,60	39,21	0,51	55,29	44,02	39,59	0,49	51,85	40,11
0,62	1,55	0,03	1,30	0,35	1,27	0,03	0,00	0,28	2,79
1,85	12,11	0,00	0,43	0,36	11,42	0,00	0,00	0,04	9,02
29,76	3,63	13,77	54,09	3,44	5,07	15,79	88,44	4,03	8,44
0,50	0,00	0,23	0,75	0,04	0,00	0,43	0,43	0,10	0,01
9,67	25,14	45,46	4,00	15,62	23,39	43,66	2,49	16,03	21,37
0,63	0,03	0,10	0,04	22,79	0,11	0,06	0,53	22,64	0,03
—	0,12	—	—	0,94	0,00	—	—	0,90	0,00
54,84	1,13	0,00	36,46	0,47	0,34	0,00	0,16	0,35	0,09
98,77	95,42*	99,13*	97,58	99,30	97,18*	99,95*	92,54	96,28	93,04*
0,515	0,925	0,855	—	0,890	0,892	0,831	—	0,876	0,819

интерстиции ( $K_2O = 10,70$ ,  $BaO = 0,41$ ); 3 — флогопитовый миссурит, *Ol* ( $Ni = 0,33$ ), *Phl* ( $K_2O = 11,48$ ,  $BaO = 0,08$ ); 4 — рихтерит-флогопитовый пироксенит, *Ol* ( $NiO = 0,39$ ), *Phl* ( $K_2O = 10,88$ ,  $BaO = 0,30$ ).

состоящий из кальцита, смектита, ортоклаза и анальцима с примесью барита.

В целом по своему составу лампроиты р. Молбо являются высококалийевыми щелочными породами (см. рис. 4) с агпаитовым характером щелочности при преобладании  $K_2O$  над  $Al_2O_3$  и низкими типично лампроитовыми содержаниями  $CaO$  и  $Al_2O_3$  (см. рис. 6). Вместе с тем среди лампроитов Алданской провинции лампроиты р. Молбо (см. табл. 16, 17, ан. 7) отличаются высокими содержаниями  $Ba$ ,  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Th$ ,  $U$ , тяжелых РЗЭ и низкой магниальностью, низкими содержаниями  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ . На диаграмме  $SiO_2$ — $mg'$  (см. рис. 5) лампроиты р. Молбо попадают в область нормально магниальных пород, но пониженная магниальность при низких значениях  $SiO_2$  связана прежде всего с наложенными вторичными процессами (сумма  $H_2O+CO_2+S$  в них составляют около 7 мас.%). По-видимому, лампроиты р. Молбо наиболее дифференцированные в ряду агпаитовых лампроитов Западного Алдана.

Касаясь состава минералов, отметим, что слюда из включений в апатите в лампроитах Молбо представлена железистым флогопитом и биотитом (см. рис. 34). По весьма низкому содержанию алюминия флогопиты лампроитов Молбо заметно отличаются от всех флогопитов из лампроитов Алданской провинции, и ее состав лежит в поле флогопитов из агпаитовых лампроитов Австралии (см. рис. 34, 35). По уровню содержания титана (около 3 мас.%) флогопиты Молбо относятся к группе низкотитанистых слюд. Клинопироксен из

основной массы представлен типичным диопсидом, характеризующимся высокой кремненасыщенностью, очень низким содержанием алюминия и несколько повышенным — титана (см. рис. 32).

Лампроиты Хани. Лампроиты Хани были обнаружены среди крупного массива флогопитовых пироксенов вблизи р. Хани. К сожалению, геологическая позиция лампроитовых тел в пределах Ханинского интрузивного массива в настоящее время не достаточно ясна. По петрографическому составу лампроиты Хани представляют собой порфириовидные породы с крупными (1—2 см) выделениями свежего оливина и среднезернистым полностью раскристаллизованным мезостазином, состоящим из флогопита с примесью небольшого количества магнезиального диопсида. Иногда удается наблюдать взаимные переходы между собственно лампроитами Хани и интрузивными флогопитовыми пироксенитами. Такие переходы сопровождаются снижением общего количества оливина и увеличением содержания диопсида. Возможно, что лампроиты Хани являются не гипабиссальными породами, а генетически связаны с флогопитовыми пироксенитами, образуя единый дифференцированный щелочно-ультраосновной калиевый комплекс нижнего протерозоя, который близок по своему генезису к мезозойскому калиевому вулканоплутоническому щелочно-ультраосновному комплексу массива Инагли (Центральный Алдан). В целом же лампроиты Хани имеют щелочной ультраосновной состав (см. табл. 16, ан. 8) и характеризуются очень высокими содержаниями MgO (до 33 мас. %), Sr и Ni, что указывает на кумулятивную природу оливина в этих породах. С типичными лампроитами эти породы объединяют особенности их химизма: типично лампроитовые низкие содержания CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, агпаитовый характер щелочности и высокие содержания K, Rb и Ba.

## ЛАМПРОИТЫ ЛОМАМСКОГО МАССИВА

Ломамский массив расположен в восточной части Алданской лампроитовой провинции в пределах раннеархейского Тимптоно-Учурского блока (см. рис. 8). Этот массив и другие щелочные массивы, известные в этом районе, маркируют южную границу Западно-Алданского сводового поднятия. Лампроиты Ломамского массива — наиболее молодые породы среди лампроитов Алданской провинции. Они сформировались в интервале времени 124—119 млн. лет на заключительной стадии мезозойской тектоно-магматической активизации Западно-Алданского сводового поднятия.

Лампроиты Ломамского массива представляют собой интрузивную фацию пород лампроитовой серии. Несмотря на свой интрузивный характер, эти породы по всем минералогическим и петрохимическим признакам могут быть диагностированы в качестве полных аналогов пород лампроитовой серии. Впервые щелочно-ультраосновные породы Ломамского массива были описаны Е.П. Миронюком [48] и в последующем более детально исследовались М.А. Вавиловым и др.

[14]. В верховьях р. Гыным в пределах Алдано-Учурского хребта было установлено несколько небольших разрозненных тел интрузивных щелочно-ультраосновных пород: слюдястых перидотитов, миссуритов с включениями дунитов и фергуситов. Все эти выходы щелочно-ультраосновных пород были выделены в самостоятельный Ломамский шток. К востоку от этого массива известны выходы шонкинитов и меланократовых сиенитов, которые по кольцу оконтуривают очень крупный интрузивный массив щелочных и субщелочных салических пород гольца Билибина. Высказывается точка зрения, что щелочно-ультраосновные породы Ломамского штока вместе с выходами шонкинитов и меланократовых сиенитов представляют собой единый расчлененный кольцевой массив (устное сообщение Н.В. Владыкина).

Из всех разновидностей щелочно-ультраосновных пород Ломамского массива были детально исследованы два вида пород из семейства ультраосновных лампроитов — флогопитовые верлиты (см. табл. 16, 17, ан. 9, 10) и флоготитовые миссуриты (см. табл. 16, 17, ан. 11—13) и один из семейства основных лампроитов — оливинсодержащий рихтерит-флогопитовый пироксенит (см. табл. 16, 17, ан. 14). К породам семейства основных лампроитов близко примыкает флоголитовый пироксенит (см. табл. 16, ан. 15).

По всем петрохимическим и геохимическим параметрам щелочно-ультраосновные породы Ломамского массива принадлежат к породам лампроитовой серии. Их составы характеризуются высокой щелочностью при резком преобладании калия (см. рис. 4), агпаитностью и даже высокой калиевой агпаитностью, отражающейся в присутствии типичного К-рихтерита в пироксените. Все породы обладают очень высокой магнезиальностью (см. рис. 5) и имеют низкие содержания CaO и  $Al_2O_3$  (см. рис. 6). Среди малых элементов высокие содержания имеют Rb, Ba и Sr. Вместе с тем, как и все лампроиты Алданской провинции, лампроиты Ломамского массива характеризуются низкими содержаниями Ti, Zr, Nb, Ta, Hf, Th, PЗЭ.

Приведем характеристику породообразующих минералов из всех трех видов пород лампроитовой серии Ломамского массива.

**Оливин.** Магнезиальность оливина ультраосновных и основных лампроитов Ломамского массива варьирует от 90 до 82 (см. рис. 31, табл. 18, ан. 2—4). Наиболее магнезиальные оливины ( $mg = 90-89$ ) были установлены во флогопитовых верлитах, оливины с  $mg = 85$  характерны для флогопитовых миссуритов, а единичные зерна оливина в рихтерит-флогопитовых пироксенитах имеют относительно низкую магнезиальность ( $mg = 83-81,5$ ). В оливинах ультраосновных лампроитов (перидотитов и миссуритов) отсутствует какая-либо зональность составов, а для оливина пироксенитов установлена прямая зональность, выражающаяся в увеличении железистости от центра к краю зерна. Все оливины лампроитов Ломамского массива имеют одинаковое содержание никеля, очень низкое содержание кальция и практически полностью отсутствует хром. Содержания этих элементов практически не меняются в зависимости от изменения магнезиальности оливинов.

**Флогопит.** Все слюды лампроитов Ломамского массива представлены обычными высокомагнезиальными флогопитами (см. рис. 34, табл. 18, ан. 2—4). Флогопит из ультраосновных лампроитов характеризуется минимальным содержанием железа, невысоким — алюминия (около 11—12 мас.%). Во флогопитах основных лампроитов содержание алюминия незначительно снижается до 9—10 мас.%. По характеру тренда изменения содержания алюминия, железа и титана флогопиты Ломамского массива близки к флогопитам агпайтовых лампроитов Мурунского массива, отличаясь от них только более низким содержанием железа и несколько повышенным — титана.

**Клинопироксен.** Клинопироксен является одним из главных породообразующих минералов в лампроитах Ломамского массива. Его количество остается неизменным от ультраосновных к основным лампроитам. Клинопироксен в ультраосновных лампроитах представлен типичным диопсидом (см. табл. 18, ан. 2—4). В основных лампроитах содержание железа в клинопироксене увеличивается и некоторые составы клинопироксенов попадают в поле эндиопсида и магнезиального авгит-диопсида. Образующий на диаграмме Хесса тренд изменения составов клинопироксенов типичен для лампроитов других регионов и практически полностью совпадает с трендом, установленным для диопсидов нижнемеловых трубок взрыва Центрального Алдана. Все диопсиды лампроитов Ломамского массива характеризуются высокой кремненасыщенностью, даже перенасыщенностью кремнием, а также низкими содержаниями алюминия (см. рис. 32, 33). Какой-либо строгой зависимости между изменениями содержания алюминия и кремния не установлено. По величине содержания титана диопсиды лампроитов Ломамского массива схожи с лампроитами Мурунского массива и р. Молбо. Диопсиды Ломамского массива характеризуются слабо выраженной зональностью увеличения содержания титана при увеличении содержания алюминия (см. рис. 32), и все поле составов лежит выше линии  $2 \text{Ti}:\text{Al}$ .

**Лейцит и полевой шпат.** Состав лейцита и полевого шпата был определен во флогопитовом миссурите (см. табл. 38, 39). Небольшие округлые выделения свежего лейцита включены в крупные пойкилокристаллы полевого шпата основной массы породы. Лейцит имеет чисто калиевый состав, высокую кремненасыщенность и высокое содержание трехвалентного железа (см. рис. 38), полевой шпат, ассоциирующий с лейцитом, — высококалиевый состав и отличается низким содержанием трехвалентного железа (до 0,4 мас.%). Подобные составы калиевого полевого шпата были установлены в псевдолейцитах лампроитов Центрального Алдана.

**Щелочной амфибол** — главный породообразующий минерал в оливинсодержащих рихтерит-флогопитовых пироксенитах Ломамского массива. В этой породе содержание щелочного амфибола достигает 35%. Он образует крупные пойкилокристаллы в среднезернистом мезостазисе породы. По составу щелочной амфибол относится к калиевым рихтеритам, типичным для многих агпайтовых лампроитов мира.

Среди рудных минералов в лампроитах Ломама преобладают хромшпинелиды (см. табл. 18, ан. 2—4), представленные изоморфным рядом хромит—феррихромит—магнетит. Доля хромитового минала несколько увеличивается во флогопитовых верлитах. В рихтерит-флогопитовых пироксенитах рудный минерал представлен магнетитом с повышенным содержанием магния и хрома.

Таким образом, особенности составов породообразующих минералов интрузивных щелочно-ультрасосновных пород Ломамского штока имеют большое сходство с минералами типичных агпаитовых лампроитов и особенно близки к составам минералов агпаитовых лампроитов Мурунского массива и р. Молбо.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЛАМПРОИТОВ АЛДАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Полученные материалы позволяют рассмотреть некоторые вопросы генезиса лампроитов Алданской провинции, в том числе составы первичных расплавов и условия их кристаллизации.

Условия кристаллизации. Исходя из анализа сосуществующих минералов, для мезозойских лампроитов Алданской провинции были определены температуры кристаллизации отдельных минералов и оценена фугитивность кислорода лампроитовых расплавов. Оценка температур равновесия сосуществующих минералов проводилась по  $Ol-Sp$  [165],  $Cpx-Oll$  [91] и  $Cpx-Phl$  [59] геотермометрам. Сопоставление рассчитанных температур кристаллизации с экспериментальными данными изучения расплавных включений, проведенного И.П.Солововой на примере верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана, выявило хорошую сходимость результатов двух различных методов. Для оценки окислительно-восстановительных условий формирования лампроитов использована реакция  $SiO_2 + Mt^{Sp} = Fa^{Ol} + O_2$ . Определение активности магнетитового минала в шпинели было проведено по модели Р. Сэка (1982 г.), а определение активности кремнезема в расплаве оценено по равновесию  $Lc + SiO_2 = Ort$ .

Наиболее детально были изучены верхнеюрские лампроиты Центрального Алдана, для которых оказался характерен очень широкий интервал температур кристаллизации (порядка 500—550°C). Очевидно, что такой большой температурный интервал весьма благоприятен для проявления широкомасштабных процессов кристаллизационной дифференциации. Максимальные оценки температуры кристаллизации были получены для оливина на основе  $Ol-Sp$  геотермометра (см. табл. 9). Это наиболее высокие температуры кристаллизации лампроитовых расплавов, известные в настоящее время. Вместе с тем  $Ol-Sp$  геотермометр дает довольно широкий спектр значений и температуры равновесия этой пары минералов опускаются до 800°C и даже до 600°C, что, по-видимому, связано с влиянием кинетических эффектов железомагнезиальных твердофазных реакций обмена.

Максимальные оценки температур  $Ol-Sp$  равновесий, равные  $1360^{\circ}\text{C}$ , были получены для вкрапленников оливина в оливин-флогопит-диопсидовых основных лампроитах. Из ультраосновных лампроитов температуры  $Ol-Sp$  равновесий в целом несколько ниже, и здесь максимальные значения составляют  $1290^{\circ}\text{C}$ , еще более низкие значения температур минеральных равновесий, равные около  $800^{\circ}\text{C}$  и ниже, получены для включений дунитов верхнеюрских лампроитов и сходных по минеральному составу дунитов Инаглинского массива (см. табл. 9, 10). Возможно, что намечающаяся зависимость температур  $Ol-Sp$  равновесий от типа пород верхнеюрских лампроитов в целом свидетельствует об относительном увеличении времени взаимодействия оливина с расплавом и соответственным увеличении влияния кинетического эффекта на оливин-шпинелевое равновесие от основных лампроитов к ультраосновным лампроитам и далее к дунитам. Учитывая, что содержание  $\text{CaO}$  в оливине сильно зависит от температуры и активности кремнезема в расплаве [91] и что содержание  $\text{CaO}$  в оливине систематически возрастает по мере снижения магнезиальности (см. рис. 11), можно предполагать, что оливин в верхнеюрских лампроитах кристаллизовался на самых ранних этапах кристаллизации в очень узком интервале высоких температур при отчетливом снижении активности кремнезема в расплаве.

Солидус для ультраосновных верхнеюрских лампроитов, судя по  $Crp-Phl$  геотермометру, составляет около  $900^{\circ}\text{C}$ , а для основных лампроитов —  $750-800^{\circ}\text{C}$ . Эти же значения близки к температурам кристаллизации клинопироксена и флогопита из включений флогопитовых верлитов в верхнеюрских лампроитах и флогопитсодержащих дунитов Инаглинского массива (см. табл. 10).

Лампроиты из комплекса трубок взрыва Центрального Алдана в целом имеют более низкие температуры начальной кристаллизации лампроитовых расплавов. Определение температур  $Ol-Sp$  равновесий было выполнено только для оливин-диопсидовых основных лампроитов трубки Рябиновой. Максимальное рассчитанное значение составляет  $1120^{\circ}\text{C}$  (см. табл. 9). Вполне возможно, что полученные значения оливин-шпинелевых равновесий здесь несколько занижены вследствие кинетических эффектов. Можно предположить, что температура кристаллизации этих оливинов выше  $1200^{\circ}\text{C}$ , поскольку сами оливины имеют очень высокую магнезиальность, а температуры равновесия клинопироксен-флогопитового мезостазиса в основных лампроитах трубки Рябиновой составляют  $1100-1200^{\circ}\text{C}$ . Температуры клинопироксен-флогопитовых равновесий из вкрапленников и мезостазиса флогопит-диопсидовых и оливин-диопсид-флогопитовых основных лампроитов образуют интервал значений  $900-750^{\circ}\text{C}$ .

Начальные условия кристаллизации оливинсодержащих флогопит-диопсидовых лампроитов Муруна, по-видимому, так же как и в

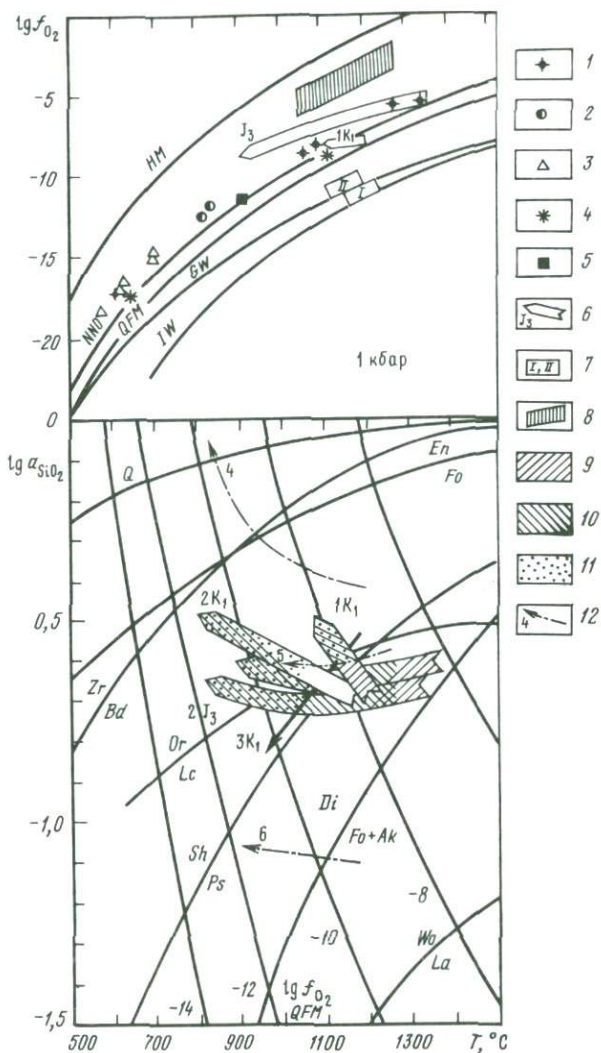


Рис. 18. Фугитивность кислорода и активность кремнезема в лампронитах

1—4 — Центральный Алдан: 1 — верхнеюрские лампрониты, 2 — включения дунитов в верхнеюрских лампронитах, 3 — дуниты центральной части Инаглинского массива, 4 — нижнемеловые основные лампрониты, трубки взрыва; 5 — лампрониты Ломамского массива; 6 — направление эволюции расплавов  $J_3$  верхнеюрских лампронитов и  $K_1$  нижнемеловых (1 — оливин-диопсидовые основные лампрониты, 2 — флогопит-диопсидовые основные лампрониты, 3 — высокомагнезиальные оливин-флогопитовые лейцититы); 7 — лампрониты Западного Кимберли (I — оливиновые, II — лейцитовые); 8 — базиты Сан-Карлос, Северная Америка; 9—11 — поля кристаллизации минералов: 9 — оливин, 10 — клинопироксен, 11 — флогопит; 12 — направление кристаллизации пород Гренландии [201] (4 — амфиболовые лампрониты, 5 — лейцитовые лампрониты, 6 — кимберлиты)

основных лампроитах трубок взрыва Центрального Алдана, составляли 1200°C, но, судя по высокому содержанию Са в оливине, расплавы лампроитов Муруна характеризовались более низкой активностью кремнезема. Флогопит вкрапленников в мурунских лампроитах кристаллизовался на самых ранних этапах кристаллизации при повышенных температурах (см. табл. 18), что свидетельствует о высокой активности в расплаве калия и флюидной фазы.

Температуры минеральных равновесий лампроитов Ломамского массива охарактеризованы для условий солидуса. Практически рассчитанные значения укладываются в температурный интервал 750—900°C и не зависят от вида пород (см. табл. 18).

Окислительно-восстановительные условия лампроитов Алданской провинции довольно широко варьируют (рис. 18). Наиболее высокоокислительная обстановка выше буфера *NNO* оказалась характерна для верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана. По мере снижения температуры окислительная обстановка в кристаллизующемся расплаве верхнеюрских лампроитов возрастает. В основных лампроитах трубок взрыва Центрального Алдана окислительно-восстановительные условия становятся более восстановительными и рассчитанные значения фугитивности кислорода близки или чуть ниже буфера *NNO*. Для ультраосновных лампроитов трубок взрыва Центрального Алдана окислительно-восстановительные условия могут быть качественно оценены по соотношению трех- и двухвалентного железа в шпинелях. В характере вариаций окислительно-восстановительных условий ультраосновных лампроитов отмечается следующая тенденция: в трубках центральной части тектоно-магматической купольной структуры Центрального Алдана возрастают окислительные условия, например в трубке Мрачная  $f_{O_2}$  близка к буферу *NNO*; по мере удаления к краевым частям

Центрально-Алданской купольной структуры нарастает восстановительный режим при формировании лампроитов. В трубке Усть-Якутская окислительно-восстановительные условия, вероятно, характеризовались пониженной фугитивностью кислорода, близкой к буферу *QFM—MW*. Еще более восстановительными оказались условия образования ультраосновных лампроитов Верхне-Амгинского района. Значения фугитивности кислорода, по-видимому, примерно соответствуют *MW* буферу и близки к окислительно-восстановительным условиям оливиновых лампроитов Австралии. Окислительно-восстановительные условия лампроитов Ломамского массива близки к *NNO—QFM* буферу (см. рис. 18).

Таким образом, в эволюции окислительно-восстановительных условий мезозойских лампроитов Алданской провинции намечаются следующие закономерности. Во-первых, по мере развития лампроитового магматизма от более древнего к более молодому снижается фугитивность кислорода, что может свидетельствовать о появлении все более глубинного и восстановленного мантийного источника в

области генерации лампроитовых расплавов. Во-вторых, по мере удаления от Центрального Алдана и стирания типичных черт, характерных для орогенно-купольных структур, фугитивность кислорода в лампроитовых расплавах снижается.

На основе полученных расчетных термодинамических данных, а также анализа особенностей составов породообразующих минералов лампроитов построена гипотетическая модель эволюции лампроитовых расплавов Алданской провинции в рамках значений

$a_{\text{SiO}_2} - T - f_{\text{O}_2}$  (см. рис. 18) [201]. Как и для всех лампроитов Мира, в лампроитах Алдана по мере эволюции их расплавов возрастает активность  $\text{SiO}_2$ . В рамках этих предложенных термодинамических значений параметров в целом лампроиты Алдана близки к характеру эволюции лейцитовых лампроитов Гренландии и обладают значительно меньшей активностью кремнезема по сравнению с амфиболовыми лампроитами Гренландии. Вместе с тем для высокомагнезиальных лейцититов Центрального Алдана, которые в целом имеют близкую активность кремнезема, отмечается тенденция ее снижения по мере эволюции расплава (см. рис. 18).

**Первичные расплавы.** Первичные расплавы Алданской лампроитовой провинции определены расчетным методом по модели фракционирования наиболее магнезиального оливина. Расчеты проводились путем добавления к расплаву-дифференциату форстерита и фаялита, выраженных либо в катионной доли [137], либо в весовых количествах [24]. При проведении расчетов в каждом случае учитывалось влияние фугитивности кислорода на соотношение двух- и трехвалентного железа в лампроитовых расплавах по уравнению Р. Сэка (1980 г.). Коэффициент распределения  $K_{\text{Ol-L}}^{\text{Fe-Mg}}$  был выбран 0,29 и 0,28 на основе определения соотношения Fe и Mg в оливине и основной массе верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана. Определенный  $K_D$  оказался ниже  $K_D$ , установленного для базальтовых систем, но в целом он оказался ближе к экспериментальным данным [126].

Для верхнеюрских лампроитов состав наиболее магнезиального оливина был выбран  $Fo_{92,9}$ . Он установлен во включениях дунитов и является наиболее магнезиальным среди оливинов верхнеюрских лампроитов. Для основных лампроитов нижнемеловых трубок взрыва состав наиболее магнезиального оливина отвечает  $Fo_{94,4}$ . Для лампроитов Муруна за состав наиболее магнезиального оливина условно принят  $Fo_{93}$ . При расчете первичного расплава интрузивных лампроитов Ломамского массива был принят ряд допущений; в дальнейшем расплав-дифференциат был пересчитан на состав, равновесный с  $Fo_{93}$ . Все расчетные данные приведены в табл. 19.

Первичным расплавам лампроитов Алдана свойственны высокая магнезиальность, высокие содержания кремнезема и высококалиевый характер щелочности. Вместе с тем все первичные составы разли-

Таблица 19

Состав (в мас. %) первичных  
и примитивных расплавов лампронтов Алданской провинции

Оксиды, компоненты	Центральный Алдан					Мурун			Ло- мам
	J <sub>3</sub>		K <sub>1</sub> <sup>1</sup>		K <sub>1</sub> <sup>2</sup>	K <sub>1</sub> <sup>1</sup>			K <sub>1</sub> <sup>2</sup>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	46,20	46,29	48,11	47,00	49,03	45,57	45,44	45,96	49,27
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,64	0,58	0,55	0,64	0,88	0,87	0,95	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	5,62	6,89	6,52	7,11	7,62	7,49	8,12	7,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,50	0,24	0,27	0,23	0,28	0,29	1,30	0,83
FeO	9,89	9,98	8,40	8,48	7,31	9,44	9,58	8,40	8,26
MnO	0,19	0,20	0,19	0,13	0,16	0,12	0,10	0,12	0,10
MgO	21,21	20,69	22,89	24,17	23,92	20,20	20,56	18,05	17,71
CaO	8,95	9,08	6,70	6,33	7,97	5,76	5,67	6,22	6,11
Na <sub>2</sub> O	0,88	0,90	1,08	1,02	0,67	1,30	1,30	1,61	0,95
K <sub>2</sub> O	4,00	4,04	3,80	3,56	2,14	6,66	6,56	7,17	6,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,56	0,62	0,57	0,33	1,68	1,64	1,80	0,80
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
mg	79,20	78,7	83,0	83,6	85,4	79,3	79,3	79,3	79,3
<i>F<sub>0</sub></i> <sup>Lig0</sup>	92,9	92,9	94,4	94,6	—	93	93	93	93
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO)	0,15	0,15	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,15	0,10
K <sub>D</sub>	0,29	0,28	0,29	0,29	—	0,29	0,29	0,29	0,29
Ni	470	440	1350	1400	960	1100	—	580	950
Co	89	82	86	87	63	75	—	55	96
Cr	700	590	670	—	450	890	—	1760	920
V	172	187	137	—	94	172	—	80	145
Li	29	30	45	—	56	75	—	77	31
Rb	103	106	115	—	26	255	—	278	165
Cs	6,4	6,6	5,7	—	6	6	—	6,5	3,4
Sr	950	967	890	—	485	1495	—	1660	1030
Ba	1950	1980	1780	—	1480	1530	—	1690	1420
Sc	22,7	—	21,5	—	13,2	19,8	—	—	—
Y	19	19,5	17	—	14	39	—	43	19
Zr	80	82	105	—	105	87	—	96	155
Hf	0,08	—	1,9	—	2,5	3,2	—	—	—
Nb	3,2	3,3	4	—	6	1	—	1	2,4
Ta	0,08	—	0,08	—	0,15	0,18	—	—	—
Th	2,4	2,5	3,5	—	6,4	7,4	—	—	—
U	1,6	1,6	1,4	—	0,6	2,3	—	—	—
La	12	—	24	—	36,2	47	—	—	—
Ce	22	—	46	—	63	92	—	—	—
Nd	10,5	—	21	—	30	38	—	—	—
Sm	2,6	—	4,2	—	4,8	8,0	—	—	—
Eu	0,86	—	1,11	—	1,05	1,6	—	—	—

Таблица 19 (окончание)

Оксиды, компоненты	Центральный Алдан					Мурун			Ло- мам
	J <sub>3</sub>		K <sub>1</sub> <sup>1</sup>		K <sub>1</sub> <sup>2</sup>	K <sub>1</sub> <sup>1</sup>			K <sub>1</sub> <sup>2</sup>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Tb	0,27	—	0,36	—	0,49	0,6	—	—	—
Yb	0,55	—	0,82	—	0,95	1,0	—	—	—
Lu	0,11	—	0,11	—	0,08	0,16	—	—	—
(La/Yb) <sub>N</sub>	14,5	—	19,4	—	25,3	24,0	—	—	—

Пр и м е ч а н и е. Расплавы 1—3, 6, 8, 9 рассчитаны по методу [137], 4, 7 — по методу [24]; расплав 5 рассчитан как среднее из 3 анализов за вычетом H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>; дополнительно в расплаве 1 рассчитано: Cu — 75; Zn — 70; Pb — 7,5; Gd — 1,6; Dy — 1,4.

чаются соотношениями кальция и алюминия, щелочей и алюминия. Для Центрального Алдана характерны миаскитовые первичные расплавы, для Западного и Восточного Алдана — агпатитовые высокощелочные расплавы. На Центральном Алдане по мере перехода от верхнеюрских к меловым лампроитам наблюдается изменение первичных расплавов: снижается содержание кальция, увеличивается магниальность, Ni/Co отношение изменяется от 5 до 15 и возрастает La/Yb отношение при возрастании абсолютных содержаний легких редкоземельных элементов (РЗЭ) и Th. Результаты расчета показывают, что на каждой стадии лампроитового магматизма, развитого на Центральном Алдане, выплавлялись самостоятельные мантийные расплавы. При этом, по-видимому, возрастали глубинность, деплеированность самого источника и, возможно, уменьшалась степень плавления либо возрастала степень обогащения источника легкими РЗЭ и Th. Первичный расплав лампроитов Мурунского массива (Западный Алдан) характеризуется еще более низкими содержаниями кальция, а также более высокими содержаниями легких РЗЭ, Th, U, Rb. Возможно, что источник лампроитов Муруна был еще более деплеирован и более метасоматизирован, чем источник лампроитов Центрального Алдана.

## ЛАМПРОИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В системе Срединного Тянь-Шаня, помимо преобладающего андезито-базальтового и андезитового вулканизма, представленного известково-щелочными последовательно дифференцированными гомодромными сериями, отмечались проявления щелочных базальтоидов. Они имеют локальный характер, занимая незначительную долю в составе вулканно-плутонических комплексов региона [25]. Основные ареалы распространения щелочно-базальтоидных пород локализованы в Боролдай-Джебаглинской складчато-глыбовой зоне на севере западной части Срединного Тянь-Шаня (Западный Талас) и Чаткало-Кураминском регионе на юге. Среди исследованных многочисленных трубчатых тел (трубки взрыва), представляющих жерловые фации каменноугольных покровных вулканитов (Чаткало-Кураминский регион), были выявлены лампроитоподобные породы, представляющие особый интерес вследствие находки в них акцессорного алмаза и мантийных ксенолитов. Проведенные исследования показали определенные черты сходства лампроитоподобных пород Средней Азии и развитых здесь калиевых щелочных базальтоидов.

### ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ ЛАМПРОИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Рассматривая структурную позицию районов развития лампроитоподобных пород и щелочных базальтоидов на различных уровнях генерализации, прежде всего следует отметить расположение их в пределах крупнейшего мегаблока Средней Азии — Северного, отделенного от Южного мегаблока широтной зоной сквозных систем нарушений, проходящей на  $40^\circ$  с.ш. (рис. 19). Северный и Южный мегаблоки различаются не только азимутальными изменениями основных структурных элементов, но и общим стилем структурного плана с чередованием поднятий и депрессий для Северного блока по сравнению с более монолитным приподнятым Южным блоком [23, 85]. Сравнительный геотектонический анализ, включающий данные геоморфологического дешифрирования территории [17, 18], позволяет выявить аналогию в строении рассматриваемого региона и континентальной окраины Азиатского материка [184]. Данные А.М. Курчавова [42], рассматривавшего зональность в распределении девонских вулканитов Казахстана и Средней Азии, говорят о том, что к северу от линии оз. Иссык-Куль — р. Чаткал вулканиты данного

времени формировались в континентальных условиях, тогда как южнее располагалась зона морского осадконакопления. Подобные же соотношения ранее были установлены А.А. Моссаковским [50] для позднего палеозоя. По-видимому, ороген Срединного Тянь-Шаня развивался в специфических условиях активной континентальной окраины, для которой характерно "торошение" земной коры в результате процессов субдукции, а рассматриваемые нами районы располагались в зоне взаимодействия континент—океан.

Ареалы распространения трубчатых тел щелочных базальтоидов и лампроитоподобных пород в районе Чаткало-Кураминских гор приурочены к меридиональной системе сквозных нарушений, являющихся трансформными по отношению к широтной границе раздела Северного и Южного мегаблоков Средней Азии. К этой же зоне приурочены выходы щелочно-базальтоидных вулканоплутонических комплексов гор Западного Таласа и хр. Каржантау. Крупная трансрегиональная меридиональная зона протянулась от гор Каратау на севере до горы Куляба на юге СССР (Куляб-Каратауская зона, см. рис. 19, 20). На описываемом отрезке этой сквозной системы нарушений структура получила название Лашкерек-Пскемской (Даубабинской).

Лашкерек-Пскемская зона (И.А.Фузайлов, Ф.А. Зуинов, 1980 г.) имеет глубокие корни, прослеживаясь в рельефе поверхности Мохорвичича в виде уступа на всем протяжении. В пределах Чаткало-Кураминского региона зона хорошо выражена в поле остаточных изостатических аномалий [41]: в южной части — линейно вытянутыми границами полей разных значений, в северной — цепочками изгибов границ полей. Рассматриваемая линейная зона долгоживущая; к ней приурочены три крупные кольцевые структуры, сложные эффузивами среднего и верхнего карбона и девона с коагматичными им интрузивными проявлениями (см. рис. 19, 20). К периферии такой кольцевой структуры на юге (Лашкерекской) приурочены трубчатые тела Чаткало-Кураминского региона. Локальные поля распространения вулканитов контролируются узлами пересечения меридиональных систем разломов Лашкерек-Пскемской зоны с поперечными нарушениями и структурными элементами геологического строения районов [2, 54].

Ареал трубчатых тел рассматриваемого региона (юго-западные отроги Чаткальского хребта) располагается в узле пересечения трансрегиональной Лашкерек-Пскемской зоны глубинных разломов с субширотным разломом, получившим название Кошмансай-Кассанского (Кошмансайского), и известной [3] северо-западной системой нарушений Кенкольского разлома, являющегося крупной межформационной структурой, разделяющей Кураминскую и Чаткало-Нарынскую структурно-формационные зоны. В зоне влияния Кенкольского разлома находится Тереклинский грабен, заполненный вулканогенными образованиями минбулакской свиты  $S_2$  [26]. Многочисленные трубчатые тела — жерла вулканитов — располагаются в пределах Тереклинского грабена цепочкой, вытянутой в северо-западном направлении согласно простиранию грабена. Трубчатое

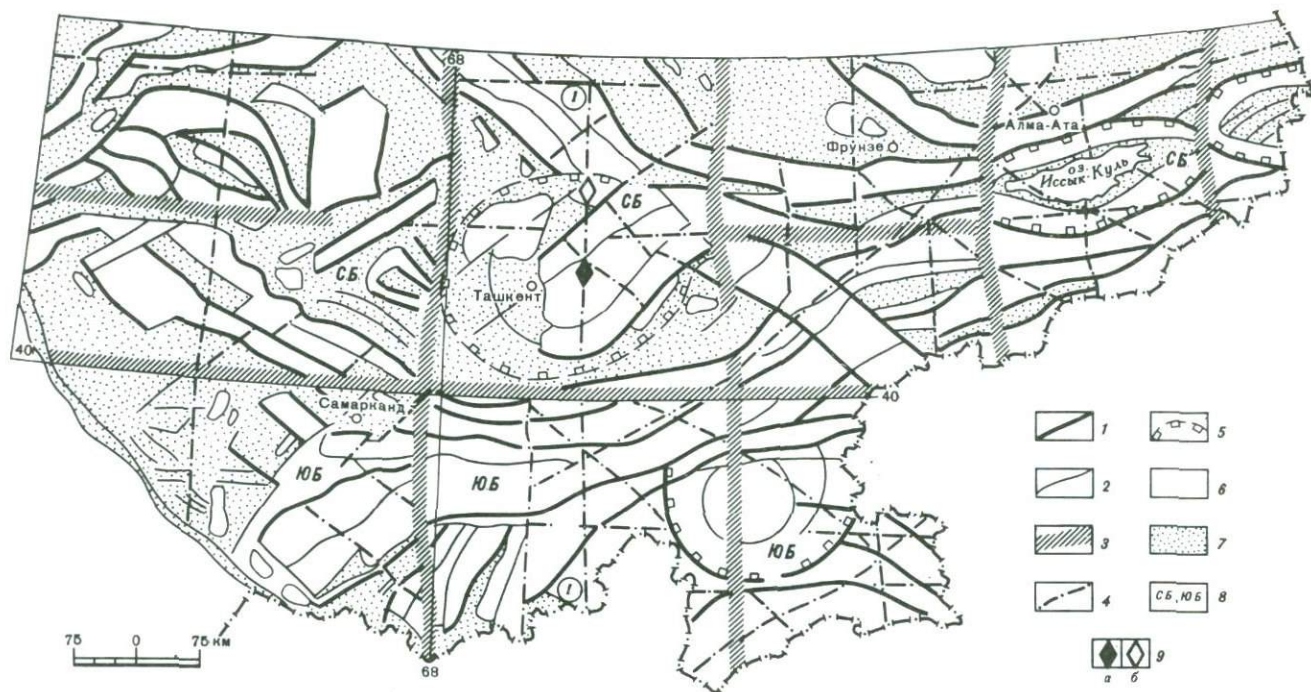


Рис. 19. Морфоструктурная карта востока Средней Азии

1 — основные элементы, ограничивающие морфоструктурные области и зоны и расчленяющие крупные мегаблоки; 2 — прочие линейные элементы, расчленяющие морфоструктурные области и зоны; 3 — скрытые сквозные системы нарушения ("стыковые"), разграничивающие мегаблоки; 4 — сквозные системы нарушения, секущие мегаблоки (1 — Куляб-Каратауская); 5 — границы крупнейших кольцевых морфоструктур; 6 — области относительных поднятия; 7 — области относительных погружений; 8 — индексы мегаблоков (СБ — Северный блок, ЮБ — Южный блок); 9 — проявления лампроитоподобного (а) и щелочно-базальтоидного (б) магматизма

тело, получившее название Кошмансайского, находится в юго-восточном борту грабена (рис. 21) и приурочено к контакту известняков  $C_{1it}$  с Акбулакским интрузивным массивом, располагаясь в пределах широтного Кошмансайского разлома надвигового типа.

Контролирующая система меридиональных нарушений Лашкерек-Пскемской зоны выражается широкой полосой сближенных линейментов. Меридиональная система на рассматриваемом участке представляет собой разлом-сдвиг, так как вдоль нее происходит смещение в простирании элементов современного рельефа, изгиб и сжатие широтного клина гранитоидов (рис. 22).

Трубчатое тело прорывает карбонатные отложения  $C_{1it}$  и пересекается серией кислых и основных даек, параллелизуемых с дайковым комплексом гранитоидов  $C_{2-3}$ . Геологические данные указывают, таким образом, что верхним возрастным пределом пород, слагающих трубку, являются верхи  $C_2$ . По данным структурно-геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:30000 теневые структуры трубчатого тела имеют эллипсоидальную форму (слегка вытянутую вдоль широтного разлома). Трубчатое тело склоняется на восток—северо-восток. Размеры трубчатого тела, имеющего в поперечном сечении овальную форму, лишь незначительно осложненную поздними тектоническими нарушениями, составляют 200 м в поперечнике. Контакты тела с вмещающими известняками почти вертикальные с падением под  $\angle 80-85^\circ$  внутрь тела. Известняки на контакте перекристаллизованы, отмечаются прожилковидные и линзовидные залывы вулканогенного вещества трубки в известняках.

Породы, слагающие трубчатые тела, относятся к эксплозивным брекчиям с брекчиевой, местами флюидальной текстурой и литокристаллокластической структурой. Количество обломков чуждых пород 50—60% (до 70—80%). Цементирующая масса магматическая, представленная лампроитоподобными породами с порфировой и кластопорфировой структурой. Вариации в текстуре пород, которые можно проследить по вертикали (примерно 100 м доступных для наблюдения обнажений), не выходят за пределы, свойственные эксплозивным брекчиям. Отсутствие сортировки обломков по вертикали, так же, как и типично осадочных прослоев, говорит о том, что кратерные фации пород не наблюдаются. Судя по глыбовому характеру ксенолитов вмещающих известняков, присутствующих не только в приконтактной, но и в центральной части трубки, эрозией вскрыта самая верхняя часть тела.

Помимо трубчатого тела, на участке известно дайкообразное тело близкого состава и аналогичной брекчиевой текстуры, располагающееся к северо-востоку и протягивающееся на расстояние до 400 м в субширотном направлении. Дайка имеет мощность 20 м.

Субвулканические проявления, пространственно сопряженные с трубками взрыва и дайками, представляют собой серию пород от меланократовых щелочных и субщелочных разностей до пород среднего состава (щелочные базальтоиды, субщелочные базальты, андезито-базальты). Они образуют отдельные выходы размером от 0,3×0,4 до 2,5×3,0 м в верховьях рек Кошмансай, Терикли, Азалсай.

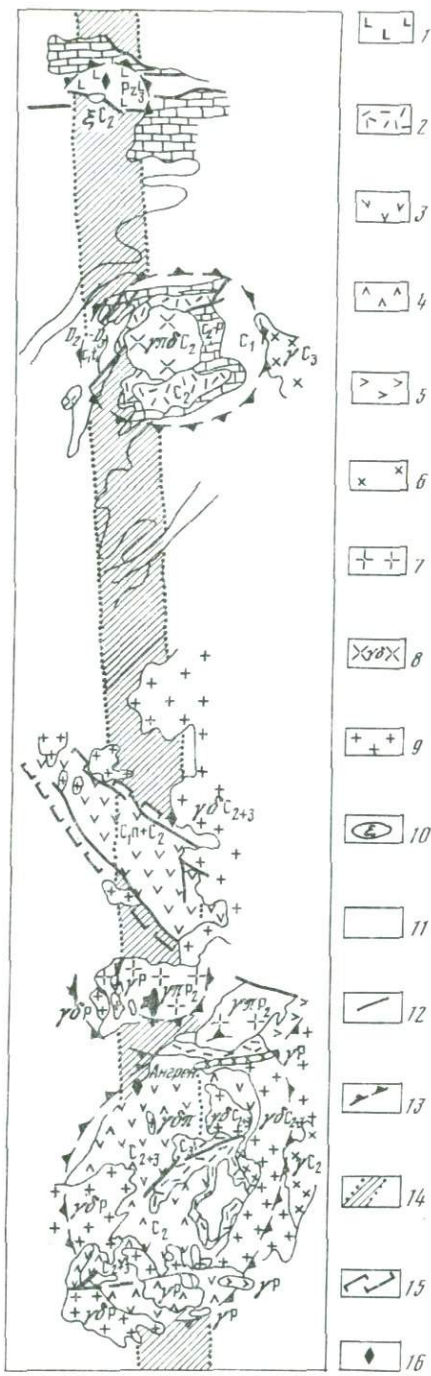


Рис. 20. Тектоно-магматические структуры Лашкерек-Пскемской (Даубабинской) сквозной системы нарушений

Эффузивы: 1 — базальты верхнего палеозоя (PZ<sub>2</sub>), 2 — липариты и дациты верхнего (C<sub>3</sub>) и среднего (C<sub>2</sub>) каменноугольного периода, 3 — дацитовые порфиры (C<sub>1п</sub> + C<sub>2</sub> и C<sub>2+3</sub>), 4 — андезитовые порфиры, 5 — эффузивы смешанного состава, интрузивные породы: 6 — группа гранитов (γP, γP<sub>2</sub>, γC<sub>3</sub>), 7 — группа гранитпорфиров и интрузивных кварцевых порфиров (γP<sub>2</sub>), 8 — граниты и гранодиориты нерасчлененные (γδC<sub>3</sub>), 9 — группа гранодиоритов и диоритов (γδC<sub>3</sub> и γδC<sub>2+3</sub>), 10 — группа пород щелочного ряда (щелочные граниты, сиениты, щелочные габброиды C<sub>2</sub>), 11 — осадочный комплекс, девонская и каменноугольная системы; элементы структуры: 12 — линия тектонических нарушений, 13 — границы кольцевых структур, 14 — сквозная (трансрегиональная система нарушений), 15 — границы Тереклинского грабена, 16 — ареалы трубчатых тел

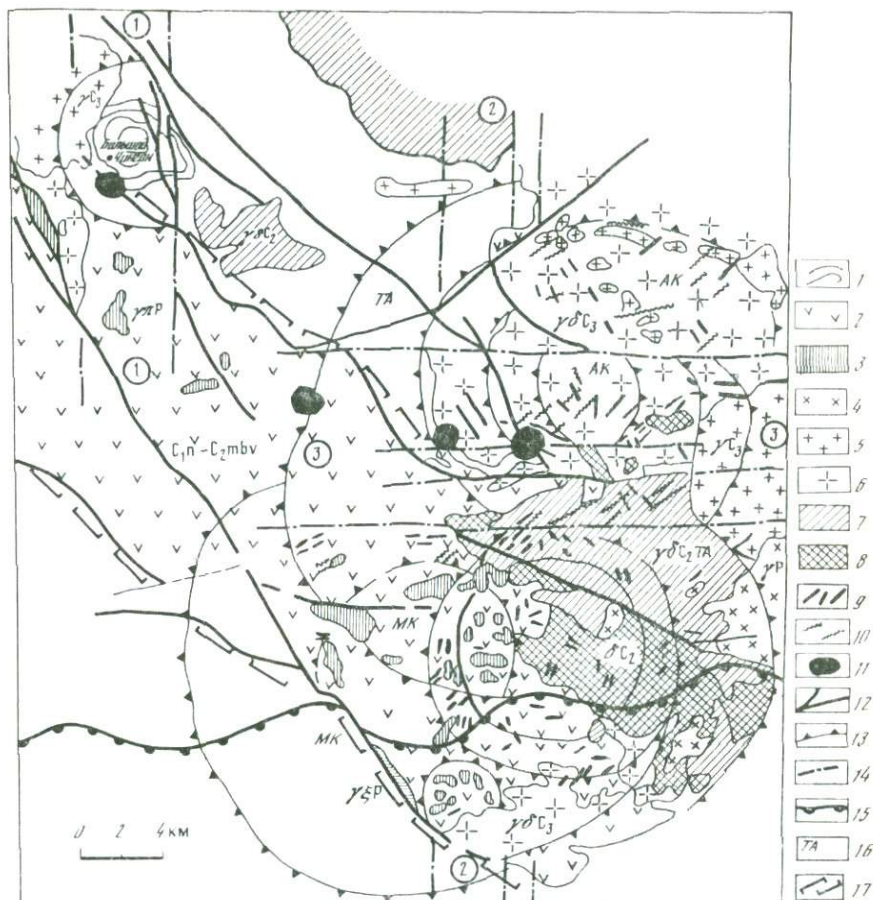


Рис. 21. Геолого-структурная схема Терклинского грабена

Элементы геологической структуры по данным Государственной геологической карты масштаба 1:200 000: 1 — осадочный комплекс нерасчлененный. Границы нормальных стратиграфических контактов, 2 — нижний отдел каменноугольной системы, намюрский ярус — средний отдел. Минбулакская свита. Андезитовые и дацитовые порфириты, туфы и туфолавы, конгломераты. Пермский интрузивный комплекс, 3 — гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры ( $\gamma ПР$ ), 4 — аляскитовые и лейкократовые граниты ( $\gamma Р$ ); позднекаменноугольные интрузивы: 5 — аляскитовые и лейкократовые граниты ( $\gamma С_3$ ); среднекаменноугольные интрузивы: 6 — гранодиориты, адамеллиты и граниты ( $\gamma С_2$ ), 7 — гранодиориты и кварцевые диориты ( $\delta С_2$ ), 8 — кварцевые диориты, диориты и диоритосенииты ( $\delta С_2$ ), 9 — дайки кислого состава, 10 — дайки основного состава, 11 — ареалы распространения трубчатых тел, 12 — линия тектонического контакта; элементы морфоструктуры, отдешифрованные по космическим снимкам: 13 — границы кольцевых структур, 14 — сквозные системы нарушений, 15 — нарушения надвигового типа, 16 — индексы морфоструктур (цифры в кружках — сквозные линейные зоны: 1 — Чимганская, 2 — фрагмент Лашкерек-Пскемской (Даубабинской), 3 — Кошмансай-Кассанская; кольцевые структуры: ТА — Теркли-Арашанская, МК — Музкольская, АК — Акбулакская); 17 — граница Терклинского грабена

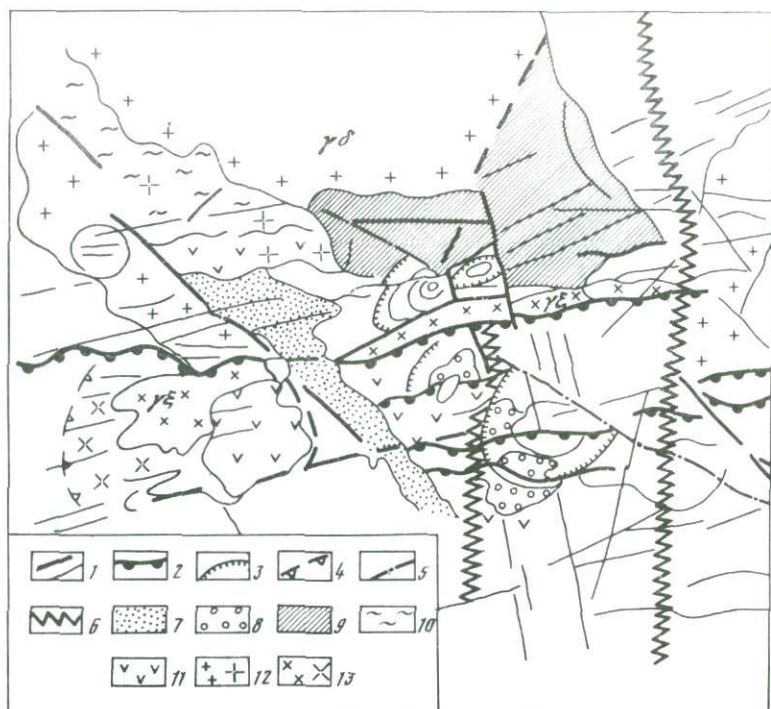


Рис. 22. Схема структурно-геоморфологического дешифрирования участка Кошмансай

1 — линейменты различных порядков; 2 — надвижки; 3 — границы скрытых частей трубчатых и субвулканических тел; 4 — границы скрытых частей интрузивных тел; 5 — оси хребтов; 6 — сквозные зоны; 7—11 — различные типы расчленения рельефа и фототона: 7 — выравненный низменный рельеф, 8 — слабоволнистый западинный рельеф, 9 — серый однородный фототон, 10 — светлый фототон, 11 — светло-серый фототон слабо расчлененный рельеф; 12, 13 — тела интрузии и их скрытые части: 12 — темно-серый пятнистый фототон, 13 — серый пестрый фототон

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ ТРУБКИ КОШМАНСАЙ

Макроскопически среди взрывных брекчий по текстуре и цвету цементирующей массы выделяются разновидности: пестрые и "черные" брекчии с преобладающим стекловатым или кластическим цементом (Таблица III). Эти разновидности имеют общие особенности.

1. Дифференцированные в зависимости от состава размеры обломков, максимальные из которых (десятки сантиметров и даже метры) отвечают глыбам вмещающих известняков, а минимальные (первые миллиметры и доли миллиметров) свойственны чужеродным ксеногенным ксенолитам и ксенокристам.

2. Соотношения количества обломочного материала и цемента обычно 1:1 до 2—3:1.

3. Присутствие в составе цементирующей массы стекловатого магматического цемента, преобладающего в тех или иных разновидностях взрывных брекчий.

4. Высокая степень преобразованности первичного состава пород как ксенолитов, так и цементирующей массы; первичные породообразующие минералы практически не сохранились и узнаются лишь по характерным формам псевдоморфоз. Неизмененные реликты породообразующих минералов и свежего стекла удалось обнаружить лишь с помощью электронного микронзонда и методов аналитической электронной микроскопии.

Наибольший интерес вызывает состав магматического цемента взрывных брекчий. Преобладающий в взрывной брекчии магматический цемент хорошо заметен по его черной окраске и соответственно наиболее распространен в "черных" брекчиях. Его фрагменты, однако, встречаются и во всех других типах брекчий, цементируя тонкокластический обломочный материал. Витровулканит цементирующей массы обладает порфировой структурой и заметным разнообразием микроструктуры — от витрофирсовой до гиалопилитовой и оцеляро-гиалопилитовой. В большинстве реликтов витровулканита объем стекла превалирует над кристаллической фазой.

В стекле в виде псевдоморфоз содержатся фенокристы (I генерация) и более мелкие микролиты (II генерация) оливина, пироксена, флогопита (?), лейцита (?) и санидина, образующие ассоциацию минералов-вкрапленников, свойственных лампроитам. Псевдоморфозы по оливину в характерных для него ромбовидных и призматических сечениях (Таблица IV) имеют широкие опалитовые оторочки, сложенные гематитом, они же фиксируют первичную трещиноватость оливина. Размер фенокристов оливина достигает десятых долей миллиметра, микролитов оливина в основной массе — менее 0,1 мм. Среди фенокристов наряду с одиночными кристаллами встречены сростки двух-трех зерен, образующие так называемые мультиплетные кристаллы. Внутри псевдоморфозы выполнены тонкочешуйчатым хлоритом и карбонатом, обычно преобладающим среди вторичных минералов. Пироксен присутствует в виде псевдоморфоз карбонат-хлоритового тонкозернистого агрегата по призматическим кристаллам фенокристов и микролитов; так же как и оливин, они окружены тонкими опалитовыми каймами. В случаях, достаточно распространенных, полного преобразования пород псевдоморфозы по пироксенам особенно отчетливо заметны в отраженном свете и полированных шлифах (Таблица IV).

В реликтах пироксена среди вторичных минералов удалось количественно охарактеризовать его состав (табл. 20). В сравнении с пироксенами лампроитов кошмансайский пироксен, хотя и попадает в общее поле эндиопсидового состава (по другой номенклатуре [47] — магнезиального авгита), имеет свои отличительные особенности. Его состав является граничным ( $Ca$  (форм. ед.)  $\geq 0,84$  для диопсида) между диопсидом и авгитом, кристаллохимическая формула минерала отвечает диопсид-салиту (см. табл. 20). Основное отличие их от

Таблица 20

Химический состав (в мас. %) породообразующих минералов взрывной брекчии трубки Кошмансай

Окислы	Пироксен	Полевые шпаты										Амфибол
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	51,37	61,75	64,21	60,88	60,96	62,27	63,83	66,52	54,48	53,35	49,52	49,45
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,18	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	20,11	18,67	18,77	19,09	20,11	22,40	17,02	29,82	26,85	30,28	4,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	1,13	1,18	0,50	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,12	0,38	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	—
FeO	10,99	2,45	1,83	3,55	1,33	—	—	—	0,42	0,97	4,08	13,83
MgO	13,35	0,05	0,30	0,46	0,44	0,15	0,08	0,09	0,27	0,13	0,25	15,51
CaO	21,56	0,27	0,11	1,02	2,39	0,22	0,97	0,59	10,59	9,50	10,69	12,69
MnO	0,21	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,54	0,50	0,46	3,87	3,03	3,26	5,14	4,45	4,21	3,84	0,69
K <sub>2</sub> O	0,05	13,32	13,00	13,62	10,28	11,07	8,74	7,22	0,23	0,20	0,42	0,64
Сумма	99,21	98,80	99,00	99,68	99,71	98,03	100,62	97,94	100,26	95,31	99,08	98,04

Пр и м е ч а н и е. Все железо в виде FeO (ан. 6—8) или Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (ан. 1—5, 9—11); 1 — реликты вкрапленника пироксена в стекловатой матрице, 2—4 — калиевый полевой шпат, 5—8 — калий-натриевый полевой шпат, 9—11 — плагиоклаз, 12 — актинолит-тремолит (кроме того, NiO 0,09%).

лампроитовых пироксенов заключается в высоких содержаниях Al, примерно на порядок превышающих таковые для лампроитов. Это обуславливает полное насыщение тетраэдрических позиций в отличие от лампроитовых пироксенов, характеризующихся дефицитом Al<sup>IV</sup> [94]. Содержание жадеитового минала в кошмансайском пироксене невелико (0,27% Na<sub>2</sub>O), определена примесь K<sub>2</sub>O (0,05%).

Псевдоморфозы узкопризматического до чешуйчатого габитуса, по-видимому, принадлежат первичной слюде, возможно флогопиту. Встречены также псевдоморфозы по более крупным кристаллам — фенокристам гексагональных сечений, похожих на кристаллики первичной магматической слюды (Таблица IV). Аналогичные более мелкие (0,1 мм) гексагональные псевдоморфозы по флогопиту (?) распространены во вкрапленниках II генерации.

В стекле встречаются отдельные псевдоморфозы микровкрапленников округлой и овальной, реже восьмиугольной формы, а также подобных мелких микролитов. Предположительно это псевдоморфозы по лейциту. Псевдоморфозы выполнены мелкочешуйчатым серицитом, хлоритом, карбонатом и кварцем, редко содержат концентрически-зонально распределенные гидроокислы железа. Встречен овальный фенокристалл лейцита (?) с крестообразно расположенным карбонатом внутри, что может быть связано с унаследованием свойственного лейциту скелетного строения зерен.

Санидин чаще, чем остальные щелочные минералы, присутствует в составе стекла. Его выделения в числе фенокристаллов и микролитов основной массы в своем большинстве замещены вторичными минералами и узнаются по таблитчатой форме кристаллов, морфология которых определяется сочетанием граней призмы и пинакоида. Среди микролитов удалось обнаружить фрагменты свежего санидина, представленного несдвоенными прозрачными зернами. По химическому составу санидин отличается высокими содержаниями натрия и железа (см. табл. 20), что в целом свойственно этому минералу из лампроитов [210].

Высокоглиноземистые роговые обманки диагностированы в результате дифрактометрических исследований черного стеклового базиса пород. При микроскопических исследованиях они обнаруживаются крайне редко в виде ксеногенных кристаллов с опалитовыми каймами. В измененных эксплозивных брекчиях участка Кошмансай широко распространены вторичные амфиболы ряда тремолит-актинолита, ассоциирующие с перекристаллизованным кальцитом, эпидотом и другими минералами гидротермально-метасоматического происхождения. По составу кошмансайские тремолит-актинолиты отличаются от аналогичных амфиболов широко, распространенных во многих типах метасоматитов, присутствием заметных количеств щелочей (при K<sub>2</sub>O > Na<sub>2</sub>O) и алюминия (см. табл. 20). Это приближает их к роговым обманкам, однако принятые граничные содержания Na < 0,5 и Al<sup>IV</sup> < 0,5 форм. ед. [47] позволяют отнести рассматриваемые минералы к группе тремолита.

Количественные соотношения минералов-вкрапленников в стекло-

ватом витровулканите варьируют в зависимости от типа вулканических брекчий. В "черных" брекчиях заметно преобладают оливиновые разности, а в пестрых мелкообломочных с бурым стеклом — флюопитовые.

Стекловатая составляющая витровулканита цемента брекчий представляет собой непрозрачную черную криптокристаллическую массу, перекристаллизованную до тонкозернистого агрегата с большим количеством магнетита. Тонкозернистые агрегаты последнего, в разной степени замещенные гематитом, подчеркивают флюидальность стекловатого базиса "черных" брекчий. Не известно, является ли подобный магнетит позднемагматической фазой расплава, как то имеет место в некоторых современных изливаниях лав базальтоидов, или его образование связано с постмагматической девитрификацией стекла. Определенно можно утверждать лишь, что внутри таких прожилково-струйчатых скоплений магнетита в стекле обнаруживаются реликты хромшпинелидов.

Дезинтеграция черного витровулканита связана с процессами карбонатизации и последующими хлоритизацией, амфиболизацией, эпидотизацией и другими видами постмагматических замещений. Карбонат пропитывает и обломки стекла, замещая вместе с другими минералами заключенные в нем порфиновые вкрапленники. Среди такого вторичного тонкодисперсного агрегата в процессе электронно-микроскопических исследований удалось обнаружить реликты неизмененного стекла, химический состав которого приведен в табл. 21. По составу стекла разбиваются на две группы — мало-железистые высококальциевые и с повышенной железистостью, с соотношением щелочности, отвечающей  $K_2O > Na_2O$ . Стекла высокоглиноземистые, сравнительно кислые ( $SiO_2$  65,8%) и умеренно-кислые ( $SiO_2$  60,8%). Если учесть, что для стекловатого цемента черных брекчий характерно обособление собственно железистых фаз магнетита, почти нацело мартитизированного, то общая повышенная железистость становится определяющей особенностью стекол, состав которых в целом отвечает средним породам и близко кварцевым латитам — дифференциатам субщелочного ряда трахибазальт—трахиандезит—латит. В рассматриваемом случае мы сталкиваемся с нетривиальным фактом присутствия ассоциации фенокристов (оливин, пироксен, флогопит, санидин), отвечающих щелочно-базальтоидной высококальциевой или лампроитовой серии пород, в стекле среднекислого состава с повышенной железистостью.

Отличительная особенность стекловатой матрицы взрывных брекчий — ее высокая пористость, наличие мелких пустот и миндалин, что свидетельствует о высокой флюидонасыщенности пород. Одним из признаков действительного участия флюидов в эруптивную стадию становления трубчатого тела является наличие индикаторной минеральной ассоциации самородных металлов и карбидов [57].

Среди самородных металлов диагностированы самородное железо, кобальт, никель, свинец, олово, цинк, медь и ее разновидности с примесями серебра, цинка, железа, кобальта. Подавляющее боль-

Таблица 21

Химический состав (в мас. %) реликтов неизмененного стекла  
в черной брекчии (трубка Кошмансай)

Оксиды	Калиевые стекла ( $n = 10$ )		Калий-натриевые стекла ( $n = 11$ )	
	пределы колебания	среднее	пределы колебания	среднее
SiO <sub>2</sub>	59,47—72,18	65,81	59,46—62,24	60,81
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00—0,42	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,41—24,68	21,94	18,05—21,11	19,88
CaO	0,00	0,00	2,62—3,45	2,98
FeO	0,35—7,38	3,53	7,30—11,56	9,19
MnO	0,00	0,00	0,39—0,81	0,65
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,69—3,11	1,98
K <sub>2</sub> O	4,87—11,62	8,73	3,84—4,83	4,29
S	0,00	0,00	0,00—0,17	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00—0,09	0,01
Сумма		100,01		99,72

Примечание. По данным энергодисперсионного анализа (приставка Kevex к электронному микроскопу); нормировано до 100% (аналитик А.В. Мохов).

шинство самородных металлов обнаружено в тяжелых фракциях протолочек пород, реже — непосредственно в полированных шлифах, что дало возможность детально их исследовать с помощью рентгеноспектрального анализа. Количество зерен самородных металлов в пробах незначительно (< 1%) и обычно исчисляется единицами и десятками знаков.

Самородное железо присутствует в форме мелких (десятики-сотни микрон, реже — 0,1—0,2 мм) выделений в составе девитрофицированной стекловатой матрицы черных брекчий. Характерно нахождение мелких зерен самородного железа в матрице, обогащенной силикатным веществом, либо в трещинах, секущих зерна хромшпинелидов. Состав примесей в самородном железе (табл. 22) при этом зависит от условий его локализации. Зерна, располагающиеся в силикатной матрице черных брекчий, обогащены кремнием (0,1—3%), а присутствующие в трещинах, секущих хромшпинелиды, — хромом и никелем. К примесям, постоянно встречающимся в самородном железе, относятся Mn и V. Отметим, что набор примесей, устанавливаемых в самородном железе, идентичен таковым для оксидов железа и хрома (магнетита и хромшпинелидов), распространенных в тех же породах.

Примеси титана практически отсутствуют (см. табл. 22). Вместе с тем в одном из изученных зерен самородного железа обнаружены включения, содержащие повышенные количества Ti и V (Таблица V, б). Эти мелкие 20—30 мкм кубические кристаллы по характерной морфологии и составу отнесены к хамрабаевиту (карбид титана (Ti, V)C).

Таблица 22  
Химический состав (в мас. %) самородного железа

Элементы	1	2	3	4
Fe	92,27 (92,09—92,44)	68,23	49,70	97,27
Mn	0,30 (0,32—1,09)	0,93	1,15	1,04
Si	2,04 (0,92—2,94)	0,77	0,44	0,26
Cr	0,57 (0,40—0,78)	16,81	20,37	0,00
Ni	0,17 (0,06—0,09)	8,86	19,95	0,00
V	0,11 (0,01—0,28)	0,03	0,03	0,00

Примечание. Ан. 1 — среднее; в скобках — пределы колебания для 3 зерен; ан. 4 — кроме того, Ti 0,01%, Cu 0,09%.

Самородное железо содержит также неправильной формы тончайшие прожилки, сложенные ванадийсодержащим магнетитом (кулсо-нитом). Форма прожилка близка к форме, свойственной интерстициальным сегрегациям вещества (Таблица V, б).

Самородные никель и кобальт относятся к редким металлам; находки их единичны. Самородный никель в виде удлиненного выделения установлен в трещине, секущей измененный гранат. По данным рентгеноспектрального анализа содержание Ni в нем близко к 100%. Самородный кобальт в сростании с когенитом и в виде мельчайший отдельных микронных зерен присутствует в черном цементе брекчий.

Самородные свинец и олово всегда встречаются в совместных сростках. Характер сростков отвечает эвтектондным сростаниям двух металлов. На их дебаеграммах отчетливо фиксируются отражения, свойственные как Pb, так и  $\beta$ -Sn (низкотемпературной модификации металла). Эти металлы встречены только в тяжелых фракциях протолок.

Самородный цинк в виде мелких чешуек серого цвета также обнаружен только в тяжелой фракции протолок. Он диагностирован методом рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов, полученная дебаеграмма аналогична эталонной. Из примесей в самородном цинке установлен в малых количествах Cu (табл. 23).

Самородная медь и ее разновидности относятся к числу наиболее распространенных металлов. Мелкие (сотые доли миллиметра) неправильной формы зерна самородной меди присутствуют в девитрофицированном стекле черных, реже пестрых брекчий; они заполняют миндалины в участках пористого стекла, а их прожилковидные скопления секут мелкие ксенолиты известняка в брекчии.

По химическому составу (см. табл. 23) выделяется несколько разновидностей самородной меди. К одной из них отнесена медь с малым количеством примеси Zn (2—5%), к другой — с весьма значительными содержаниями той же примеси (35—36%). Внешне зерна самородной меди этих разновидностей отличаются друг от друга по цвету — медно-красному, типичному для меди, часто с темной побежалостью на поверхности зерен для первой и золотисто-желтому, весьма напоминающему цвет самородного золота — для второй.

Третья разновидность самородной меди является новой, ранее неизвестной серебристо-цинкистой. Содержание примесей цинка составляет 21—28%, примесей серебра — 13—55%. При всех вариациях в содержании примесей их атомные соотношения выдерживаются достаточно четко, определяясь стехиометрическими соотношениями, отвечающими формуле  $(Cu_{3-6}Ag_{1-4})_7Zn_3$ . По всей видимости, эта разновидность представляет собой интерметаллическое соединение меди, серебра и цинка.

Четвертая разновидность самородной меди по составу — кобальтисто-железистая. Содержания примесей Со составляют 1—2,5%, Fe — 0,3—1% (см. табл. 23), примеси Zn очень невысокие (сотые доли процента). До конца не выяснено, насколько указанные примеси являются структурными, т.е. входят в состав твердого раствора на основе меди. Не исключено, что они фиксируются в мельчайших включениях собственных минеральных фаз — когените и самородном кобальте, присутствующих в том же образце, иногда в сростках с самородной медью.

Графит встречается в черных и пестрых брекчиях участка Кошмансай, он был обнаружен в концентратах этих пород и в остатках после термохимического разложения проб. Непосредственно в образцах примазки графита встречены по тонким сколам, секущим измененные ксенолиты известняка из черной брекчии. Морфологически графит представлен необычной для природных парагенезисов волокнистой разновидностью с включениями хромистого железа со своеобразной глобулярной структурой (Таблица VI, в). Во включениях внутри графита присутствуют также мельчайшие кубические кристаллы хамрабаевита.

Диагностика волокнистого графита подтверждена рентгеноструктурным анализом, его дебаеграмма полностью аналогична эталонной.

Среди карбидов в числе аксессуарных минералов взрывчатых брекчий участка Кошмансай диагностированы муассанит, хамрабаевит, когенит и карбид вольфрама. Все эти минералы относятся к редким, присутствующим в пробах в единичных знаках. Муассанит является ксеногенным минералом, тогда как когенит и карбид вольфрама входят в состав минеральной ассоциации самородных металлов.

Хамрабаевит (Ti, V)C был обнаружен во включениях в самородном железе и графите и визуализирован на картинах сканирования в характеристических лучах Ti и V (Таблица V, б).

Когенит  $(Fe, Co)_3C$  встречен в девитрофицированном стекле черной брекчии и в кальцитовых сегрегациях в составе последней. Образует мелкие неправильной формы зерна; обнаружены псевдоморфозы когенита по вкрапленникам пироксена и флогопита (?) магматического цемента черной брекчии (Таблица IV, б). Среди кальцитовых сегрегаций когенит развивается в виде тонкозернистого агрегата зерен треугольных и шестиугольных сечений.

По составу (табл. 24) когенит отличается присутствием незначительных примесей кобальта (сотые доли процента).

Таблица 23  
Химический состав (в мол. %) самородных меди и цинка

Элементы	1	2	3
Cu	92,58 (88,15—98,18)	51,59 (50,96—55,93)	25,76 (19,92—32,09)
Zn	3,73 (2,52—4,76)	27,85 (27,21—28,39)	23,00 (21,41—24,34)
Ag	0,03 (0,00—0,10)	19,27 (13,87—24,90)	49,82 (48,10—55,61)
Co	—	—	—

Примечание. В скобках — пределы колебаний.

Таблица 24  
Химический состав (в мас. %) карбидов  
из взрывчатой брекчий (трубка Кошмансай)

Элементы	Когенит		Карбид вольфрама		
	пределы колебаний (n = 5)	среднее	пределы колебаний (n = 3)	среднее	n = 1
	1	2	3	4	5
Fe	93,61—94,26	93,80	1,03—5,38	2,59	0,82
Co	0,01—0,06	0,04	1,54—3,50	2,58	0,47
W	—	—	83,96—86,31	85,07	90,55
Zn	—	—	0,05—0,09	0,07	—
Cu	—	—	—	—	1,06

Примечание. 1—4 — по данным микрорентгеноспектрального анализа (Сатеса, MS-46), аналитик Т.И. Голованова, 5 — по данным энергодисперсионного анализа, аналитик Р.В. Боярская.

Карбид вольфрама (см. табл. 24) представлен его кобальтисто-железистой разновидностью (W, Co, Fe)C. Встречается в пятнообразных скоплениях дезинтегрированных зерен треугольных и клиновидных сечений и в виде дендритов, срастающихся с когенитом в стекловатом цементе брекчий. Содежания примесей Co составляют 1,5—3,5%, Fe — 1—5% (см. табл. 24). Присутствуют незначительные по содежаниям примеси цинка (сотые доли процента). Одной из трудных задач является отнесение карбида вольфрама к природным образованиям, поскольку известно, что многие марки твердых сплавов, применяемые в буровых коронках и режущих инструментах, изготовлены на основе WC. Однако сравнение состава твердых сплавов, употребляемых в промышленности, с тем парагенезисом, который характерен для описываемого карбида вольфрама, показывает, что в данном случае вряд ли мы имеем дело с техногенным загрязнением. Современные литые и наплавочные твердые сплавы (стеллиты и сормаиты разных типов), помимо W, Co, Fe, обязательно содержат десятки процентов Cr, отсутствующего в природных образцах. Так называемые металлокерамические твердые сплавы, получаемые порошковой металлургией, по составу вольфрамово-кобальтовые, титано-вольф-

4	5	6	7
59,38 (57,70—61,05)	92,62	93,26	0,02 (0,01—0,05)
35,78 (35,45—36,02)	0,04	0,07	93,88 (93,43—94,47)
—	—	—	—
—	2,54	0,96	—

лургией, по составу вольфрамово-кобальтовые, титано-вольфрамо-кобальтовые, титано-тантало-вольфрамовые, а наиболее твердо-сплавные композиты, в том числе и экспериментальные, изготавливаются с применением более дешевых, чем вольфрам, металлов. Помимо состава ассоциирующих с природным WC минералов, отличия заключаются в формах выделения карбида вольфрама. Искусственный карбид вольфрама образует эвтектичные сростки WC + W<sub>2</sub>C в литых и наплавочных сплавах и мельчайшие (микронных размеров) обломки неправильной формы в металлокерамике, изготовленной методом прессования в технологиях порошковой металлургии. В заключение отметим, что на участке Кошмансай буровые работы не проводились ни до начала наших исследований, ни в процессе разведочных работ, осуществленных в последнее время Чаткальской ГРЭ.

Отличительная особенность рассматриваемых самородных металлов — высокая степень дисперсности их выделений в девитрофицированной матрице взрывчатых брикетов, тонкие сростки друг с другом и образование псевдоморфоз по магнезиальным силикатам вкрапленников (Таблица III, а).

В цементирующей массе взрывчатых брикетов заключены многочисленные ксенолиты вмещающих известняков, осадочных и метаморфогенных пород эффузивов и других типов коровых пород.

Обломки известняков представлены разнообразными фаціальными разновидностями: средне-тонкослоистыми серыми; темными детритусовыми и обломочно-детритусовыми; органогенными, переполненными остатками фораминифер, а в некоторых обломках содержащих одиночные кораллы; оолитовыми. Обломки известняков обнаруживают признаки контактового воздействия, особенно интенсивного, когда они заключены в черном стекловатом цементе. Преобразования заключаются в перекристаллизации вблизи тектонических контактов с предварительным дроблением и укрупнением зерен карбоната по периферии обломков и частичном растворении карбонатов с перетолжением их в сегрегационные прожилки, линзы и пятнообразные скопления крупнозернистого кальцита.

В ассоциации с крупнозернистым кальцитом присутствуют амфиболы и магнетит. Длиннолучистые агрегаты бесцветного (тремолит) или слабоокрашенного (тремолит-актинолит) амфибола прорастают зерна кальцита; они наиболее обильны в краевой части пере-

кристаллизованных обломков. Магнетит в виде рассеянной вкрапленности октаэдрических кристаллов размером до первых миллиметров концентрируется в линзовидных скоплениях крупнозернистого кальцита.

Обломки и ксенолиты эффузивных пород распространены в составе пестрых брекчий, где их количество местами превышает количество прочих пород обломочной части брекчий. Эффузивные породы по текстуре и характерному облику псевдоморфоз по вкрапленникам подразделяются на несколько типов.

Плаггиоклаз-пироксен-амфиболовые порфириты с изменчивыми соотношениями плаггиоклаза, пироксена и амфибола в числе вкрапленников наиболее распространены в составе обломков из пестрых брекчий. Указанные породы в некоторых обломках обнаруживают миндалекаменное сложение с округлыми миндалинами, заполненными хлоритом (с периферии), карбонатом и кварцем (в своих центральных частях). Эти полевошпатовые безоливиновые породы по характерной для них текстуре могут быть отнесены к андезитам и андезито-базальтам. Присутствующие в их составе минералы нередко сохраняют реликты неизмененного вещества, благодаря чему по оптическим характеристикам удается диагностировать олигоклаз, андезин и андезин-лабрадор среди плаггиоклазов, авгит среди пироксенов и роговую обманку среди амфиболитов. В отличие от порфировых вкрапленников вулканического стекла указанные цветные минералы чаще всего замещаются тонкочешуйчатым хлоритом, опалитовые каймы на зернах отсутствуют. Основная масса таких пород обычно нацело преобразована, и не ясно, являлась ли она первоначально гиалопилитовой. В ряде шлифов в основной массе удастся заметить реликты лейстовидного плаггиоклаза с элементами трахитовой структуры. Подобные породы обнаруживают черты сходства с покровными вулканитами.

Эффузивы кислого состава встречаются в числе ксенолитов значительно реже, макроскопически они представлены красновато-бурыми обломками угловатых или прямоугольных очертаний размером до 1 см. Эти породы практически нацело преобразованы, и их первичный состав реконструируется по наличию мелких вкрапленников кварца, разложенных темноцветных минералов на месте которых образуются пятнообразные скопления вторичного амфибола, эпидота и хлорита и кварц-карбонатных псевдоморфоз по призматическим вкрапленникам, вероятно, принадлежащим плаггиоклазу. Предполагаемый состав пород — дацитовый или риодацитовый. К числу кислых эффузивов следует отнести макроскопически наблюдаемые обломки серого и светло-серого цвета с различной порфировой структурой. К тому же типу эффузивов кислого или среднего состава относятся ксенолиты пузырчатых лав с многочисленными мелкими округлыми миндалинами, заполненными кварцем и тонкозернистой основной массой, состоящей из кварца, карбоната, полевого шпата, хлорита и эпидота.

К числу ксенолитов осадочных, туфогенно-осадочных и метаморфогенных пород принадлежат мелкие (1 см) остроугольные об-

130

ломки песчаников и алевролитов, тонкообломочных пепловых туфов и роговиков. Темно-серые с тонкой вкрапленностью сульфидов ксенолиты песчаников и алевролитов (размером до 10 см) характеризуются кварц-полевошпатовым составом с глинистым цементом. Отдельные обломки бурых тонкообломочных пепловых туфов имеют типичную пепловую микроструктуру с остроугольными обломками, в отличие от дезинтегрированного пеплового цемента взрывчатых брекчий они микрослоистые. Обломки роговиков сложены тонкозернистым, существенно кварцевым, иногда с примесью полевого шпата агрегатом с типично роговиковой микроструктурой. Хотя все обломки роговиков аналогичны по составу и микроструктуре, в некоторых из них можно видеть реликтовые структуры догоровиковых пород: цепочки зерен рудного минерала, секущие зерна кварца и обозначающие реликтовую полосчатость. Можно предположить, что роговики образовались по породам разного состава; поскольку роговики отсутствуют в непосредственной близости от трубчатого тела, и их источником, вероятно, послужили нижележащие породы.

Встречены также крайне редкие ксенолиты кварц-полевошпатовых гранулитов. Кварц и полевой шпат в их составе присутствуют в виде тонкозернистого агрегата с элементами сланцеватости, по плоскостям сланцеватости располагаются игольчатые выделения силлиманита. Этот тип гранулитов, вероятно, относится к нижнекоревым метаморфогенным образованиям.

Ксенолиты глубинных пород в отличие от прочих представителей обломочного материала брекчий обладают округлой или овальной формой и исключительно мелкими размерами — не более 0,5 см в поперечнике. Они отличаются также первичной крупнозернистой структурой, сохранившейся в участках с видимыми под микроскопом вторичными псевдоморфозами по первичным минералам. По составу среди глубинных ксенолитов выделяются пироксен-оливиновые породы, представляющие перидотиты (Таблица II, а), и породы, которые можно отнести к пироксенитам. Как и все породы, слагающие взрывчатые брекчи, они практически нацело изменены. Фрагменты неизмененного состава принадлежат хромшпинелидам, относящимся к хромпикотитам из включений в перидотитах и к цинковым алюмохромитам, заключенным в пироксенитах. Реликтов первичных силикатов обнаружить не удалось. Перидотиты и пироксениты замещены тем же сложным минеральным комплексом новообразованных минералов, что и все остальные породы брекчий.

Наряду с ксенолитами, глубинных пород в цементирующей массе брекчий присутствуют ксенокристаллы разнообразного состава. Все они характеризуются обломочной формой зерен, превосходящих по крупности зерна минералов-вкрапленников в 2—3 раза. Среди ксенокристаллов по характерным формам псевдоморфоз обнаружены оливин и хромшпинелиды, источником которых, вероятно, послужили дезинтегрированные глубинные ксенолиты. Как и оливин фенокристов, ксеногенный оливин окружен опацитовыми каймами; окислы и гидроокислы железа нередко замещают и центральную часть псевдоморфоз по оливину. Осколки ксеногенных кристаллов хром-

Таблица 25  
Химический состав (в мас. %) хромпикотитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,53	0,45	2,03	1,43	1,40	0,75	0,48	—
SiO <sub>2</sub>	0,11	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	—	—	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,60	26,97	23,79	28,54	36,99	36,51	18,76	20,98	15,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,28	24,58	31,43	26,90	22,02	20,61	41,52	41,33	49,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,72	14,11	10,92	11,70	7,72	9,98	10,34	8,80	4,90
FeO	23,29	29,07	26,18	18,53	15,29	14,85	13,32	13,20	12,97
MgO	16,57	3,22	4,90	11,71	14,33	14,44	13,66	14,14	13,18
MnO	1,38	1,85	1,62	0,13	0,04	0,10	0,23	0,17	0,25
CaO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	—	—	—
ZnO	0,27	0,83	0,58	0,01	0,00	0,00	0,05	0,02	—
NiO	—	—	—	—	—	—	0,22	0,17	0,15
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,16	0,19	0,23	0,18	0,25	—	—	0,12
Сумма	98,83	101,12	100,13	99,78	98,02	98,14	98,85	99,39	96,88

Примечание. Характер выделений: 1—11 — незональные образования (1—3 — обломки кристаллов без кристаллографической огранки, 4—10 — обломки кристаллов октаэдрической, реже ромбодекаэдрической формы, 11 — идиоморфные октаэдрические кристаллы); 12—14 — зональные зерна (12, 14 — ядро, 13 — краевая

шпинелидов иногда обнаруживают признаки оплавления и частичного растворения, более мелкие сохраняются в идиоморфных октаэдрических и кубооктаэдрических формах кристаллов или в реликтах среди магнетита [56].

Подавляющее большинство выделений хромшпинелидов зонально, темные центральные части их (ядра) обрастают одной-двумя более светлыми внешними зонками. По составу изученные шпинелиды разбиваются на две большие группы. В первую группу входят хромшпинелиды, состав которых варьирует от хромпикотитов до алюмомагнхромитов (номенклатура хромшпинелидов дана согласно [47]). Размер зерен варьирует от 0,05 до 0,5 мм. По форме выделений и типу зональности можно различить следующие разновидности (табл. 25, Таблицы VI, VII).

1. Незональные кристаллы и их обломки октаэдрического, реже ромбодекаэдрического габитуса, иногда уплощенные кристаллы со слабо округлыми очертаниями их треугольных сечений. По составу отвечают магнезиальному хромпикотиту с наиболее высокими по сравнению с прочими разновидностями содержаниями MgO (~13%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~26%) и соответственно наиболее высокими содержаниями шпинелевой компоненты (MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> до 63 мол. %). Содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> невелики (20—49%), отношения Cr/(Cr + Al) и Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>) в среднем равны соответственно 0,46 и 0,32. Среди октаэдрических кристаллов встречается высокохромистая шпинель, отвечающая магнхромиту с высо-

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	1,02	0,08	0,65	0,00	0,43	0,68	0,73	0,03	0,90	0,87
	—	0,00	0,02	0,15	—	0,00	0,11	0,00	0,13	0,00
	26,26	4,25	20,17	0,34	14,18	8,54	6,24	24,69	3,59	3,52
	33,63	64,37	38,64	0,03	49,42	52,35	53,87	40,76	51,52	52,64
	8,82	2,18	9,99	66,90	2,53	10,18	10,49	0,00	8,81	13,61
	14,69	17,81	20,55	32,94	18,60	15,90	17,68	14,45	21,21	19,09
	13,58	10,25	9,87	0,05	9,35	11,21	9,52	13,45	5,69	8,54
	0,15	0,34	0,85	0,03	0,26	0,17	0,17	0,13	0,19	0,28
	—	0,01	0,01	0,03	—	0,01	0,04	0,00	0,05	0,00
	0,01	0,24	0,20	0,02	0,04	0,07	0,07	0,26	0,14	0,15
	—	—	0,18	0,05	0,08	—	—	—	—	—
	—	—	0,01	0,00	0,05	—	—	—	—	—
	—	0,16	0,18	0,12	0,20	0,09	0,09	0,11	0,12	0,11
	98,16	99,69	101,32	100,63	96,14	99,20	99,01	98,88	92,39	98,81

часть); 15—19 — симплектитовые сростки (15, 17 — ядро, 18 — промежуточная зона, 16—19 — краевая зона). Фазы: 1—3, 12, 14 — железистый хромпикотит, 4—10, 17 — магнезиальный хромпикотит, 11 — магнохромит, 13 — магнетит, 15, 16, 18 — алюмомагнохромит, 19 — алюмомагноферрихромит.

ким отношением  $Cr/(Cr + Al) = 0,91$  и низким  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) = 0,17$  (см. табл. 25, ан. 11).

2. Обломочные зональные зерна магнезиального хромпикоита с каймами из симплектитовых сростков силикатов с алюмомагноферрихромитом во внешней кайме и алюмомагнохромитом в промежуточной зоне (см. табл. 25, Таблица VII, в, г). При средних размерах зерен 0,2 мм ширина промежуточной зоны составляет 0,01—0,02 мм. Границы между зонами резкие прямолинейные, подчеркиваются не только изменениями в содержаниях Mg, Al, Cr, Fe, но и изменениями в структуре симплектитовых сростков — тонкозернистых в промежуточной зоне и более грубых во внешней кайме (Таблица VIII). В одном из зерен в его промежуточной зоне микроструктура сростаний хромшпинелидов с пластинчатыми ламеллями силикатов, расположенных под углом примерно  $30^\circ$  к поверхности зерна, напоминает структуру распада твердого раствора, тогда как в краевой зоне симплектитовые сростки ориентируются нормально, что свойственно структурам совместного роста минералов (Таблица VII, г). Помимо зональных выделений с массивным ядром, встречаются отдельные зерна неправильной формы, состав и тонкопластинчатая внутренняя структура которых отвечает промежуточным зонам симплектитовых сростков (см. табл. 25, ан. 15, 16).

В рассматриваемых породах первичные силикаты, с которыми хромшпинелиды образуют симплектитовые сростки, не сохранились

вследствие более поздних замещений тонкодисперсными вторичными образованиями; по данным микрондового анализа силикатная составляющая по сравнению с хромшпинелидами обогащена Ca и Si и, возможно, представлена пироксенами.

3. Незональные зерна неправильной формы без признаков кристаллографической огранки относятся по составу к железистому хромпикоиту, магнезиальность которого более чем в 2 раза меньше, чем у магнезиального хромпикоита, при прочих примерно одинаковых основных параметрах состава (см. табл. 25). Меняется соотношение примесных компонентов: заметно падает содержание  $TiO_2$  (в среднем 0,45% против 1,02% для магнезиального хромпикоита), увеличивается — ZnO (в среднем 0,58% против 0,01%) и MnO (в среднем 1,62% против 0,15%).

4. Сложнозональные образования с центральной частью, выполненной хромпикоитом (и его железистой разновидностью), и краевой зоной, представленной магнетитом, частично мартитизированным. Между центральной и краевой зонами присутствует промежуточная невыдержанной толщины от 0,001 до 0,02 мм, заметно обогащенная цинком и марганцем.

Хромшпинелиды первой группы, таким образом, представлены магнезиальными хромпикоитами с характерными для них хорошо ограниченными формами выделений, иногда уплощенными или раздробленными, и железистыми хромпикоитами в более мелких ксеноморфных зернах. По-видимому, это две разные генерации: более ранний кумулятивный хромшпинелид с равновесным габитусом кристаллов, свойственным ранней стадии их кристаллизации в магматическом расплаве, и более поздний интеркумулусный хромшпинелид. Этот вывод подтверждается разным типом зональности зерен: с симплектитовыми каймами вокруг магнезиального хромпикоита, свидетельствующими о том, что дорастание его кристаллов происходило одновременно с кристаллизацией силикатных фаз расплава, с магнетитовыми каймами вокруг железистого хромпикоита, образующегося в позднемагматическую стадию, когда ресурсы магматического расплава для кристаллизации уже были исчерпаны. Подтверждением этому служат некоторые зерна зональных хромшпинелидов со структурой типа "атолловой шпинели", где хромпикотитовое ядро отделено от магнетитовой каймы силикатной зоной.

Коэффициенты парной корреляции между элементами, входящими в хромпикриты [56], показывают наличие изоморфных замещений  $Mg \rightarrow Fe^{2+}$  (Zn, Mn), отображенное в составах магнезиальных и железистых хромпикоитов, обособленных в кумулятивных и более поздних интеркумулусных выделениях, а также  $Al \rightarrow Cr^{3+}$ , реализуемых в трендах изменения составов зональных магнезиальных хромпикотитов с симплектитовыми оторочками. Понижение содержания  $Al_2O_3$  в краевых частях магнезиальных хромпикоитов наилучшим образом объясняется захватом алюминия силикатными фазами (оливином, пироксенами и др.), массовая кристаллизация

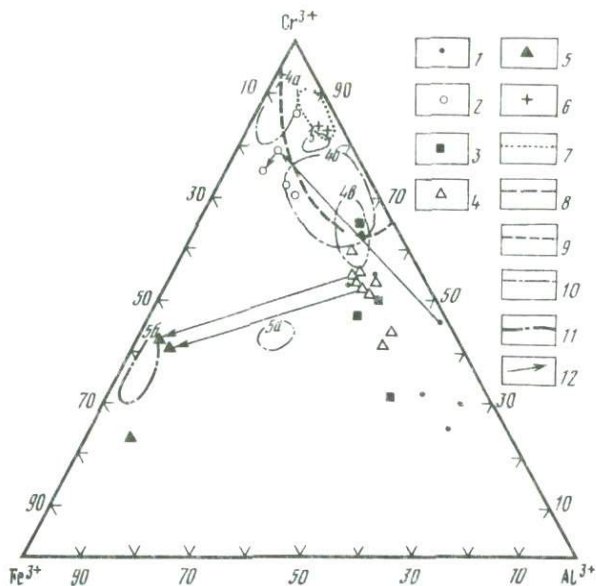


Рис. 23. Диаграмма составов хромшпинелидов в координатах  $Fe^{3+}$ ,  $Cr$ ,  $Al$  (в ат.%)

1—5 — хромшпинелиды из лампронтоподобных пород: 1 — магнезиальные хромпикотиты, 2 — алюмомагнхромиты, 3 — железистые хромпикотиты, 4 — цинковые хромшпинелиды (4а, 4б, 4в — поля составов из коматитов Австралии), 5 — промежуточные зоны на цинковых хромшпинелидах (5а, 5б — поля составов из коматитов КМА); 6 — хромшпинелиды в алмазах из Сьерра-Леоне [153]; 7—12 — поля составов хромшпинелидов. 7 — включения в алмазах, 8 — в хондрите из Швеции [198], 9 — из силикатных включений в метеоритах [107], 10 — из коматитов Австралии [134]; из сульфидных руд, минерализованных ультрамафитов, метасоматических зон (4а), 11 — из коматитов КМА [61]; ядерная часть (5а), промежуточная зона (5б), 12 — тренд изменения состава зональных зерен

которых относится к конечным стадиям роста кумулятивных кристаллов хромшпинелидов. При этом повышается железистость хромшпинелидов и несколько возрастает степень окисленности, оставаясь в целом на низком уровне (величина отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  0,2—0,3). Высокохромистые шпинелиды из симплектитовых оторочек кумулятивных кристаллов хромпикотитов близки по составу хромшпинелидам, известным во включениях в алмазах (рис. 23). Магнезиальные хромпикотиты на завершающих стадиях своего роста и более поздние интеркумуляционные железистые хромпикотиты заметно обогащаются примесями  $ZnO$  (0,07—0,088%) и  $MnO$  (0,13—1,85%) (см. табл. 25).

Несколько особо стоит высокохромистый магнхромит (см. табл. 25, ан. 11), мелкие октаэдрические кристаллы которого лишены зональных оторочек. По химическому составу он наиболее близок алюмомагнхромиту из краевых зон симплектитовых сростков (см. табл. 25, ан. 16, 19) и, возможно, представляет собой минеральную фазу, сингенетичную фазам конечных стадий дорастания кристаллов раннего магнезиального хромпикотита.

Таблица 26

Химический состав (в мас. %) цинковых хромшпинелидов и срastaющих с ними фаз

Окис- лы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,47	0,37	0,35	0,43	0,52	0,42	0,42	0,55
SiO <sub>2</sub>	0,09	—	—	0,09	0,00	—	0,06	0,21	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,76	15,27	15,59	14,50	17,99	27,87	18,11	18,69	24,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,17	40,23	40,23	44,60	40,31	33,20	39,39	37,81	31,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,25	8,03	8,32	6,45	6,60	8,92	7,38	7,28	8,31
MgO	0,85	0,56	0,45	0,58	1,19	0,58	0,71	0,76	0,98
FeO	21,30	27,54	27,60	28,30	25,51	28,65	28,89	25,20	31,20
MnO	0,50	1,24	1,17	1,14	1,21	1,33	1,03	1,61	0,88
CaO	0,06	—	—	0,04	0,03	—	0,03	0,07	—
ZnO	12,14	5,09	4,61	4,83	7,62	4,13	5,14	7,53	2,78
NiO	0,10	0,11	0,06	0,09	0,15	0,23	0,13	0,13	0,11
CoO	0,06	—	—	0,06	0,09	—	0,09	0,09	0,15
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	—	—	0,11	0,09	—	0,12	0,09	0,25
Сумма	98,94	98,54	98,40	100,60	101,22	98,43	101,50	99,89	100,37

Пр и м е ч а н и е. Характер выделений: 1 — идиоморфный кристалл с оторочкой магнетита; 2—11 — зональные зерна (2—5 — ядро идиоморфной формы, 6—9 — ядро

Вторая группа хромшпинелидов представлена цинковыми алюмохромитами. Это довольно редкая в целом для минералов группы хромшпинелидов разновидность распространена в рассматриваемых лампроитоподобных породах так же, широко, как и хромпикоиты первой группы.

Большая часть цинковых хромшпинелидов образует ядра в сложнзональных зернах шпинелидов, реже они встречаются в виде тонких кайм по зернам железистого хромпикоита (Таблица VII, а, б, IX) или образуют собственные кристаллы октаэдрического и ромбодекаэдрического габитуса. Размеры выделений цинковых хромшпинелидов составляют в среднем 0,2—0,4 мм, при широком распространении точечных реликтов в магнетите.

Цинковые алюмохромиты (табл. 26) в лампроитоподобных породах тяготеют к скоплениям окислов железа в участках флюидального и пористого стекловатого мезостазиса. Повышенное количество цинковых хромшпинелидов устанавливается в мелких ксенолитах пироксенитов, замещенных тремолитом (тремолититы), где они образуют рассеянную вкрапленность и цепочки сростшихся зерен с каймой магнетита, включенных в интерстиции вторичных псевдоморфоз по призматическим кристаллам пироксена. Отмечены случаи, когда в центре теневых псевдоморфоз по порообразующим силикатам (пироксен, оливин, гранат) находится магнизиальный хромшпинелид, тогда как в краевых частях псевдоморфоз — зерна магнетита с реликтами цинковых хромшпинелидов.

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
0,03	0,00	0,00	0,12	0,05	0,07	0,05	0,02	0,00	0,02	0,03
0,00	—	2,27	—	0,02	1,60	0,00	1,22	—	0,02	0,28
2,93	2,23	1,00	0,68	0,25	0,93	0,47	1,12	0,81	0,28	0,57
27,72	25,86	14,85	0,54	0,01	0,16	2,31	1,35	1,01	0,10	0,45
37,18	36,07	54,77	64,99	66,51	65,08	64,38	65,06	63,33	99,73	98,71
0,00	0,12	0,05	0,12	0,00	0,05	0,36	1,19	0,28	0,00	0,23
24,84	28,79	24,71	33,03	33,59	30,34	32,69	29,30	32,14	—	—
1,46	3,29	1,79	0,01	0,01	0,03	0,06	0,34	0,00	0,01	0,03
0,00	—	0,21	—	0,06	0,31	—	0,08	—	0,07	0,08
3,70	2,90	1,84	0,01	0,00	0,02	0,06	0,21	0,04	0,02	0,01
0,00	—	0,05	0,01	0,00	0,04	0,05	0,04	—	0,00	0,01
0,00	—	0,00	—	0,00	0,01	—	—	—	0,00	0,00
0,18	—	0,11	—	0,11	0,09	—	—	—	0,09	0,09
98,04	99,26	101,65	99,58	100,61	98,73	100,43	99,93	97,61	100,39	100,49

неправильной формы, 10, 11 — промежуточная зона; 12 — реликты в магнетите. Фазы: 1—9 — цинковый алюмохромит, 10—12 — марганцево-цинковый хроммагнетит.

Кристаллы цинковых хромшпинелидов всегда зональны; ядерная часть имеет неправильную форму, реже четкие кристаллографические очертания, отвечающие сечениям октаэдрических и ромбодекаэдрических кристаллов. Мелкие (в первые десятки доли миллиметра) кристаллы окаймлены магнетитом, толщина кайм которого постоянная во всем объеме кристаллов, составляет примерно 1/10 их часть. Отличительной особенностью сложнзональных выделений с неправильной формой ядер является наличие сравнительно высокой (0,02—0,04 мм) промежуточной зоны с магнетитовой каймой невыдержанной толщины. Границы промежуточной зоны с ядром и внешней каймой неровные, а в ее строении угадывается тончайшая пятнистая неоднородность, свойственная элементам зональности диффузивного типа, возникающей в процессах замещения.

В составе цинковых хромшпинелидов, в соответствии с принятой номенклатурой [47] отнесенных к цинковым алюмохромитам, содержания ZnO составляют в среднем 6% при максимальном 12% (см. табл. 26). По сравнению с железистыми хромпикоитами содержания ZnO увеличены на порядок, тогда как MnO остается примерно на том же уровне. Коэффициенты парной корреляции, положительные для ZnO и MgO и отрицательные для ZnO и FeO, позволяют предположить изоморфные замещения  $(Mg + Zn) \rightarrow Fe^{2+}$ , фиксируемые появлением магнетитовых кайм на кристаллах цинковых алюмохромитов с высокими содержаниями цинка. Наиболее отчетливо выраженные

тренды изменения соотношения двухвалентных катионов от центра зерен к промежуточной зоне отвечают замещениям  $Mg^{2+} \rightarrow Mn^{2+}$ , а от промежуточной к краевой  $Mn^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ ; таким образом, в промежуточной зоне накапливается примесь марганца (Таблица X). Аналогичная концентрация Mn в промежуточных зонах описана для зональных хромшпинелидов из хромитовых сегрегаций в серпентинитах (массив Пефкос, Греция), где подобное явление объясняется диффузионной перегруппировкой примесей в процессе прогрессивного метаморфизма; содержания Mn в промежуточной зоне находится в прямой зависимости от ширины внешней магнетитовой каймы на зернах хромита [168]. Положительная корреляционная связь Mn и  $Fe^{3+}$  свидетельствует о частичном окислении железа при образовании магнетитовых кайм.

Тренды изменения соотношений трехвалентных катионов отвечают замещениям  $Al^{3+} + Cr^{3+} \rightarrow F^{3+}$ . Изменения состава выражаются в смене цинкового алюмохромита центральной зоны марганцево-цинковым хроммагнетитом в промежуточной с хромистым магнетитом, магнетитом и гематитом в краевых частях зональных зерен (см. табл. 26).

Помимо примесей Zn и Mn, в хромшпинелидах из рассматриваемых пород присутствует примесь Ti, максимальные содержания  $TiO_2$  (2%) установлены в наиболее ранних магнезиальных хромпикотитах. Судя по знаку и величинам коэффициентов парной корреляции, в хромпикотитах, имеют место замещения  $Cr^{3+} \rightarrow Ti + Fe^{3+}$ . Содержания  $TiO_2$  в цинковых алюмохромитах несколько меньше (0,3—0,5%); для этих хромшпинелидов устанавливаются иные по сравнению с хромпикотитами корреляционные связи содержаний  $TiO_2$  — положительные для  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ , MgO и NiO и отрицательные для  $Fe_2O_3$  и MnO. Эти соотношения объясняются тем фактом, что в цинковых алюмохромитах содержания примесей  $TiO_2$  заметно падают в краевых магнетитовых каймах и их зерен. Цинковым алюмохромитам свойственны также устойчивые примеси NiO (в меньшей мере CaO, в количестве первых десятых долей процента). Как никель, так и кобальт обнаруживают положительную корреляционную связь с величиной коэффициента магнезиальности цинковых шпинелидов и отрицательную — с их показателем хромистости. Следует сказать также, что установленные микронзондовым анализом примеси Ca и Si, вероятно, обусловлены микровключениями силикатов (пироксенов?) — кальцийсодержащих в цинковых алюмохромитах.

При обсуждении полученных результатов необходимо иметь в виду, что для таких почти нацело измененных брекчиевых пород, как рассматриваемые эксплозивные брекчии трубчатого тела участка Кошмансай, изученные особенности состава хромшпинелидов позволяют сформулировать первый, наиболее общий вывод о том, что существовали по крайней мере два источника этих минералов. Один из них явился поставщиком магнезиальных и железистых хромпикотитов, другой — цинковых алюмохромитов.

Изученным хромпикотитам и связанным с ними алюмомагнетитам свойственны широкие вариации в величинах коэффи-

циентов магнезиальности ( $m_{\text{г}}$  от 0,16 до 0,66), хромистости ( $K_{\text{Cr}} = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$  от 0,28 до 0,91) и железистости ( $K_{\text{Fe}^{3+}} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$  от 0,17 до 0,039 и  $K_{\text{Fe}^{2+}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{MgO})$  от 0,34 до 0,68). Аналогичные широкие вариации состава хромшпинелидов установлены для кимберлитов и лампроитов. На примере лампроитов трубки Аргайл (Западная Австралия) было показано, что высокомагнезиальные и высокохромистые хромпикотиты ( $K_{\text{Cr}} 0,7-0,8$ ) представляют собой высокобарический ( $P 50-60$  кбар) и высокотемпературный ( $T$  около  $1200^{\circ}\text{C}$ ) парагенезис с оливином, пироксенами (энстатит и диопсид) и гранатом, свойственным алмазонасным гранатовым перидотитам [164]. Ксенолиты последних, обнаруженные в лампроитах Аргайла, содержат также глиноземистые хромшпинелиды, образованные, по мнению Х. О'Нейлла с соавторами [164], в результате инконгруэнтного плавления граната, разлагающегося с выделением алюминиевого хромшпинелида и кальцийсодержащего пироксена в процессе перемещения расплава на более высокие структурные этажи. Альтернативное объяснение для симплектитовых шпинель-пироксеновых оторочек вокруг зерен граната, известных в кимберлитах Лесото, связано с реакционными явлениями, происходящими вследствие нарушения равновесий в расплаве на уровне шпинель-лерцолитовой фации глубинности. Магнезиальные хромпикотиты, изученные нами, близки по составу к алюминиевым хромшпинелидам нодулей в лампроитах Аргайла, отличаясь более высокой хромистостью, магнезиальностью и меньшей глиноземистостью. Нет достаточных фактических оснований полагать, что они образованы вследствие разложения граната, однако наличие симплектитовых оторочек вокруг хромпикотитов с несомненностью является указанием на нарушение равновесия в магматической системе. Об этом же свидетельствуют тренды изменения состава магнезиальных хромпикотитов с замещениями  $\text{Al} + \text{Mg}$  в ядре  $\rightarrow \text{Cr} + \text{Fe}^{2+}$  в промежуточной зоне  $\rightarrow \text{Mg} + \text{Fe}^{3+}$  в краевой зоне (см. рис. 23); каймы, богатые хромом ( $K_{\text{Cr}}$  до 0,66), на зернах алюминиевых хромшпинелидов отмечены также для лампроитов Аргайла. Причины возникновения зональности в хромшпинелидах обсуждались многими исследователями; детальный анализ существующих точек зрения приведен А.Н. Плаксенко и Н.М. Чернышовым [61]. Можно разделить заключение этих исследователей о том, что определяющее значение для возникновения зональности в хромшпинелидах имеет изменение химических и термодинамических параметров в кумулюсную стадию кристаллизации магматического расплава. Подтверждением этой точки зрения в применении к обсуждению зональности хромпикотитов в нашем случае является факт широких вариаций состава их ядерных частей, причем наблюдается часть незональных зерен, состав которых — средний между составами ядра и промежуточной симплектитовой зоны хромпикотитов (см. рис. 23). Это является признаком того, что как дорастание кристаллов раннего хромпикотита, так и последующая кристаллизация хромпикотитов происходили в магмати-

ческом расплаве в кумулюсную и несколько более позднюю интеркумулюсную стадии. Изменения состава хромшпинелидов отражают изменение физико-химического состояния расплава, эволюция состава которого вследствие явлений кристаллизационной дифференциации в общем случае выражается в уменьшении по мере падения температуры содержаний  $MgO$ ,  $Cr_2O_3$  и  $Al_2O_3$  и возрастания —  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$ . С этой общей тенденцией эволюции расплавов согласуется изменение состава хромпикотитов от ранних магнезиальных до поздних железистых, однако тренды состава зональных магнезиальных хромпикотитов не подчиняются общей закономерности главным образом за счет резкого возрастания содержаний  $Cr_2O_3$  и уменьшения —  $Al_2O_3$ .

Первичные магнезиальные хромпикотиты отличаются повышенными по сравнению с прочими разностями содержаниями  $MgO$  и  $Al_2O_3$  и соответственно высокой концентрацией шпинелевого минала (до 62%). Рядом экспериментальных работ показано, что магнезиальность, глиноземистость и железистость хромшпинелидов регулируются прежде всего окислительно-восстановительным потенциалом расплавов; понижение величины  $f_{O_2}$  вызывает увеличение концентраций  $MgO$  и  $Al_2O_3$  в шпинелях, а ее увеличение — возрастание железистости [166]. Исходя из этих соображений, можно заключить, что окислительный потенциал расплава, кумулюсными фазами которого явились магнезиальные хромпикотиты, был невысок ( $f_{O_2} 10^{-9}$ , см. [166]). Рассмотренные хромпикотиты аналогичны хромшпинелидам из перидотитовых нодулей в лампроитах Аргайл (Западная Австралия).

Алюмомагнхромиты промежуточных симплектитовых зон хромпикотитов располагаются в высокохромистой части тройной диаграммы трехвалентных катионов вблизи поля хромшпинелидов из включений в алмазах (см. рис. 23). Сходство составов еще более наглядно выражено на диаграмме в координатах  $Cr/(Cr + Al)$  и  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ . Возрастание железистости и хромистости с одновременным уменьшением глиноземистости шпинелидов на заключительных стадиях роста их кристаллов может быть объяснено перераспределением элементов вследствие начавшегося процесса кристаллизации силикатов.

Можно полагать, следовательно, что первая ранняя группа хромшпинелидов взрывных пород относится к лерцолитовому парагенезису, скорее всего, отвечающему шпинель-перидотитовой фации глубинности верхней мантии. Что касается цинковых хромшпинелидов, то наибольшее сходство их составов устанавливается с хромшпинелидами из ультраосновных пород архейских зеленокаменных поясов (см. рис. 23). Тренд изменения состава зональных цинковых алюмохромитов полностью идентичен таковым для коматитов Курской магнитной аномалии (КМА). Центральные части (ядра) зональных алюмохромитов приближаются по составу к цинковым хромшпинелидам из ультрамафитовых лавовых потоков и мета-

соматических зон на контакте ультрамафитов и медно-никелевых сульфидных руд месторождений Западной Австралии (см. рис. 23).

В отличие от хромпикотитов первой группы ярко выраженная зональность цинковых алюмохромитов, вероятнее всего, имеет реакционную природу. Об этом свидетельствует наличие широких промежуточных зон в зональных кристаллах, характеризующихся накоплением примесных элементов вследствие диффузионного их перераспределения при замещении хромшпинелидов магнетитом. Выше упоминалось о том, что цинковые алюмохромиты часто находятся не только в виде отдельных кристаллов и их обломков, но и включены в небольшие (1—2 см) ксенолиты пироксенитов, представленные агрегатами вторичного волокнистого тремолита с теневыми псевдоморфозами по пироксенам. Не исключено, что такие ксенолиты являются нацело переработанными ксенолитами коматиитов. Дополнительным доказательством этого могут служить обнаруженные нами скелетные кристаллы хромшпинелидов, характерные для коматиитов со структурой спинифекс.

Следующая группа ксенокристаллов отнесена к сообществу парагезисов высокоглиноземистых эколгитов. Среди них обнаружен алмаз (Таблица VI, г), что позволяет отнести дезинтегрированные ксенолиты эколгитов к мантийным образованиям. Наряду с алмазом диагностированы корунд, гранат, кварц, (псевдоморфозы по коэситу ?). Как и ксенокристаллы алмаза, ксенокристаллы указанных минералов располагаются в тонкозернистой девитрофицированной матрице черных брекчий, резко превосходя по размеру зерна вторичных минералов, развивающихся по стеклу. В последнем отчетливо заметны вкрапленники (в псевдоморфозах вторичных минералов) оливина, пироксена, флогопита и санидина. Кристаллы санидина сохранили свой состав, отвечающий железистой разновидности натриевого санидина (см. табл. 20), распространенного в целом в составе фенокристов черного цемента. Алмазосодержащие образцы черной брекчии отличаются повышенными концентрациями самородных металлов и карбидов (железисто-кобальтистой самородной меди, кобальта, когенина, карбида вольфрама, описанные в предыдущих разделах).

**Алмазы** представлены исключительно обломками кристаллов. Наиболее крупный из них обладал размером 0,8—0,9 мм, наиболее мелкие, обнаруженные в полированных шлифах, характеризуются размерами в десятки микрон (сотые доли миллиметра).

Кристаллы алмаза по форме относятся к плоскогранным октаэдрам I разновидности (по классификации Ю.Л. Орлова), реже к кристаллам той же разновидности, усложненным до псевдоромбододекаэдрического габитуса. Поверхность граней октаэдра либо гладкая, без ясно различимых элементов микрорельефа, либо микрослоистая, с сетью тонких зубчатых слоев, ориентированных параллельно ребрам октаэдра, а вблизи вершины — с мелкими трехгранными пирамидальными выступами. Такие грани обычно слабо матированы. Развитие подобного микрорельефа, по существующим представлениям, связывается с явлениями природной коррозии в газовых

средах. Сколы кристаллов октаэдрического габитуса имеют свойственную им микрослоистую ступенчатость, усложненную вследствие пластических деформаций. На одном из сколов отчетливо заметны три системы линий скольжения [55].

Грубая штриховка на гранях свойственна кристаллам псевдоромбододекаэдрического габитуса. Ложные грани псевдоромбододекаэдра образованы краями многочисленных октаэдрических пластин, ребра которых проявляются в виде грубой параллельной штриховки, идущей в трех направлениях. На кристаллах заметен входящий угол между гранями псевдоромбододекаэдра в направлении диагонали ромба. Кристаллы искажены вследствие вытянутости по оси четвертого порядка.

Обломки кристаллов характеризуются остроугольными краями сколов без признаков окатанности и истирания; элементы овализации, трещины и царапины, свойственные алмазам, используемым в абразивных целях, отсутствуют.

Цвет кристаллов алмаза — серый; они прозрачны, лишены оболочек. Включения центрального типа внутри кристаллов не обнаружены. На сколах кристаллов заметны присыпки тонкочешуйчатого агрегата мусковита, фиксируемые на картинах сканирования в характеристических лучах K, Al, Si (Таблица V, г). Этот факт свидетельствует о вероятности дробления кристаллов до начала процесса девитрофикации стекол и связан с условиями транспортировки алмазов.

Наличие и содержание примесей в алмазе из кошмансайских брекчий приводятся по данным Р.Г. Юсупова (устное сообщение) и авторов. Первые касаются результатов нейтронно-активационного анализа (НАА) методом заряженных частиц (ИЯФ АН УэССР, аналитик Ж. Саидмуратов) одного кристалла, выделенного из протолочек Р.Г. Юсуповым. Среди примесей обнаружены (в мас. %): S — 0,0426; N —  $6,5 \cdot 10^{-2}$ — $9,7 \cdot 10^{-2}$  (до 0,1%); Cl —  $5,8 \cdot 10^{-3}$ ; В —  $2,2 \cdot 10^{-4}$ ; Li —  $1,78 \cdot 10^{-3}$ ; Fe —  $4,7 \cdot 10^{-3}$ ; Ni —  $1,8 \cdot 10^{-3}$ ; Rb —  $7,6 \cdot 10^{-3}$ ; K —  $2,2 \cdot 10^{-4}$ ; Al —  $2,1 \cdot 10^{-3}$ ; Mg —  $9,8 \cdot 10^{-3}$ ; Sb —  $2,1 \cdot 10^{-4}$ ; Ta —  $5,5 \cdot 10^{-3}$ ; As —  $3,2 \cdot 10^{-4}$ ; Sr —  $1,10 \cdot 10^{-4}$ ; Ca —  $4,2 \cdot 10^{-3}$ ; Ti —  $6,35 \cdot 10^{-3}$ ; Cd —  $4,7 \cdot 10^{-5}$ ; Cr —  $0,12 \cdot 10^{-3}$ ; Ba —  $1,42 \cdot 10^{-4}$ ; Co —  $1,7 \cdot 10^{-4}$ . Изотопный состав углерода другого аналогичного кристалла — 6,2‰ (по сообщению Р.Г. Юсупова на основании определения Э.М. Галимова, ГЕОХИ АН СССР).

Данные авторов основаны на результатах вторично-ионной масс-спектрометрии и энергодисперсионного анализа, примененного в комплексе с электронно-микроскопическими исследованиями (комплекс приборов фирмы "Кемскан", Кембридж, Англия). При чувствительности (0,0п%) локального точечного анализа с оптическим контролем изображения анализируемых кристаллов установлено, что примеси на уровне содержаний в сотые доли процента в осколке кристалла октаэдрического габитуса отсутствуют. Присутствие примесей в более низких содержаниях установлено высоко-

чувствительным методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе ЛАС-3000 (ИСМ АН СССР, аналитик А.А. Смехнов). Метод SIMS, основанный на анализе масс-спектров осколков молекул и заряженных атомов, выбиваемых с анализируемой поверхности при бомбардировке ее в высоком вакууме потоком  $O_2^-$ , не позволяет оценить содержания примесей, однако представляет ценную информацию о присутствии легких элементов, не улавливаемых другими методами. В процессе анализа возможно получение информации об относительном изменении содержаний примесей по мере углубления от поверхности в глубь образца на расстояние до первых микрон. Анализируемая поверхность грани октаэдра кристалла алмаза не была обработана какими бы то ни было химикатами, не отполирована и представляла естественную грань кристалла, отпрепарированного из образца вручную.

На SIMS-спектрах алмаза, полученных с поверхности октаэдрической грани после удаления адсорбированных из воздуха газообразных примесей, зафиксированы водород, гелий, литий, бор, азот, натрий, магний, алюминий, кремний. Линии от водорода (атомарного и с массовым числом 2) отвечают либо дейтерию, либо молекулярному водороду; появление линии водорода в спектрах отрицательных ионов свидетельствует о присутствии в поверхностных слоях гидридов. По мере углубления в объем кристалла относительное содержание дейтерия падает. Аналогичное изменение соотношений изотопов отмечено для лития. От поверхности в глубь образца отмечается уменьшение интенсивности линии  $Li^6$ , соответственно отношение  $Li^7/Li^6$  меняется от 2 до 8. Известно, что обычное соотношение изотопов лития отвечает  $\sim 12,5$ . На установке ЛАС-3000 настройка квадруполя была произведена таким образом, что спектры передавали соотношения природных изотопов в средней области масс, а в области малых масс они соответственно несколько искажались. Однако наблюдаемое в процессе получения спектров изменение соотношения интенсивности линий, соответствующих  $Li^7$  и  $Li^6$ , качественно свидетельствует об обогащении поверхностного слоя алмаза более легким изотопом.

Линии Na, Mg, Al, Si сохраняются по мере стравливания поверхности образца; в его объеме фиксируются также незначительные количества примеси K, Ca. Из тяжелых элементов зафиксированы примеси Fe (линии, отвечающие массам 54, 56), W (массы 182—186) и предположительно редких земель (Pr, Dy — массы 141, 161—164 соответственно).

Характерным является наличие осколков молекул углеводородов, линии которых присутствуют в спектрах положительных и отрицательных ионов —  $C_2^-$ ,  $C_2H_2^-$ ,  $CH^-$ ,  $C_2H^+$  и др. Вместе с углеводородами постоянно фиксируются водород и азот — основные компоненты окклюдированных газов, а в объеме кристалла опре-

Таблица 27

Зависимость удельного сопротивления алмазов  
от температуры и освещенности

T, K	Освещенность, Ом	
	темноватая	белый свет (осв. ОИ-18)
77	$7 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^8$
300	$4 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^7$

Примечание. Абсолютные значения сопротивления в табл. 27 и на рис. 24 могут не совпадать из-за использования различных держателей для образца, малых его размеров и неправильной формы, не обеспечивающих одинаковую геометрию контактов.

делено незначительное количество фтора, линии которого проявлены в спектрах отрицательных ионов.

Полученные данные свидетельствуют о том, что примеси в алмазе в целом корреспондируют геохимическому фону тех минеральных ассоциаций, среди которых обнаружен алмаз. Облегченный изотопный состав лития, присутствующего в поверхностном слое алмаза, с явной тенденцией к увеличению отношения  $Li^6/Li^7$  к краевой зоне кристалла, свидетельствует о существенном изотопном фракционировании, имевшем место по крайней мере на поздних стадиях роста. Подобный эффект особенно свойствен природным химическим реакциям с участием газообразных соединений.

В связи с тем что бывшие в нашем распоряжении алмазы характеризовались очень малыми размерами и большая часть из них заключена в породе (в одном мелком образце, прошедшем исследования на стереоскане, и в полированном шлифе), получить целый ряд физических, в частности спектроскопических, характеристик алмаза не представилось возможным. Были изучены электрические свойства одного осколка относительно наиболее крупного октаэдрического кристалла (ИСМ АН УССР, аналитик В.А. Гонтарь). Было установлено, что температурная зависимость электрического сопротивления постоянному току соответствует полупроводниковому материалу (табл. 27, рис. 24—26). Наблюдается фоточувствительность образца при  $T$  300 и 77K в области от 700 до 300 нм. Изменение электропроводности определяется как  $\delta = \delta_0 \exp(-\frac{\Sigma}{T})$ . В области  $125K < T < 300K$  энергия активации равна 0,06 эВ, при  $T < 125K$  она уменьшается. Вероятнее всего, в указанной области температур преобладает прыжковая проводимость (большое сопротивление образца, малые значения энергии активации).

Полупроводниковые свойства характерны для редких разновидностей алмаза и, как известно, отмечались в алмазах типа Пб, относимых к безазотистым разновидностям. Природа примесного центра трактовалась различно (Al, В и другие центры). К сожалению, выявить

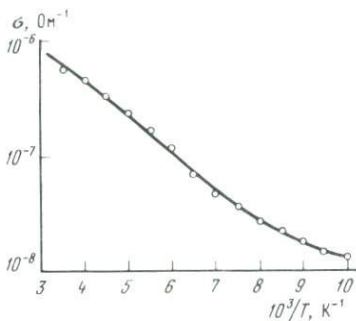


Рис. 24. Температурная характеристика величины удельного сопротивления кристалла алмаза

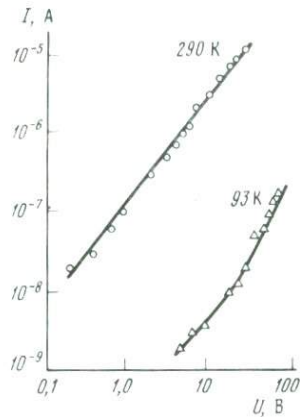


Рис. 25. Вольт-амперная характеристика обломка кристалла алмаза октаэдрического габитуса, изображенного в Таблице IV

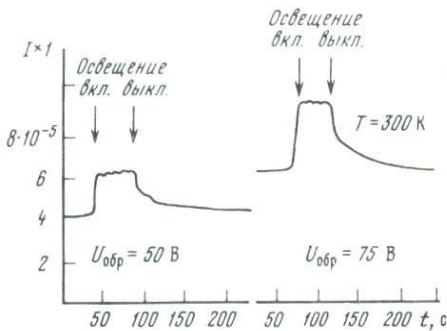


Рис. 26. Фотопроводимость кристалла алмаза, Кошмансая

ее в изученном алмазе не удалось из-за невозможности получить плоскополированную пластинку необходимых размеров. По сравнению с обычными алмазами-диэлектриками, характеризующимися широкой запрещенной зоной (5,7 эВ) и удельным сопротивлением  $10^{70}$  см·Ом, кошмансаяский алмаз обладает сопротивлением, меньшим на порядок, и гораздо более узкой шириной запрещенной зоны (0,06 эВ). Подобные алмазы имеют большую ценность для электронной промышленности.

Корунд обнаружен в тяжелых фракциях протолочек взрывных брекчий Кошмансая, полученным после как дробления проб, так и растворения их в кислотах. В единичных выделениях установлен при микроскопических и электронно-микроскопических исследованиях в виде включений в стекловатом базисе черных брекчий, в том числе и в образце, содержащем алмаз.

Корунд встречается в виде зерен неправильной формы, реже в хорошо образованных кристаллах и в их обломках. Габитус кристаллов определяется комбинацией граней острого ромбоэдра и двух тригональных призм. Электронно-микроскопические исследования позволили установить на гранях кристаллов корунда характерные для него гексагональные формы микрорельефа. Размеры зерен и кристаллов не превышают 1—3 мм.

Корунд представлен двумя генерациями, различающимися по цвету. Ранняя, в более мелких зернах и уплощенных кристаллах зеленого цвета, часто включена в относительно крупные зерна более позднего корунда коричневого цвета. Окраска кристаллов позднего корунда, неравномерная, пятнистая, различных оттенков коричневого цвета до почти бесцветного. Лазерным спектральным анализом в коричневом корунде определены примеси Ti, Ca, Mg, Fe, Si (десятые доли процента), Cu, Ni (сотые доли — следы).

Микрозондовый анализ был проведен только для корундов поздней генерации. Наиболее существенными примесями в корунде являются  $TiO_2$  (от 0,13 до 2,30 мас. %) и кремний (от 0,00 до 0,13 мас. %), примеси Fe, Mn, а также, вероятно, Ca, содержатся в количествах, отвечающих пределу чувствительности метода (0,01%) для этих элементов.

Основная масса поздних корундов светится под пучком электронов в красно-голубых цветах. Зависимости интенсивности свечения от содержания основных хромофоров (Ti и Fe) нет. Вероятней всего, что окраска корунда и его люминесценция связаны с различной валентностью ионов Ti и электронными переходами между ними (пара переноса заряда  $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$ ). Пропорции ионов определенной валентности влияют на гашение люминесценции и интенсивность окраски.

Корунд ранней генерации (мелкие зеленые пластины) ввиду своих размеров мог быть исследован только с помощью электронного микроскопа в сочетании с энергодисперсионным анализом. Выяснилось, что ранний корунд обогащен примесями Ca и Ti по сравнению с поздним коричневым корундом на один-два порядка.

По данным электронной микроскопии распределение примесей в корунде неравномерно. Относительно повышенные содержания Ti, например, устанавливаются для плоскостей тригональных призм. Минеральные включения в корунде представлены октаэдрическими, пластинчатыми и неправильными по форме агрегатами зерен черных рудных минералов, состав которых не представилось возможным проанализировать.

Рентгеноструктурные исследования кристаллов корунда приводят к выводу о том, что наиболее густо окрашенные разновидности позднего коричневого корунда характеризуются несколько увеличенными параметрами ячейки и относительно пониженной плотностью.

Гранаты являются одним из распространенных аксессуарных

минералов вулканитов трубчатых тел, повышенное их количество (до 5%) встречается в измененных взрывных брекчиях участка Кошмансай. В связи с этим выделение среди встреченных разновидностей пироповых гранатов сталкивается с трудностями, обусловленными наличием признаков высокой степени преобразованности мантийных гранатов в процессе поздних гидротермально-метасоматических преобразований. Наиболее широко поздний гранат развит в приконтактных частях северо-восточной части трубчатого тела, а также вблизи контактов секущих даек кислого состава (юго-западная часть трубки). Скопления граната в эпидотизированных пестрых брекчиях достигают 3—4 см, обычный размер их зерен — первые миллиметры. Гранат встречается в кварц-карбонат-эпидотовых и микролин-эпидотовых прожилках, однако часть его выделений не обнаруживает прямой связи с наложенными гидротермально-метасоматическими процессами, располагаясь в девитрифицированном стекле базиса. Такого рода выделения, обнаруженные в черном цементе брекчий, нередко содержат келифитовые каймы, сложенные карбонатом.

Среди кошмансайских гранатов макроскопически выделяются два типа: первый, представленный неправильными зернами и обломками кристаллов светло-коричневого цвета, редкие обломочные кристаллы характеризуются красновато-коричневым и светлым розовато-коричневым цветом, и второй тип выделений, отличающийся светло-зеленым и зеленовато-коричневым цветом. Кристаллы граната имеют ромбододекаэдрический облик. Поверхности кристаллов несут типичный метасоматический микрорельеф — меандровый, отпечаточный с неясными границами.

Зерна граната обнаруживают неоднородное внутреннее строение, обусловленное секториальностью, зональностью кристаллов и наличием внутри них множества включений, среди которых диагностированы пироксены, апатит, кварц и калиевый полевой шпат. Зональность кристаллов выражена в чередовании тонких разноокрашенных зон, прямолинейные границы которых параллельны граням [55]. Часть зон, обычно с более интенсивной зеленой окраской, обладает оптической анизотропией. Мощность их колеблется от 10 до 500 мкм. В отдельных пачках зон наблюдается увеличение их мощности в направлении фронта роста. Иногда можно видеть изломы зональности в местах экранирования ее инородными твердыми включениями.

По данным микрозондового рентгеноспектрального анализа (табл. 28) составы наиболее распространенных гранатов Кошмансай отвечают андрадиту и грандиту (андрадит с 30% гроссуляра в среднем), в меньшей степени распространены гроссуляр-альмандины (с 30% альмандина). В составе гранатов, как грандитов, так и гроссуляр-альмандитов, обнаружены незначительные примеси Ni (сотые доли процента). По трещинам в измененном гранате диагностировано удлиненное выделение самородного никеля (Ni ~100%) размером около 50 мкм. По данным рентгеноструктурных

Таблица 28

Химический состав (в мас. %) гранатов трубки Кошмансай

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,08
SiO <sub>2</sub>	34,5	33,54	33,50	33,86	33,97	34,07	34,75	35,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,15	0,15	0,57	0,74	0,62	0,00	0,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	32,43	32,05	31,7	31,37	31,29	30,82	29,97	29,97
CaO	32,55	32,46	32,67	32,72	32,79	32,32	32,89	33,64
MgO	0,2	0,22	0,20	0,22	0,20	0,25	0,00	0,00
MnO	0,19	0,26	0,25	0,40	0,31	0,32	0,32	0,26
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,08	0,03	0,05	0,00	0,03	0,22	0,15
NiO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,06	98,78	98,53	99,62	99,37	98,48	97,55	98,80

Примечание. 1—15 — андрадиты, 16—21 — андрадит-гроссуляры (с 30% гроссуляра), 22—24 — гроссуляры (с 30% альмандина); 1—3 — зерно светло-коричневого цвета, 4—6 — зерно(кристалл) коричневого цвета, 7—10 — крупное

Оксиды	17	18	19	20	21	22	23	24
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,47	0,38	0,72	0,63	0,15	0,48	0,35
SiO <sub>2</sub>	35,83	36,53	36,53	35,94	35,61	38,31	38,53	38,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,44	7,07	7,86	6,44	7,07	23,84	23,49	20,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,03	0,01	0,04	0,03	0,21	0,01	0,19
FeO	22,92	22,59	22,22	22,09	21,64	13,34	12,39	15,52
CaO	32,65	32,12	33,56	32,62	31,76	23,74	24,10	22,30
MgO	0,05	0,07	0,07	0,05	0,07	0,15	0,17	0,00
MnO	0,46	0,46	0,45	0,45	0,48	0,17	0,05	0,00
K <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	0,06	0,00
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	0,07	0,04	0,00
NiO	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01
Сумма	98,56	99,34	101,80	98,35	97,29	99,95	99,33	98,06

исследований параметр элементарной ячейки гранитов отвечает 12,08 Å. Рентгеновским методом по характерному малому параметру  $a_0=11,57$  Å среди гранатов Кошмансай установлен пироп-альмандин.

Выявлены различия состава анизотропных зон зональных кристаллов. В изотропных участках, отвечающих по составу андрадиту, содержание гроссулярового минала исчезающе мало (<2%), а в анизотропных, характеризующихся изменчивыми соотношениями трехвалентных катионов Fe и Al, количество гроссуляра резко возрастает до 26—35%. Вместе с ростом содержаний Al в грандитах

9	10	11	12	13	14	15	16
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08
34,76	35,17	35,53	34,25	34,33	34,46	34,29	35,91
0,00	0,30	0,26	0,19	0,26	0,00	0,00	5,86
0,00	0,00	0,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,01
29,2	28,98	32,09	31,83	31,49	31,79	31,05	26,65
33,59	32,86	31,94	31,62	32,48	32,32	32,36	33,04
0,00	0,00	0,05	0,05	0,03	0,17	0,10	0,02
0,24	0,27	0,30	0,34	0,32	0,25	0,26	0,37
He опр. 0,13	He опр. 0,15	He опр. -	He опр. -	He опр. -	He опр. -	He опр. -	He опр. -
He опр. 97,93	He опр. 97,73	He опр. 100,21	He опр. 98,33	He опр. 99,00	He опр. 98,99	He опр. 98,06	He опр. 98,94

выделение коричневого цвета и 22—24 — мелкие зерна вокруг него, 11—21 — ромбододекаэдрические зеленовато-коричневые кристаллы; 11—15 — изотропные зоны, 16—21 — анизотропные зоны.

возрастает количество примеси  $TiO_2$  (см. табл. 28). Мелкие зерна гранитов имеют секториальное строение и почти всегда обладают каймой из андрадита.

Гроссуляр-альмандины в ромбододекаэдрических кристаллах и их обломки размером 1—2 мм незональны; в их составе, помимо примесей  $TiO_2$  (0,15—0,48%), установлена примесь  $SnO_2$  до 0,83% (см. табл. 28).

Обращает на себя внимание тот факт, что неоднородные по составу гранаты либо встречаются в непосредственных сростках друг с другом, либо пространственно обличены. Так, крупное (3 см) желвакообразное скопление зерен андрадита окружено мелкими зернами гроссуляр-альмандина (см. табл. 28, ан. 7—10 и 22—24 соответственно), а центральные части кристаллов андрадита нередко сложены грандитом. Признаки метасоматического роста кристаллов вместе с указанными наблюдениями позволяют заключить, что выявленные составы гранатов не являются первичными, а представляют собой результат более поздних преобразований. Картины сканирования гранитов, зерна которых обнаруживают признаки коррозии со стороны тонкозернистого кварц-альбит-слюдистого вещества девитрифицированной стекловатой матрицы, позволяют предположить, что в процессе изменения состава гранатов из них были вынесены Mg, Sr и Ti. Тончайшие (размером 1—20 мкм) выделения фаз, обогащенных этими элементами, заметны во включениях в кварц-серицитовом с альбитом агрегате непосредственно вблизи коррозионной границы с гранатом или внутри

последнего. Если для андрадитов их позднее контактово-метасоматическое происхождение не вызывает сомнений, то гранаты с гроссуляровой и альмандиновой составляющей, вероятнее всего, представляют собой химически преобразованные разности, первичный состав которых был обогащен Mg, Cr, Ti.

Повышенные количества примесей указанных элементов на количественном уровне были установлены в ксенокристалле граната, обнаруженного рядом с алмазом непосредственно в стекловатой матрице взрывной брекчии в процессе исследования с помощью стереоскана.

Кварц — один из главных минералов девитрофицированной стекловатой матрицы, где представлен мелкими ксеноморфными зернами, более крупными в участках наложенной эпидотизации; вместе с сульфидами железа и меди в мелких пустотах и прожилках встречаются мелкие идиоморфные кристаллы этого минерала. Образование его в составе подобных минеральных ассоциаций связано с поздними гидротермально-метасоматическими преобразованиями взрывной брекчии.

Наряду с поздним кварцем в взрывных брекчиях в участках стекловатой матрицы, включающей оближенные ксенокристаллы алмаза, корунда, граната встречены обломки уплощенных кристаллов кварца с субпараллельными трещинами, возможно унаследованными от спайности коэсита. Не исключено, что подобный кварц представляет собой параморфозу по коэситу.

Среди ксенокристаллов, помимо хромшпинелидов и минералов высокоглиноземистых эклогитов, встречен **муассанит**. Муассанит как природный минерал диагностируется с большим трудом, так как вероятность загрязнения материала техногенным карборундом остается высокой на всех этапах обработки проб. Муассанит был встречен исключительно в составе тяжелых фракций протолок эксплозивных брекчий участка Кошмансай. Единичные зерна минерала обнаружены в остатках после термохимического выщелачивания других проб. Принадлежность муассанита к природным образованиям определялась по следующим признакам: наличию хорошо оформленных кристаллов и их сростков, в случае обломков кристаллов — отсутствию на их поверхности трещин, рытвин, царапин и сглаженных ребер и выступов, свойственных абразивному материалу; наличию сростков муассанита с другими минералами.

Муассанит в изученных породах представлен кристаллами и их обломками разной окраски: зелеными кристаллами призматического габитуса и уплощенными пинакоидальными кристаллами шестиугольных очертаний, обладающими синей окраской или бесцветными. Встречен друзовидный сросток призматических кристаллов зеленого муассанита, основанием которых служит уплощенный пинакоидальный кристалл того же минерала (Таблица VI, а, б). Обнаружены и подтверждены рентгенометрически сростки бесцветных корунда и муассанита. Дебаеграмма сростка двух кристаллов — муассанита и бесцветного корунда — выглядит следующим образом (приведены

величины межплоскостных расстояний  $d_{\alpha}/N$ , в Å): 3,54 (корунд), 2,832 (корунд), 2,648 (муассанит), 2,563 (корунд), 2,494 (муассанит), 2,400 (корунд, муассанит), 2,097 (корунд), 2,013 (муассанит), 1,778 (муассанит), 1,745 (корунд), 1,605 (корунд), 1,578 (муассанит), 1,544 (корунд, муассанит), 1,522 (корунд), 1,408 (корунд), 1,377 (корунд), 1,316 (муассанит), 1,238 (корунд), 1,192 (корунд), 1,151 (корунд), 1,128 (корунд), 1,101 (корунд), 1,080 (корунд, муассанит), 1,044 (корунд, муассанит), 1,000 (корунд, муассанит), 0,998 (корунд, муассанит). Наряду с отражениями, по величине  $d_{\alpha}$  совпадающими друг с другом, для разных минералов присутствуют линии, присущие только корунду или только муассаниту.

В составе муассанита, помимо кремния, определена незначительная (0,01%) примесь Ti. Поверхность пинакоидального кристалла синего муассанита была изучена с помощью Оже-спектроскопии. Расшифровка полученных спектров (аналитик А.А. Смехнов) показала присутствие на поверхности грани углерода в свободной, несвязанной форме и кремния в нуль-валентном состоянии. Толщина поверхностной пленки такого состава — порядка сотен ангстрем. Морфологически поверхность плоского пинакоида кристаллов муассанита характеризуется наличием округлых либо сглаженных треугольных бугорков, обычно возникающих в процессе природной коррозии минерала. В этом еще одно из отличий природного муассанита от технического карборунда, которому свойственны четкие гексагональные слои роста, часто спиралевидные.

По данным рентгеноструктурного анализа муассанит представлен двумя политипными модификациями — гексагональной шестислойной 6Н и пятнадцатислойной ромбоэдрической 15R.

Заканчивая рассмотрение петрографического и минерального состава кошмансайских взрывчатых брикетов, следует отметить основные их отличительные особенности.

1. Необычное сочетание в магматическом цементе ассоциации минералов—вкрапленников, свойственных лампроитам (оливин, пироксен, флогопит, санидин, лейцит) и стекловатой основной массы кварц-латитового состава, обогащенной железом.

2. Присутствие многочисленных ксенолитов, вынесенных из различных горизонтов земной коры и верхней мантии. Глубинные ксенолиты отвечают шпинель-перидотитовой и еще более глубокой алмазонасной эклогитовой фациям глубинности.

3. Наличие дезинтегрированных обломков андезито-базальтовых порфиритов, отвечающих жерловым фациям вулканитов минбулакской свиты С<sub>2</sub>, свидетельствует о более позднем проявлении щелочно-базальтоидного магматизма по сравнению с андезито-базальтовым.

4. Высокая флюидонасыщенность стекловатого цемента, включающего минеральную ассоциацию самородных металлов и карбидов, являющихся индикаторной для оценки высоковосстановительного характера флюидов.

5. Присутствие ксенокристаллов барофильных минералов в

стекловатой матрице, обогащенной самородными металлами и карбидами металлов, что является признаком их выноса в верхние горизонты земной коры потоками глубинных восстановительных флюидов.

### ПЕТРОХИМИЯ ЛАМПРОИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ТРУБКИ КОШМАНСАЙ

Анализ петрохимических особенностей взрывчатых брикетов трубки Кошмансай затруднен вследствие высокой степени изменчивости брикетов, пестрого состава заключенного в них ксеногенного материала и возможной контаминации карбонатными породами. Химические составы взрывчатых брикетов участка Кошмансай приведены в табл. 29. Для химического (осуществленного в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР классическими методами "мокрой" химии) и рентгено-флуоресцентного анализов отбирались пробы валового состава пород (с исключением известковистых ксенолитов размером более 0,5—1 см), включая "черные" и "пестрые" брикеты. Для сравнения привлечены данные по щелочным базальтоидам региона.

Таблица 29

Химический состав (в мас. %) взрывчатых брикетов и даек щелочных базальтоидов Кошмансай

Окислы	Взрывчатые брикеты			
	пределы колебаний	среднее (n = 11)	пределы колебаний	среднее (n = 14)
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	26,64—50,77	36,64	34,60—43,50	39,43
TiO <sub>2</sub>	0,65—1,16	0,81	0,77—1,61	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,86—13,90	11,07	11,80—22,20	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,04—6,72	5,22	2,80—9,10	5,34
FeO	1,80—3,59	3,10	2,70—7,39	4,73
MnO	0,05—0,15	0,11	0,07—0,18	0,11
MgO	3,12—9,15	5,07	4,90—6,60	6,08
CaO	10,73—27,29	21,54	9,75—22,11	15,82
Na <sub>2</sub> O	0,34—0,97	0,70	0,50—1,60	1,11
K <sub>2</sub> O	0,58—1,70	1,18	1,22—4,75	2,26
H <sub>2</sub> O	Не опр.—4,67	2,27	Не опр.—3,05	—
П.п.п.	Не опр.	—	5,49—14,23	8,68
CO <sub>2</sub>	0,20—19,40	11,48	Не опр.—5,58	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07—0,38	0,30	Не опр.	—
Сумма	—	99,49	—	100,53

Примечание. 1—4 — рентгенофлуоресцентный анализ (1,2 — ВИМС Мингео СССР, 3,4 — ДВГИ ДВО АН СССР); 5—8 — химический анализ (ИГЕМ АН СССР).

Полученные данные указывают на то, что породы трубки Кошмансай обогащены СаО и СО<sub>2</sub> в весьма неравномерной степени, что связано с высокими содержаниями в их составе обломков вмещающих известняков. Карбонатизированные брекчии участка Кошмансай содержат SiO<sub>2</sub> 25—50%, отличаются повышенной глиноземистостью и железистостью. По сравнению с кимберлитами, австралийскими лампроитами и близкими им породами из других регионов мира кошмансайские взрывчатые брекчии отличаются высоким отношением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O, равным в среднем 9—10 против 0,1—0,2 у австралийских лампроитов. Коэффициент апатитности всегда меньше 1. При повышенной железистости пород сохраняется соотношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO > 1, свойственное лампроитам. Повышенной степени окисленности железа соответствует увеличение отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O; эта тенденция, свойственная в целом породам повышенной щелочности, характерна для лампроитов. Как и в лампроитах, содержания SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> возрастают с уменьшением магниальности, оцениваемой по содержаниям MgO (3—9%), близким к тем, что

Взрывчатые брекчии		Щелочные базальтоиды	
пределы колебаний	среднее (n = 6)	пределы колебания	среднее (n = 4)
5	6	7	8
25,20—39,57	30,80	45,08—52,04	48,26
0,47—1,71	0,82	0,74—1,04	0,93
6,90—15,32	9,70	14,78—15,54	15,14
4,14—8,99	5,72	5,77—8,67	7,17
0,90—3,91	2,04	2,59—4,51	3,62
0,09—0,19	0,15	0,12—0,20	0,17
1,74—5,96	3,83	5,36—7,05	6,28
12,04—33,67	25,50	3,93—9,43	6,70
0,08—0,37	0,26	1,94—3,41	2,65
0,63—2,64	1,76	2,85—7,67	4,47
1,40—3,03	2,24	1,30—3,87	2,50
Не опр.	—	Не опр.	—
5,29—22,41	16,68	0,17—2,15	0,98
0,28—0,32	0,30	0,30—0,49	0,41
—	99,50	—	99,44

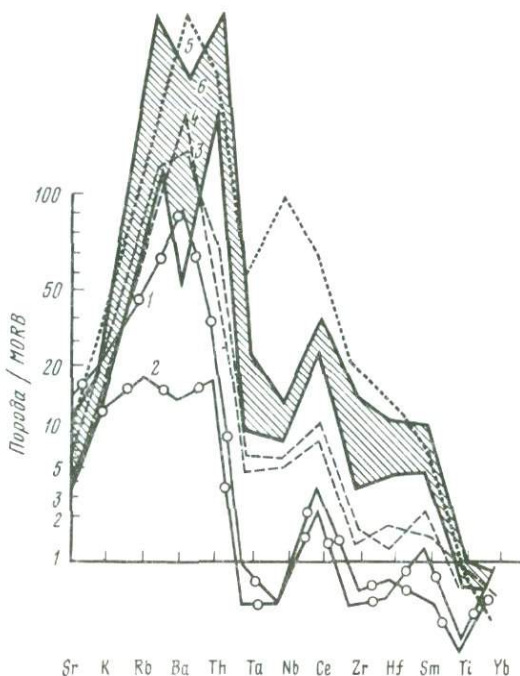


Рис. 27. График распределения редкоземельных элементов и элементов-примесей в лампроитах, калиевых ультраосновных и щелочных породах, брекчиях трубок взрыва. Принцип построения по Дж. Пирсу [169]

1, 2 — калиевые щелочные базальтоиды Чаткало-Кураминского региона; 3, 4 — пикрито-базальты Даубабинского массива; 5 — брекчированные трубки взрыва Кошманса; 6 — лампроиты Испанской провинции

указываются для лейцитовых лампроитов, и величине отношения  $MgO/(MgO+FeO)$  заметно меньшей, чем свойственно лампроитам в целом. По щелочности породы занимают промежуточное положение между кимберлитами и лампроитами, будучи наиболее близкими к оливиновым лампроитам; отношение  $K_2O > Na_2O > 1$ , максимально около 10.

Помимо  $CO_2$  и  $H_2O$ , в составе летучих компонентов, присутствующих в стекловатой матрице, определены F (0,3—0,5%), следы Cl (0,01—0,06%) и S (0,02%). Аналогичные высокие содержания фтора характерны для кимберлитов и лампроитов.

Петрохимические особенности рассмотренных взрывных брекчий указывают на переходный тип родоначальной магмы между лампроитами и базальтами с повышенной калиевой щелочностью. Об этом свидетельствуют данные факторного анализа (см. рис. 2). На R-факторной диаграмме породы трубок взрыва верховьев р. Кошмансай попадают в одно поле с калиевыми пикрито-базальтами Дауба-

бинского вулканического поля [29,76], примыкающего к обобщенному полю лампроитов Мира и значимо отличаясь от поля щелочных базальтоидов Средней Азии. Вместе с тем ряд других особенностей состава взрывных брекчий ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , концентрации Sr, Co, TR) сближает их с породами тефрит-лейцититовой серии. На графике распределения редких элементов по Дж. Пирсу [169] (рис. 27) заметно отличие пород трубок взрыва как от пикрито-базальтов Даубабы, так и от калиевых щелочных базальтоидов Чаткало-Кураминского региона. Это отличие особо подчеркивается отсутствием характерных Ce и Sm пика и Ta—Nb минимума.

Имеется существенное отличие в химическом составе стекол из основной массы калиевых щелочных вулканитов и из цемента брекчированных пород трубок взрыва Срединного Тянь-Шаня.

Пересчеты химических анализов на нормированный (по методу CIPW) минеральный состав показывают, что, как и лейцитовые лампроиты, кошмансайские брекчии пересыщены  $\text{SiO}_2$  (содержания кварца в норме от 3 до 20), небольшая часть анализов указывает на наличие нормативного корунда. Лишь по трем анализам можно было вычислить нормативный оливин  $F_{0,94-0,92}$ . Безусловным отличием от классических лампроитов является наличие нормативного плагиоклаза. Отметим, что хотя модальный лейцит — неперменная составляющая лейцитовых лампроитов, в их норме, как и в кошмансайских породах, щелочные силикатные компоненты представлены ортоклазом. Нормативные фельдшпатоиды присутствуют в норме лишь для некоторых разновидностей кошмансайских взрывных брекчий, цемент и обломки в которых представлены пузырчатым бурым стеклом, предположительно содержащим модальный флогопит. Нормативные пироксены кошмансайских брекчий попадают в эндиопсидовое поле составов, свойственное лампроитам в целом. Яркой чертой кошмансайских брекчий является присутствие в их составе нормативного магнетита и гематита, отсутствующего в лампроитах.

По соотношению  $\text{SiO}_2$ —( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ ) кошмансайские черные брекчии приближаются к полю пикритовых базальтов и относятся к нормально-магнезиальным породам.

Среди примесей, присутствующих в рассматриваемых породах, наиболее информативными оказались редкие земли. Их содержания с помощью метода ИНАА определены для взрывных брекчий участка Кошмансай. Средние (для 14 проб) содержания редких земель, характеризующие валовой состав взрывных брекчий, составляют (в г/т): La 30, Ce 53, Nd 24, Sm 6,8, Eu 1,9, Tb 0,6, Yb 1,9, Lu 0,3 при  $\Sigma\text{TR}\sim 119$ . Эти содержания примерно в 2 раза выше в черном стекловатом цементе брекчий и в среднем (для 5 проб) составляют: La 63, Ce 111, Nd 43, Sm 15, Eu 4,3, Tb 1,5, Yb 3,7, Lu 0,49 при  $\Sigma\text{TR}\sim 243$ . Поскольку при отборе черного цемента контроль чистоты материала под биноклем не исключает наличия мелких чужеродных включений в пробах, количества примесей редких земель в составе

Таблица 30

Химический состав (в мас. %) стекла  
из цемента брекчий трубок взрыва Кошмансай  
и основной массы калиевых вулканитов Срединного Тянь-Шаня

Окислы	1	2
SiO <sub>2</sub>	59,46—72,18	53,05—61,70
TiO <sub>2</sub>	0,00—0,42	0,42—2,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05—24,68	15,00—19,32
FeO	0,35—11,56	0,43—5,75
MgO	0,00	0,50—1,75
MnO	0,00—0,81	0,01—0,09
CaO	0,00—3,45	0,17—4,36
Na <sub>2</sub> O	0,00—3,11	0,00—0,04
K <sub>2</sub> O	3,84—11,62	13,17—14,99
SiO	0,00	0,11—1,08
BaO	0,00	0,00—0,54

Примечание. 1 — стекла из цемента брекчий трубок взрыва Кошмансай (см. табл. 21); 2 — стекла из основной массы калиевых щелочных вулканитов Даубабинского массива [29].

собственно магматической составляющей цемента должно быть еще выше.

Статистический анализ содержаний примесей в взрывных брекчиях Кошмансай, основанный на результатах нейтронно-активационного анализа, приводит к выводу о наличии положительной корреляции редких земель с элементами базитового геохимического профиля — Fe, Cr, Co, Sc и отсутствии таковой со щелочами — K, Rb, Cs. Высокий коэффициент фракционирования, отвечающий величинам отношения La/Yb, равным 13—22, свидетельствует о селективном накоплении легких редкоземельных элементов, что является одной из характерных особенностей лампроитов.

Стекло магматического цемента взрывных брекчий по сравнению со стеклом калиевых щелочных базальтов обогащено кремнием и железом (табл. 30). Эта особенность находится в соответствии с различными трендами дифференциации исходных расплавов. Для Даубабинского вулканического поля с сопутствующими интрузивными комагматами характерен нормальный тренд дифференциации в ряду пород калиевые пикриты—ортоклазовые базальты—лейцитовые тефриты—лейцититы—лейцитовые фонолиты—трахиты [29]. Соотношения минералов—вкрапленников лампроитового парагенезиса и стекла умеренно-кислого состава с повышенной железистостью для магматического цемента взрывных брекчий позволяют предположить контрастную дифференциацию исходных высококалиевых магниезальных расплавов до пород кварц-латитового состава повышенной железистости.

В свое время К. Феннер [125] предполагал обогащение последовательно отщеплявшихся расплавов базальтоидов железом. Контрастные тренды обогащения кремнеземом и железом при дифференциации известково-щелочных и толеитовых базальтов теперь общепризнанны [89]. Особенно ценно установление влияния на феннеровские тренды величины фугитивности кислорода [166]. В 1955 г. Дж. Кеннеди было<sup>о</sup> предположено, что обычный тренд дифференциации (иногда называемый трендом Боуэна) соответствует фракционной кристаллизации окисленной, а тренд Феннера — восстановленной базальтовой магмы. Это предположение развил впоследствии Е. Осборн [166], экспериментально показавший на основании изученных систем  $MgO-FeO-SiO_2-Fe_2O_3$ , что фракционная кристаллизация некоторых исходных базальтоидных расплавов приводит к последовательному обогащению жидкости железом в условиях закрытой по отношению к кислороду системы.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЛАМПРОИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Приведенные данные по вещественному составу Кошмансайского трубчатого тела показывают, что в его составе совмещены разnobарические и разнотемпературные минеральные ассоциации.

К наиболее глубокой относится ассоциация минералов мантийных ксенолитов — алмазосодержащих высокоглиноземистых эклогитов и перидотитов. Первая представлена сообществом дезинтегрированных кристаллов алмаза, корунда, граната и кварца в предполагаемых псевдоморфозах по козситу. Основанием для такого предположения служат округлый желвакообразный характер кварца и наличие грубопараллельной отдельности, возможно, унаследующей спайность козсита.

Оливин и пироксены из ксенолитов перидотитов нацело изменены, а те реликты пироксена, которые обнаруживаются и становятся доступными для анализа, вряд ли представляют перидотитовый парагенезис. Единственные высокобарические минералы этой ассоциации — хромшпинелиды, представленные высокохромистыми хромпикотитами. Это дает основание отнести ксенолиты перидотитов к шпинель-перидотитовой фации глубинности верхней мантии.

Ксенолиты пироксенитов, превращенных в амфиболиты, с заключенными в них цинковыми алюмохромитами могут иметь своим источником либо древние коматииты, характерные для нижних частей архейских зеленокаменных прогибов, либо толщи дифференцированных базальтоидов с хорошо проявленным сульфидным медно-никелевым оруденением. И то и другое предположение, основанное на минералогических индикаторах типа пород, несомненно требует дополнительного геолого-геофизического изучения и уточнения разреза земной коры для рассматриваемой территории [13, 31].

Особый интерес вызывает оценка глубинности магматического вещества, слагающего цемент взрывчатых брикетов. Выделяется ассоциация минералов—вкрапленников, свойственных высококальциевым магнезиальным породам. Высокая степень измененности фенокristов и микролитов оливина и флогопита при крайне редких реликтах пироксена и санидина, доступных для анализа, затрудняют оценку  $P$ — $T$  параметров зарождения и начала раскristаллизации этих расплавов по хорошо разработанным геотермобарометрам. Предположения на этот счет могут опираться лишь на особенности состава пироксена и санидина. Кошмансайский пироксен, по составу отвечающий диопсид-салиту, содержит незначительное количество жадеитового минала (0,27%  $\text{Na}_2\text{O}$ ), но отличается сравнительно высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (0,05%). Для сравнения укажем, что пироксены из вулканитов других участков не содержат  $\text{K}_2\text{O}$  (на уровне чувствительности микрозондового анализа 0,01%).

Известно, что калий изоморфно входит в структуру пироксена лишь при больших давлениях, а его количественные содержания в этом минерале из глубинных пород зависят от типа мантии — субстрата тех или иных глубинных выплавов. Для давлений в 40 кбар и выше и  $T$  1000°C при содержаниях  $\text{K}_2\text{O}$ , оцениваемых для примитивной мантии — 0,03%, а для истощенной — 0,005%, концентрация этого компонента в пироксене должна составить 0,15 и 0,025% соответственно [43]. Последняя цифра близка к содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  (0,023%) в клинопироксене из алмазо- и флогопитсодержащего гранатового лерцолита из ксенолита в кимберлитовой трубке Мотае (Южная Африка). Высокие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (0,05%) в кошмансайском пироксене близки количеству этой примеси в лампроитовых пироксенах, что позволяет говорить о глубинных условиях кристаллизации фенокristов этого минерала. О близости составов минералов, слагающих фенокristы стекловатого базиса, к таковым для лампроитов свидетельствует железистая разновидность натриевого санидина. К разряду признаков, подтверждающих близость рассматриваемой ассоциации минералов к лампроитовой, относится также изнеупоминаемых ранее геохимических индикаторов —  $\text{K/Rb}$  отношение, величина которого определяется поведением калия в системе расплав—флюид при высоком давлении. В среднем для мантии эта величина составляет 513, для оливиновых лампроитов — 71—108, для лейцитовых лампроитов — 299. Для кошмансайских черных брикетов отношение  $\text{K/Rb}$  оценивается интервалом величины 200—300, опускаясь на порядок в гидротермально-метасоматически измененных разностях и на ту же величину поднимаясь для стекол с повышенным содержанием калия. Подобные вариации в содержаниях геохимически связанных пар некогерентных элементов обычно трактуются как признаки мантийного метасоматоза, с которым связывают зарождение лампроитовых расплавов.

Следующая ассоциация минералов относится к минеральному сообществу, развивающемуся в процессе девитрофикации стекол.

Помимо признаков, указывающих на протекание обычного процесса разложения стекла на тонкодисперсный агрегат глинистых минералов, перекристаллизованных до разного рода филлосиликатов, главным образом диоктаэдрических слюд и хлоритов, а также кварца, альбита и более поздних амфиболов, эпидота и др., выше при описании парагенезиса алмаза рассматривалось влияние флюидной фазы. О том, что стекловатая матрица взрывчатых брикчей была обогащена флюидной фазой, свидетельствуют ее повышенная пористость и наличие участков с пузырчатой текстурой, характерное сложение типа кластолавы с обломками стекла разной степени раскристаллизации, пористыми и сплошными, с резко выраженной флюидалностью и без таковой. Индикатором участия высоковосстановленной флюидной фазы в эруптивную стадию становления брикчиевых пород является, как было сказано выше, ассоциация самородных металлов и карбидов. Разложение минералов ранней ассоциации вкрапленников и образование по ним псевдоморфоз карбидов железа свидетельствуют о неравновесности этой преобразованной флюидной фазы с ранними продуктами кристаллизации расплава.

Изотопный состав углерода, входящего в состав карбидов, по данным изотопной масс-спектрометрии, характеризуется величиной  $\delta^{13}\text{C}$ , равной от  $-22$  до  $-24\%$  (аналитик Л.П. Носик), т.е. резко облегченным углеродом, обычно образующимся вследствие изотопного фракционирования в реакциях с газовыми смесями.

Контрастно дифференцированный характер магматического цемента взрывчатых брикчей с ассоциацией минералов-вкрапленников, типичных для лампроитов, и кварц-латитовым составом стекловатой матрицы свидетельствует об ином тренде дифференциации исходного высококалийевого магнезиального расплава по сравнению с дифференцированной серией пород (калиевые пикриты—ортоклазовые трахибазальты—лейцитовые тефриты—лейцититы—лейцитовые фонолиты—трахиты), распространенных севернее Кошманская в пределах Даубабинского вулканического поля. Заметное повышение кремнекислотности и железистости, свойственное стеклам взрывчатых брикчей Кошманская, следует фенероветскому тренду дифференциации, указывая на восстановленный характер исходного расплава. Приведенные выше минералогические данные позволяют заключить, что наряду с процессами кристаллизационной дифференциации существенное значение для эволюции высококалийевых магнезиальных расплавов имело флюидно-магматическое взаимодействие с участием глубинных восстановленных флюидов. Экспериментальные данные Э.С. Персикова с соавторами [58] по взаимодействию восстановительного флюида ( $\text{H}_2$  в проводимых опытах) с базальтовыми расплавами подтвердили возникновение в исходно гомогенном расплаве гетерогенности, обогащение расплава кремнекислотой и обособление железа в собственные металлические фазы, что вызывает увеличение магнезиальности силикатов. Обогащенность флюидонасыщенной стек-

ловатой матрицы кошмансайских взрывчатых брекчий самородными металлами и карбидами указывает на вероятный водород-углеводородный с азотом состав флюидов. Об этом же свидетельствует состав реликтов флюидной фазы, обнаруженный на поверхности самородных металлов и алмаза высокочувствительными методами Оже-спектроскопии и SIMS.

По всей видимости, восстановительные флюиды обеспечивают сохранность ксеногенного алмаза при подъеме флюидонасыщенного магматического расплава в верхние горизонты земной коры. Присутствие индикаторной минеральной ассоциации самородных металлов и карбидов может служить, таким образом, дополнительным признаком алмазоносности некимберлитовых пород.

Контрастный характер дифференциации взрывчатых брекчий трубки Кошмансай в какой-то мере является, по-видимому, аналогом процессов, отмечавшихся в вулканитах Испанской лампроитовой провинции. Уникальная особенность веритов [149] — кислый состав стекла ( $\text{SiO}_2$  61 мас. %) при высокомагнезиальном составе вкрапленников оливина ( $mg = 92$ ). Обращают на себя внимание и некоторые другие аналогии в геологическом развитии этих двух регионов, а также особенностях геохимии. Так, по характеру распределения редкоземельных элементов и элементов—примесей (см. рис. 27) лампроитоподобные породы западной части Среднего Тянь-Шаня обладают определенным сходством с лампроитами Испанской провинции (см. наличие характерного минимума Ta и Nb). Последние занимают промежуточное положение между брекчиями трубок взрыва Кошмансай и калиевыми щелочными базальтоидами, включая пикрито-базальты Даубабы. Показательно размещение испанских щелочных вулканитов в зоне перехода континент—океан [149]. Широкое развитие на юго-востоке Испании известково-щелочных, шошонит-латитовых серий пород наряду с лампроитами [150], как отмечалось выше, характерно для рассматриваемого региона Средней Азии.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЛАМПРОИТОВ МИРА  
(СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С ПРИВЛЕЧЕНИЕМ ДАННЫХ  
ПО КИМБЕРЛИТАМ,  
МИНЕТТАМ, ЩЕЛОЧНЫМ БАЗАЛЬТОИДАМ)

Детальные исследования лампроитов, проведенные в последние годы во многих странах Мира, выявили достаточно широкие вариации их составов. Как было показано в главе 1, удалось выявить такие общие петрохимические и минералогические критерии, которые позволили выделить лампроиты в самостоятельную серию пород. Вместе с тем провинциальные особенности состава лампроитов представляют несомненный интерес. Как показал их анализ, намечается определенная корреляция вариаций состава лампроитов с геодинамическими и историко-геологическими условиями формирования.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЯ ЛАМПРОИТОВ  
И ИХ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ

Однотипные семейства и виды магматических горных пород (базальты, граниты и др.), участвующие в различных сериях, имеют, как правило, некоторые петрогеохимические различия [45]. Что касается лампроитов, то широкие вариации составов выявляются при сопоставлении этих пород из разных провинций (табл. 31, 32). Особенно показательны редкие элементы, вариации которых для лампроитов каждой провинции приведены на диаграмме Пирса (рис. 28). Каждая подобная диаграмма была построена для отдельной лампроитовой провинции на основе обобщения усредненных данных по каждому виду лампроитов из разных районов этой провинции. Нормирование проводилось по мантии [141].

Оказалось, что для каждой лампроитовой провинции характерен свой определенный спектр вариаций содержаний редких и редкоземельных элементов. Этот геохимический спектр, назовем его "провинциальным", в большинстве случаев довольно устойчив и слабо меняется для лампроитов разных семейств, видов и лампроитов различных районов и возрастов в пределах одной провинции, хотя есть исключения. В целом среди всего набора элементов лампроитам всех провинций свойственны наиболее высокие содержания К, Rb, Ba и повышенные — Sr и легких PЗЭ. Вместе с тем оказалось, что лампроиты всех провинций различаются уровнем обогащения другой группы элементов — Ta, Nb, Zr, Hf, Ti. Практически во всех спектрах лампроитовых провинций выявляются очень характерные минимумы, и при этом намечается определенный

Таблица 31

Представительные анализы (в мас. %) лампроитов Мира

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	37,70	41,73	50,4	39,9	44,65	44,5	47,7	57,89
TiO <sub>2</sub>	3,81	2,80	3,52	2,6	2,25	4,5	1,43	2,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	4,08	8,95	4,8	8,16	6,5	7,72	10,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,10	2,85	1,97	Не опр.	6,38	Не опр.	3,01	2,17
FeO	2,16	4,90	4,63	8,6	Не опр.	9,7	3,40	2,52
MnO	0,12	0,18	0,10	0,12	0,12	0,15	0,10	0,08
MgO	24,60	21,75	8,55	24,5	12,30	15,5	16,27	6,38
CaO	3,84	5,22	5,47	4,7	14,06	12,1	7,11	3,64
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,19	0,85	0,4	0,93	0,6	1,71	1,06
K <sub>2</sub> O	5,69	4,85	8,49	3,1	7,18	5,8	4,99	10,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,66	0,94	3,32	1,1	3,04	0,7	1,68	0,82
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,61	3,59	0,86		Не опр.			Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,32	0,24	0,02	2,3	"	2,8	3,48	"
CO <sub>2</sub>	0,27	5,23	0,02	6,5	"	4,8	0,44	"
Прочие	2,26	1,05	1,51	0,8	"		Не опр.	2,07
Сумма	99,77	99,60	100,08*	99,42	99,07	107,65	99,06	99,96

\* Дополнительные определения: ан. 3 — F 1,40, Cl 0,02.

Примечание. 1, 2 — Западная Австралия: флогопит-оливиновый лампроит, трубка Эллендейл-4 (ан. 1 по [140]), флогопит-оливиновый лампроит, Аргайл (ан. 2), малые элементы определены методом нейтронной активации во ВНИИинформсистем Мингео СССР; 3 — Пристли-Пик, Антарктида [189]; 4 — Прери-Крич, Арканзас, США (ср. из 5 ан. по [101]); 5 — мадупит, Лейцит-Хиллс, США [146, 200]; 6 — Гондвана, Индия (Sarkar, 1980 г.); 7 — хумилиты, Испания [149], малые элементы — ср. из 6 ан.; 8 — орендиты, Италия [171].

геохимический ряд "провинциальных" спектров, в которых происходит постепенное исчезновение сначала Zr, Hf, затем Ti, и в последнюю очередь Ta, Nb минимумов, как, например, для некоторых лампроитов Индийской провинции и трубки Аргайл.

Агпайтовые и миаскитовые разновидности лампроитов Алданской провинции характеризуются наличием всех трех отчетливо выраженных минимумов в своем спектре. Аналогичные спектры имеют островодужные известково-щелочные вулканы с типично литосферным геохимическим источником (см. рис. 28). В лампроитах Индии эти минимумы отсутствуют, что, по-видимому, свойственно астеносферному геохимическому источнику. Геохимический спектр лампроитов Индии в целом подобен спектру океанических щелочных базальтов и кимберлитов, для которых по изотопным данным предполагается также астеносферный источник вещества (см. рис. 28) [200]. Лампроиты всех остальных провинций в этом ряду занимают промежуточное положение, и в целом их геохимические спектры могли бы быть описаны определенным сочетанием этих двух мантийных источников — литосферной и астеносферной мантии —

Таблица 32

Представительные анализы (в г/т) лампроитов Мира

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Ba	8071	1130	10100	5040	5844	4860	3722	1267
Rb	554	340	284	158	201	123	133	343
Sr	1491	975	2950	1280	3669	4230	1550	812
Pb	58	20	28	He опр.	54	He опр.	168	He опр.
Th	64	12	21	16	38	46	150	41
U	1	4	10	3	8	He опр.	He опр.	He опр.
Zr	1470	1020	1780	830	1587	1160	690	1351
Hf	He опр.	27	He опр.	30	41	32	19	25
Nb	181	211	63	130	13	He опр.	45	66
Ta	He опр.	12,1	He опр.	6,1	6,5	5,5	2,6	3
Y	17	22	39	18	27	He опр.	36	26
La	512	128	167	217	347	629	He опр.	183
Ce	926	245	338	400	605	1060	384	302
Nd	He опр.	105	164	146	258	501	He опр.	111
Sm	"	12,9	15,7	18	30,2	He опр.	39,7	19
Eu	"	3,5	3,9	4,1	6,8	"	He опр.	2,5
Tb	"	0,9	"	1,2	"	"	"	0,8
Yb	"	1,1	4,5	1,8	1,3	"	2,6	1,1
Lu	"	0,11	"	0,23	0,19	"	He опр.	He опр.
Sc	26	15	10	18	20	28	"	98
V	122	He опр.	152	120	He опр.	90	"	89
Cr	1214	1145	362	1180	488	245	668	425
Co	75	64	He опр.	57	37	58	He опр.	19
Ni	1068	878	300	820	173	340	796	271

Примечание. Номера анализов соответствуют табл. 31. Дополнительные определения: ан. 2 — Cs 15; ан. 3 — Gd 12,9, Dy 6,7, Er 12,9; ан. 4 — Dy 5,8, Cs 1,1; ан. 5 — Gd 16,05, Dy 6,48.

при явном преобладании во всех лампроитах литосферной составляющей.

Как было показано в главе 1, авторы в содружестве с Ю.В. Маловым, В.И. Дрынкиным и А.Л. Керзиным для изучения вариаций большого количества переменных и выявления геохимических трендов в лампроитах применили методы многомерной статистики, а именно методы факторного анализа [34]. Факторные преобразования позволили привести информацию к более компактному виду, более удобному для восприятия аналитического материала.

Применение R-факторного анализа (см. главу 1) показало, что лампроитовый эллипсоид рассеяния данных имеет крайне неоднородное внутреннее строение (см. рис. 3). В этой связи были отстроены частные эллипсоиды рассеяния для лампроитов отдельных провинций (см. I—IX на врезке рис. 3, А, Б). Вариации составов между лампроитами различных регионов значительно превышают вариации составов лампроитов в пределах какого-либо одного региона, даже

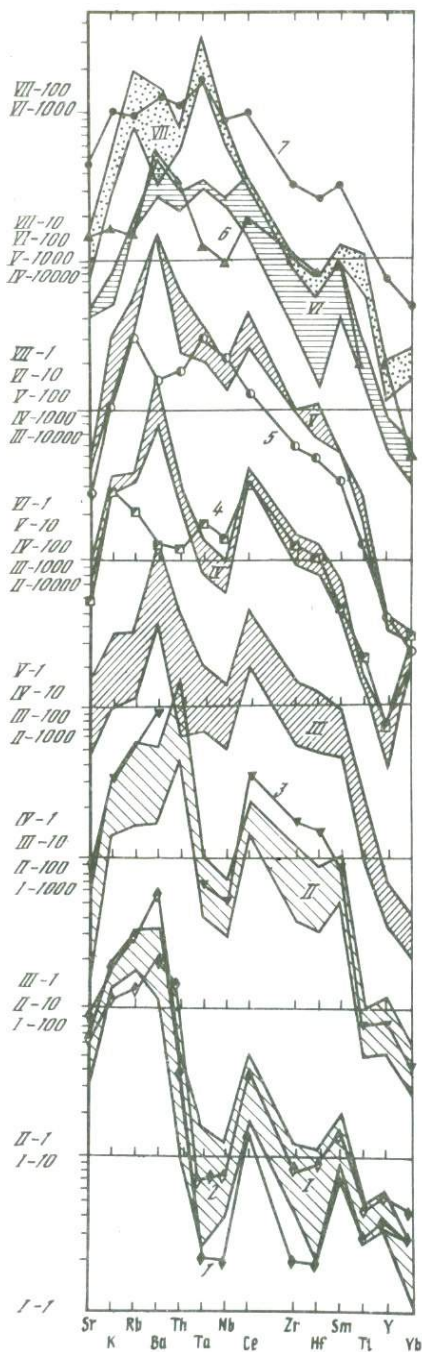


Рис. 28. Распределение редких и редкоземельных элементов в лампронитах (содержания элементов нормированы к примитивной мантии по Ягутцу[141])

I—VII — номера графиков. Заштрихованные области — пределы вариаций средних составов различных петрографических типов лампронитов в провинциях; 1 — Алданской мезозойской, II — Средиземноморской кайнозойской, III — Северо-Американской мезо-кайнозойской (без Гренландии), IV — Антарктической палеозой-кайнозойской (Гаусберг, Пристли-Пик), V — кайнозойской Западного Кимберли (Австралия), VI — Южноиндийской верхнепротерозойской (Байракарур, Челима), VII — кимберлиты ЮАР (без трубки Премьер), Заир, Лесотто, Гренландии, Южной Индии (поле показано крапом). На соответствующих графиках показаны средние составы: 1 — шононитов Фиджи; 2 — калиевых известково-щелочных пород, Фиджи; 3 — основного лампронита, Пендинес, Англия; 4 — основного лампронита, Маунт-Бей, Антарктида; 5 — ультраосновного лампронита, трубка Аргайл, Австралия; 6 — лампронитов провинции Гондвана, Северо-Восточная Индия; 7 — трахибазальта, Тристан-де-Кунья, Атлантический океан. На оси ординат совмещены масштабы (1—10 000) для каждого конкретного графика (I—VII)

если породы различаются по основности. Эта особенность отчетливо проявляется при сопоставлении агпаитовых лампроитов Смоук-Бьют из США (эллипсоид I на врезке рис. 3, А, Б) и агпаитовых лампроитов основного состава Мурунского и Ломамского массивов Алданской провинции (эллипсоид VIII). Фигуративные точки этих петрографически близких лампроитов лежат по разные стороны обобщенного лампроитового эллипсоида и не перекрываются между собой. В то же время агпаитовые лампроиты Мурунского и Ломамского массивов (Алдан) на факторной диаграмме расположены вблизи миаскитовых лампроитов основного состава Центрального Алдана, образуя единое облако рассеяния точек. Располагая достаточно представительной выборкой анализов для основных и ультраосновных лампроитов Алданской и Западно-Австралийской провинций, частные эллипсоиды рассеяния были отстроены отдельно для каждой из этих разностей лампроитов (V—VI, VIII—IX на врезке рис. 3, А, Б). Для остальных регионов уменьшение основности с увеличением содержания кремнезема показано в частных эллипсоидах рассеяния стрелкой, направление которой в общем виде отражает эволюцию составов лампроитов.

В строении обобщенного лампроитового эллипсоида принимает участие несколько групп перекрывающихся частных эллипсоидов, каждая из которых различается по характеру анизотропии, положению вдоль оси фактора  $\Phi_1$ , а также корреляционной матрице. В этой связи, по-видимому, как и многие другие магматические породы (базальты, граниты, ийолиты и др.), лампроиты не могут рассматриваться как однородное сообщество пород. С учетом данных корреляционных (или факторных) матриц, анизотропии эллипсоидов рассеяния внутри сообщества лампроитов можно выделить три близких, но все же самостоятельных типа.

К первому такому типу, условно названному типом А, отнесены лампроиты Алданской провинции, близкие к ним по уровню щелочности лампроиты трубки Аргайл, Восточное Кимберли (Австралия), а также лампроиты Вайракарур из Южной Индии. Частные эллипсоиды рассеяния лампроитов этих регионов образуют единую серию и лежат вблизи или внутри области перекрытия с кимберлитовым эллипсоидом. Лампроиты типа А имеют небольшие вариации вдоль фактора  $\Phi_1$ , чем заметно отличаются от лампроитов других регионов. Матрица факторных нагрузок для лампроитов этого типа была рассчитана для лампроитов Алданской провинции (см. табл. 1, ст. 4).

Ко второму типу лампроитов, условно названному типом В, отнесены все лампроиты кайнозойского возраста Средиземноморской провинции (Испания, Корсика, Центральная Италия, Западные Альпы). Основанием для ее выделения послужило то, что анализы лампроитов Средиземноморской провинции образуют обособленный эллипсоид, расположенный в области пересечения обобщенного лампроитового и минетт-камафугит-лейцититового эллипсоидов (см. рис. 3, А, Б). Кроме того, анизотропия эллипсоида средиземноморских лампроитов имеет характерные черты,

позволяющие отличать его от эллипсоидов лампроитов типа А и рассматриваемого далее типа С. Специфика лампроитов Средиземноморской провинции подчеркивалась и ранее [129] с учетом особенностей петрографического и минерального состава пород. Матрица факторных нагрузок лампроитов типа В, рассчитанная для Испанской провинции (см. табл. 1, ст. 5), отличается от матрицы лампроитов типа А, однако значительно более заметные различия выявляются при сопоставлении с матрицами минетт и лейцититов.

К третьему типу лампроитов, условно названному типом С, относятся лампроиты мезо-кайнозойского возраста ряда провинций Северной Америки (Смоук-Бьют, Лейцит-Хиллс, массивы штатов Канзас и, возможно, Арканзас), а также лампроиты третичного возраста Западного Кимберли в Австралии. К этому типу лампроитов, видимо, следует отнести лампроиты Челима из Южной Индии, некоторые лампроиты провинции Гондвана в Индии, а также некоторые образцы из провинции Маджгаван, Центральная Индия. Последние хотя и описываются в литературе как слюдястые кимберлиты, но по результатам проведенного факторного анализа могут быть отнесены к лампроитам. Лампроиты типа С также образуют эллипсоид с характерной анизотропией: в отличие от лампроитов типов А и В он не перекрывается ни с какими другими типами пород; его анизотропия почти полностью, но несколько в уменьшенном объеме повторяет анизотропию обобщенного лампроитового эллипсоида. Матрица факторных нагрузок была рассчитана для лампроитов Западного Кимберли (см. табл. 1, ст. 6); она, так же как матрицы лампроитов двух других типов, имеет определенные черты.

Недостаточное количество аналитических данных не позволяет уверенно классифицировать лампроиты штата юга США, Антарктической провинции, Гренландии и Замбии (Африка). Возможно, их также следует относить к типу С.

Приведенные факторные диаграммы, помимо объективных данных о сходстве и различии тех или иных калиевых пород, возможности их объединения в определенные сообщества или типы, позволяют проводить идентификацию образцов сильно измененных пород воздействием вторичных процессов. Такая задача решалась для алмазосодержащих пород из трубки взрыва Кошмансай Чаткало-Кураминского региона Средней Азии [7]. Породы этой трубки карбонатизированы, хлоритизированы, местами скарнированы и содержат только трудно диагностируемые реликты флогопита, оливина, псевдолейцита. На *R*-факторной диаграмме (см. рис. 3, А, Б) поле 7 эруптивных брекчий трубки Кошмансай попадает на пересечение трех эллипсоидов — лампроитового, кимберлитового и лейцит-камафугитового, находясь в стороне от эллипсоида щелочных базальтов, с которыми иногда пытаются связывать проявления магматизма трубки Кошмансай. Обращает на себя внимание, что фигуративная точка калиевых пикритов Даубабинского поля щелочных пород (Средняя Азия) попадает в центр поля точек составов пород трубки Кошмансай. С учетом полученных данных можно

допустить, что исходный расплав, сформировавший трубку Кошмансай, приближался к калиевому пикриту, который по петрогеохимическим особенностям отвечал промежуточным составам между примитивными лейцититами и лампроитами типа А. В этой связи предложенный ранее для пород трубки термин "лампроитоподобные" вполне справедлив.

Обратимся теперь к вариациям содержаний титана и некоторых других малых элементов в лампроитах. Хотя эта геохимическая особенность лампроитов была известна и ранее [203], но только в последние годы она привлекла внимание исследователей, поскольку алмазосносные лампроиты Австралии оказались высокотитанистыми и обогащенными некогерентными элементами. Вместе с тем оставалось неясным, в какой степени этот признак характерен для лампроитов других провинций и является ли он обязательно диагностирующим для продуктивных пород.

Для выяснения этих вопросов 240 образцов лампроитов были дополнительно классифицированы по содержанию элементов Ti, Zr, Nb, Ce, Ba, Cr, Sr, Ca, Na, K. Для сравнения в расчет включены два типа кимберлитов: базальтоидный (трубка "Премьер") и слюдяной (провинция Маджгаван). Наиболее показательными оказались результаты такой разновидности метода многомерной статистики, как Q-модификация факторного анализа [34]. При этом выяснилось, что такие элементы, как Ba и Cr, играющие важную роль для выделения лампроитов из всей совокупности калиевых пород, при анализе состава собственно лампроитов классификационного значения не имеют, характеризуясь низкими факторными нагрузками. Все остальные выбранные элементы разделились на три совокупности, соответствующие трем Q-факторам со следующими факторными нагрузками (показан в виде цифр у каждого элемента):  $Q_1$ —Ti<sub>2,1</sub>Nb<sub>1,7</sub>Ce<sub>1,1</sub>Zr<sub>1,05</sub>;  $Q_2$ —Ca<sub>2,5</sub>Fe<sub>1,5</sub>Sr<sub>1,1</sub>;  $Q_3$ —K<sub>2,8</sub>Na<sub>1,1</sub>Sr<sub>0,9</sub>. В терминах этих трех резко различающихся факторов была проанализирована вся исследуемая выборка лампроитов. Результаты этого анализа, приведенные на треугольной Q-факторной диаграмме (рис. 29), показали, что максимальные различия внутри сообщества лампроитов проявились в содержаниях Ti, Nb, Ce, Zr, входящих в первый фактор  $Q_1$ . В этой связи ниже будет охарактеризована геохимическая неоднородность лампроитов только по этим элементам.

Фигуративные точки изученной выборки лампроитов практически равномерно распределены по всей площади диаграммы. Обращает на себя внимание, что по величине вариаций элементов Ti, Nb, Ce, Zr (фактор  $Q_1$ ) лампроиты не ограничены только одними высокими значениями, а плавно переходят из области с высокими значениями  $Q_1$  в область с низкими значениями  $Q_1$ . Поскольку дискретность в распределении этих элементов отсутствует, по-видимому, нет и основания для выделения лампроитов только по признаку высоких содержаний Ti, Nb, Ce, Zr. Тем более что большие вариации этих элементов свойственны не только лампроитам, но и различным типам кимберлитов, лейцититов и камафугитов. На этой же диаграмме (см.

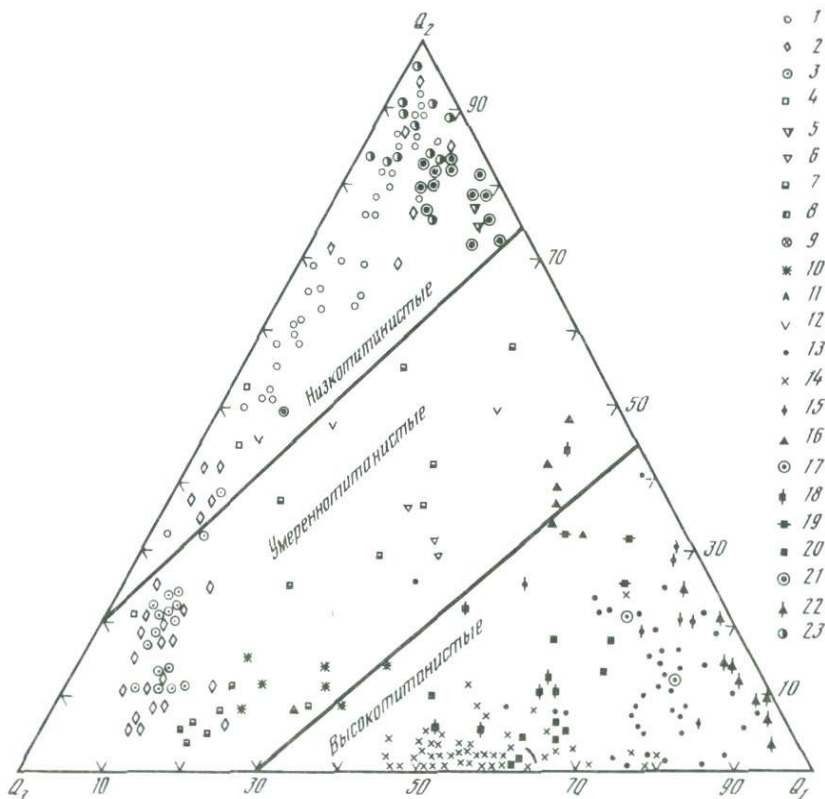


Рис. 29. Q-факторная диаграмма лампρονтов и кимберлитов

$Q_1 - \text{Ti}_{2,1}\text{Nb}_{1,7}\text{Ce}_{1,1}\text{Zr}_{1,05}$ ;  $Q_2 - \text{Ca}_{2,5}\text{Fe}_{1,5}\text{Sr}_{1,1}$ ;  $Q_3 - \text{K}_{2,8}\text{Na}_{1,1}\text{Sr}_{0,9}$ ; 1—4 — группа I, низкотитанистые лампρονты: 1 — Алданская провинция, СССР, 2 — Испания, 3 — Центральная Италия и Корсика, 4 — Альпы, Северо-Западная Италия; 5—12 — группа II, умеренно-титанистые лампρονты: 5 — Ваяракарур, Южная Индия, 6 — Шидхи, Северо-Восточная Индия, 7 — Лейцит-Хиллс, штат Вайоминг, США, 8 — Камас, штат Юта, США, 9 — Гренландия, 10 — Антарктида, 11 — Пендинис, Англия, 12 — Луангва, Замбия; 13—20 — группа III, высокотитанистые лампρονты: 13, 14 — Западное Кимберли, Австралия (13 — оливковые лампρονты, 14 — лейцитовые лампронты), 15 — Аргайл, Восточное Кимберли, Австралия, 16 — Гондвана, Северо-Восточная Индия, 17 — Челима, Южная Индия, 18 — штат Канзас, США, 19 — штат Арканзас, США, 20 — Смоук-Бьют, штат Монтана, США; 21, 22 — кимберлиты: 21 — трубка Премьер, ЮАР, 22 — Маджгаван, Центральная Индия; 23 — лампронтоподобные породы трубки Кошмансай, Средняя Азия

рис. 29) для сравнения показаны базальтоидные кимберлиты "Премьер" и слюдяные кимберлиты Маджгаван [167, 172, 136]. Фигуративные точки кимберлитов "Премьер" расположены вблизи низкотитанистых лампронтов Алдана, а кимберлиты Маджгаван на противоположном конце диаграммы вместе с высокотитанистыми лампронтами Австралии.

Таблица 33

Результаты (в мас. %) кластерного анализа лампронтов и кимберлитов (трубка «Премьер», Маджгаван)

Группы	K	Ca	Na	Sr	Ba	Fe	Cr	Ti	Zr	Nb	Ce	Провинция, массив	Число анализов	
Высокотитанистые	I	2,88	3,60	0,28	0,12	1,54	6,02	1030	2,70	910	181	504	Австралия (оливиновые)	39
													Арканзас	4
													Челима	2
II	7,68	2,36	0,44	0,15	1,09	5,00	370	3,48	1484	142	514	Маджгаван	6	
												Австралия (лейцититовые)	48	
III	7,36	3,49	0,51	0,27	9,69	3,57	470	3,41	1641	250	796	Антарктида	6	
Умереннотитанистые	IV	4,96	8,47	0,46	0,35	3,40	6,10	660	2,19	1041	209	605	Смоук-Бьют	6
													Канзас	2
													Гондвана	6
V	7,74	3,22	0,95	0,14	2,84	3,94	550	1,19	1136	47	319	Лейцит-Хиллс	8	
												Испания	12	
Низкотитанистые	VI	2,63	4,96	0,59	0,22	0,42	6,16	930	0,71	110	24	68	СССР (Алдан, Средняя Азия)	43
													Испания	2
													«Премьер»	13
VII	2,90	3,91	2,31	0,17	0,45	3,94	810	0,84	511	34	301	Испания	6	
VIII	6,73	2,74	0,93	0,66	1,49	3,95	560	0,98	782	44	284	Италия	17	
												Испания	12	
												Альпы	3	
												Замбия	1	

По величине фактора  $Q_1$  выделяются три группы лампроитов, в условных названиях которых отражены значимости величин факторных нагрузок титана: низкотитанистые, умереннотитанистые, высокотитанистые.

Группа низкотитанистых лампроитов характеризуется вариациями  $Q_1$  от 0 до 15%. К этой группе лампроитов относятся все лампроиты Алданской провинции мезозойского и нижнепротерозойского возраста (Мурунский, Ломамский массивы, Центрально-Алданский район, реки Молбо и Хани), лампроиты Средиземноморской провинции (Испания, Альпы, Центральная Италия), лампроитоподобные породы Средней Азии трубки Кошмансай.

Группа умереннотитанистых лампроитов имеет вариации  $Q_1$  от 15 до 40%. К этой группе относятся позднерифейские лампроиты Вайракарур и нижнемеловые лампроиты Шидхи Индийской платформы, лампроиты Замбии, Гренландии, Антарктиды, Англии (район Пендинис), а также часть лампроитов западных районов Северо-Американской провинции мезо-кайнозойского возраста. Возможно, к этой же группе лампроитов относятся лампроиты Корсики из Средиземноморской провинции.

Группа высокотитанистых лампроитов характеризуется вариациями  $Q_1$  от 40 до 90%. К этой группе относятся лампроиты провинций Восточного и Западного Кимберли (Австралия), Челима (Южная Индия), Гондвана (Северо-Восточная Индия), а также часть лампроитов центральных районов Северо-Американской провинции мезо-кайнозойского возраста.

Таким образом, согласно результатам  $Q$ -факторного анализа, для лампроитов характерна резкая гетерогенность по содержанию таких элементов, как Ti, Nb, Ce, Zr, а не только элементов, учтенных при  $R$ -факторном анализе. Причем оказалось, что в выделенных ранее петрогеохимических типах лампроитов присутствуют: в типе А — низкотитанистые (Алдан), умереннотитанистые (Вайракарур, Южная Индия) и высокотитанистые (Аргайл, Австралия) лампроиты, в типе В — низко- и умереннотитанистые (Средиземноморская провинция и др.), в типе С — умереннотитанистые (Лейцит-Хиллс, Северная Америка и др.) и высокотитанистые (Смоук-Бьют, Северная Америка, Западное Кимберли в Австралии и др.) лампроиты.

Для подтверждения справедливости проведенного разделения лампроитов был дополнительно для этой же выборки (221 образец) использован кластерный анализ. В табл. 33 показаны средние значения содержаний элементов по каждой из выделенных с помощью кластерного анализа групп лампроитов и подтверждена справедливость выделения трех их групп: низко-, умеренно- и высокотитанистой.

Примененный математико-статистический метод исследования магматических пород отличается от традиционно используемых в петрологии (метод петрохимических пересчетов Заварицкого и др.), поскольку он не требует заранее заданного алгоритма. Метод позволяет исследовать межэлементные корреляционные связи, которые реально существуют в анализируемой выборке, и вычленять серии родственных пород, связанных близостью этих корреляционных связей. Причем в создании многомерного образа магматической серии участвуют не только петрогенные компоненты, но одновременно малые, редкие и редкоземельные элементы. С их помощью могут усиливаться те корреляционные связи, которые были слабо отражены в вариациях петрогенных компонентов, что дает дополнительные возможности изучения довольно однородных совокупностей пород.

В проведенном исследовании были использованы две группы элементов, явившихся основой для  $R$ -факторного (K, Na, Ca, Sr, Ba, Cr, Fe, Ce) и  $Q$ -факторного (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, Ce, Ba, Cr, Sr, Ca, Na, K) анализов. Примененный для обширной (538 образцов) коллекции разнообразных калиевых пород  $R$ -факторный анализ выявил, что среди них статистически обоснованно с использованием элементов первой группы могут быть выделены три самостоятельных сообщества пород: кимберлиты, минетт-лейцититы-камафугиты и лампроиты. В отличие от первых двух довольно гомогенных сообществ, самостоятельное сообщество лампроитов оказалось весьма гетерогенным. Это привело к необходимости выделения трех типов лампроитов; А, В и С. Гетерогенность лампроитов проявилась еще более явно при анализе распределения элементов второй группы, который выполнен для выборки из 221 образца лампроитов с помощью  $Q$ -факторного анализа.

Обсуждая причины выявленной гетерогенности лампроитов, обратим внимание на определенную корреляцию между изменениями петрохимических особенностей лампроитов и сменой тектонической обстановки, геодинамического режима их формирования. Оказалось, что лампроиты А, В, С различаются преимущественно по их приуроченности к разнотипным геотектоническим структурам земной коры, а деление лампроитов по титанистости соответствует разным геодинамическим режимам их формирования.

Так, лампроиты В из Средиземноморской провинции приурочены к геосинклиналино-орогенному поясу, а лампроиты А и С — к платформенным участкам земной коры либо к крупным срединным массивам типа плато Колорадо. Различия тектонической обстановки формирования лампроитов типов А и С менее резкие, однако они становятся очевидными, если проанализировать докембрийскую историю структур, в частности степень переработки фундамента тех древних платформенных участков, к которым приурочены лампроиты. В качестве примера сопоставим тектоническую позицию лампроитов Западной Австралии, Южной Индии и Алдана.

Лампроиты трубки Аргайл (тип А) Восточного Кимберли приурочены к центральной части древнего дорифейского Северо-Австралийского кратона, стабилизированного 1600—1700 млн. лет и состоящего из древнейших архейских блоков (блок Кимберли и др.), спаенных нижнепротерозойскими подвижными поясами Холлс-Крик, Пайн-Крик и др. Характерно, что в ассоциации с лампроитами трубки Аргайл в Восточном Кимберли известны кимберлиты.

Лампроиты кайнозойской провинции Западного Кимберли (тип С) приурочены к южной окраине дорифейского Северо-Австралийского кратона. В противоположность Восточному Кимберли южная окраина кратона в течение всего рифея, а затем в палеозое и мезозое испытывала неоднократные и продолжительные преобразования, включая развитие грабена Фицрой.

Близкая ситуация характерна и для лампроитов Южной Индии. Лампроиты Вайракарур (тип А) обнаружены в одном поле вместе с кимберлитами и приурочены к центральной части архейского Дарвардского кратона. Лампроиты С из местечка Челима расположены в восточной части того же кратона, которая была интенсивно переработана геосинклинально-орогенными процессами в среднем протерозое и нижнем рифее.

Лампроиты Алданской провинции, которые являются типичными представителями лампроитов типа А, также приурочены к древнейшему архейскому блоку Сибирской платформы, стабилизация которого завершилась в нижнем протерозое. Следует отметить, что даже внутри этих статистически однородных лампроитов Алданской провинции намечаются определенные различия в зависимости от типа архейского фундамента. Так, агпайтовые лампроиты Муруна, Молбо и Хани расположены в пределах архейской гранит-зеленокаменной области, а миаскитовые лампроиты Центрального Алдана и Верхне-Амгинского районов приурочены к центральноалданской гранулит-гнейсовой области.

Таким образом, между уровнем и характером обогащения К, Ва, Се (различием типов А и С), а также степенью тектонической переработки кристаллического фундамента отмечается определенная связь. Наиболее примитивные лампроиты (тип А) приурочены к слабо тектонически переработанным в последующие эпохи древним платформенным блокам, а лампроиты типа С, характеризующиеся повышенными содержаниями К, Ва, Се и ряда других некогерентных элементов, тяготеют к участкам платформ, которые неоднократно подвергались тектоно-магматической переработке, что, по-видимому, сопровождалось обогащением литосферной мантии этих регионов некогерентными элементами.

Что касается трех выделенных по титанистости групп лампроитов, то оказалось, что они тяготеют к регионам с различным геодинамическим режимом развития земной коры.

Лампроиты низкотитанистой группы приурочены к областям, сопредельным с проявлениями коллизионной обстановки. При этом лампроиты могут возникать при активизации геосинклинально-

складчатого основания (Средиземноморская провинция) либо краевых частей древних платформенных областей (Алданская провинция возникла в мезозое одновременно с Тихоокеанским подвижным поясом). В обоих случаях в одних и тех же тектонических зонах и практически одновременно с низкотитанистыми лампроитами формируются известково-щелочные, калиевые субщелочные (шошониты, латиты и минетты) серии пород, иногда в этих же зонах возникают щелочно-гранитовые и карбонатитовые серии.

Умереннотитанистые лампроиты обычно возникают при рифтогенной активизации краевых частей платформы, которые предварительно были вовлечены в процессы формирования складчатых поясов (передовые прогибы и т.д.). В отличие от низкотитанистых лампроитов этого типа сопровождаются лишь редкими проявлениями щелочного и калиевого субщелочного магматизма, который развивается преимущественно в соседних тектонических зонах.

Лампроитовый магматизм высокотитанистого типа развивается при активизационно-рифтогенном режиме преимущественно во внутренних областях докембрийских платформ. Их докембрийский фундамент практически всегда представлен средне-верхнепротерозойскими мобильными складчатыми поясами. До формирования лампроитов эти платформенные области нередко подвергались деструкции, часто сопровождавшейся мощными излияниями базальтов. Собственно лампроитовый магматизм или является единственным представителем магматических образований этих активизационных процессов, или сопровождается кимберлитовым, альнеитовым, щелочно-карбонатитовым магматизмом, характерным для авлакогенных структур.

Отметим, что аналогичные закономерности связи между уровнем обогащения Ti, Zr, Nb и геодинамической обстановкой формирования пород были ранее отмечены для базальтов и андезитов [44, 106]. Подобное совпадение, вероятно, может свидетельствовать о более общих процессах в мантии Земли, приводящих к обогащению пород титаном, ниобием и цирконием. В качестве возможного объяснения выявленных закономерностей привлечем данные экспериментальных работ по поведению титана и циркония в магматических расплавах.

Многочисленные экспериментальные работы последних лет по растворимости титана и циркония в силикатных расплавах [37, 136, 183] показали, что термодинамические условия, при которых происходило обогащение этими элементами мантийного источника, влияют на их содержание в породах. Выявленные статистически значимые вариации титана и циркония в лампроитах позволяют допустить определенные различия температуры и кислотно-основных свойств (степени полимеризации — НВО/Г) метасоматизирующего компонента. В этой связи если интерпретировать данные по содержанию в лампроитах титана, циркония и ряда других близких к ним элементов, то можно предположить, что обогащение мантийного источника низкотитанистых лампроитов (Алдан, Испания) протекало

в низкотемпературных условиях (примерно при 900—950°C) и метасоматизирующий компонент характеризовался кислотными свойствами или высокой степенью полимеризации. В мантийном источнике умереннотитанистых лампроитов (часть провинции Северной Америки, Гренландия, Замбия, Южная Индия, Англия) мантийный метасоматоз протекал при более высоких температурах (около 1000—1050°C), а в мантийном источнике высокотитанистых лампроитов (часть провинции Северной Америки, Центральная Индия, Западная Австралия, Антарктида) — при еще более высоких температурах (порядка 1100—1150°C) и метасоматизирующий компонент, по-видимому, обладал агпаитовым характером щелочности и низкой степенью полимеризации.

Таким образом, можно допустить, что мантийный источник именно Алданской лампроитовой провинции имел наиболее примитивный типично литосферный "холодный" мантийный характер.

### МИНЕРАЛОГИЯ ЛАМПРОИТОВ МИРА

Своеобразие минерального состава лампроитов определяется разными количественными сочетаниями оливина, клинопироксена, флогопита, лейцита, санидина, амфибола (типичен калиевый рихтерит) и целого ряда редких минералов, концентрирующих в своем составе некогерентные элементы Ba, Zr, Sr, TR (вадеит, прайдерит и др.). В отличие от кимберлитов среди акцессорных минералов частота встречаемости пиропов незначительна. В отдельных провинциях лампроиты в малых количествах содержат минералы псевдобрукитовой серии (армалколит) и самородные металлы. Из числа второстепенных и акцессорных минералов индикаторными признаками обладают хромшпинелиды, которым уделено в разделе специальное внимание. Кроме того, хотя и не повсеместно, отмечались ортопироксен, перовскит, прайдерит, джеппит, группа Ti—Fe окисных минералов. В лампроитах Смоук-Бьют диагностирован анальцим и новый минерал даванит ( $K_2TiSi_6O_{15}$ ), который недавно обнаружен и в Мурунском массиве. В основной массе пород отмечается присутствие стекла. В настоящем разделе уделено внимание породообразующим минералам и наиболее информативным акцессориям — оксидам из связующей массы лампроитов.

### ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Известные обзоры по минералогии лампроитов [101, 155, 210 и др.] касались главным образом общих особенностей химического состава минералов, выявленных при изучении классических провинций лампроитов (Австралия, Испания, США и др.). Появившийся за последние годы материал по новым лампроитовым провинциям Мира (Африка, Гренландия, Алдан и др.), а также более детальные работы

по минералогии лампроитов классических провинций позволили провести сравнение сквозных породообразующих минералов лампроитов значительно большего числа объектов.

В настоящем обзоре учтены материалы по 11 регионам Мира, где установлены лампроиты. Помимо Алдана (авторские материалы), использованы литературные данные, в том числе по Западному Кимберли, Австралия [140], юго-востоку Испании [149, 157, 202, 212], Лейцит-Хиллс, штат Вайоминг [96, 97], Смоук-Бьют, штат Монтана [159], Прери-Крик и Кимберли-Майн, штат Арканзас [187], Западной Гренландии [201], Гауссберг, Антарктида [189], Капамба, Африка [188], Вайракарур, Индия [173]. Для сопоставления привлечены данные по другим представителям калиевых пород — лейцититам, лампрофирам, кимберлитам [113, 121, 143, 144, 176, 177, 186], а также лампроитоподобным породам Средней Азии. Главное внимание уделено специфическим чертам состава породообразующих минералов лампроитов, их отличиям от минералов других калиевых пород, а также вариациям состава минералов лампроитов из различных провинций. При этом наметилась определенная корреляция особенностей минерального состава с петрохимией и геодинамическими условиями образования лампроитов из разных провинций, что, по-видимому, может быть обусловлено характером глубинных процессов. Рассматриваемый материал представлен преимущественно в виде графиков, на которых показаны обобщенные поля составов минералов для каждого региона. В таблицах помещены лишь наиболее представительные анализы минералов разных провинций, за исключением Алданской, материалы по которой см. в главе 3.

**Оливин** — один из характерных минералов лампроитов и встречается в породах большинства провинций. Однако ультраосновные лампроиты, в которых оливин является доминирующим породообразующим минералом, обнаружены сравнительно недавно — в 70-е годы в Западном Кимберли, Австралия.

В лампроитах обычно присутствуют ксенокристаллы оливина и его вкрапленники двух генераций (фенокристаллы первого поколения и микролиты основной массы — второе поколение). В отличие от кимберлитов, где встречаются округлые желвакообразные нодулы оливина, ксенокристаллы оливина в лампроитах представлены обломками одиночных кристаллов или их мультиплетными сростками. Кристаллы оливина обычно зональны.

Оливин лампроитов характеризуется высокой магнезиальностью, повышенными содержаниями NiO, иногда CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, пониженными MnO (табл. 34). Магнезиальность оливина обычно выше 90. Отмечается относительно более высокая железистость оливина микролитов (до  $Fo_{87}$ ) в оливиновых разностях пород и в целом в лейцититовых разностях лампроитов Австралии. В последних она составляет  $Fo_{77-92}$ . В лампроитах Испании, США, Франции и др., по данным Х. Вагнер [210], состав ксенокристаллов оливина совпадает с составами центральных частей его фенокристаллов и отвечает  $Fo_{77-92}$ .

Таблица 34

Представительные анализы (в мас. %) оливина лампроитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	40,84	40,69	40,40	40,24	40,20	40,08	40,3	41,25
TiO <sub>2</sub>	0,02		Нет данных	0,04	0,01	0,01	0,002	Нет данных
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03		"	0,03	0,02	0,03	0,002	"
FeO	6,95	8,53	9,73	13,14	8,31	10,31	10,5	8,10
MnO	0,08	0,13	0,33	0,14	0,14	0,15	0,19	0,09
MgO	51,36	49,83	48,77	44,37	50,12	48,68	48,2	49,83
CaO	0,10	0,08	0,15	0,12	0,14	0,26	0,33	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,04	Нет данных	0,09	0,01	0,01	0,03	Нет данных
NiO	0,40	0,38	0,18	Нет данных	0,39	0,26	0,38	0,62
Сумма	99,81	99,68	99,57	99,17	99,34	99,79	99,934	99,99
mg	02,9	91,2	90,0	85,7	91,5	89,4	89,1	91,6

Примечание. 1 — микрофенокрит флогопит-оливинового лампроита, Эллендейл-9, Западное Кимберли; 2 — Испания; 3 — среднее из двух, основная масса орендита, Лейцит-Хиллс; 4 — Индия; 5 — микрофенокрит, Кимберли-Майн, Арканзас; 6 — Капамба, Африка; 7 — Гауссберг, Антарктида; 8 — Смоук-Бьют, штат Монтана.

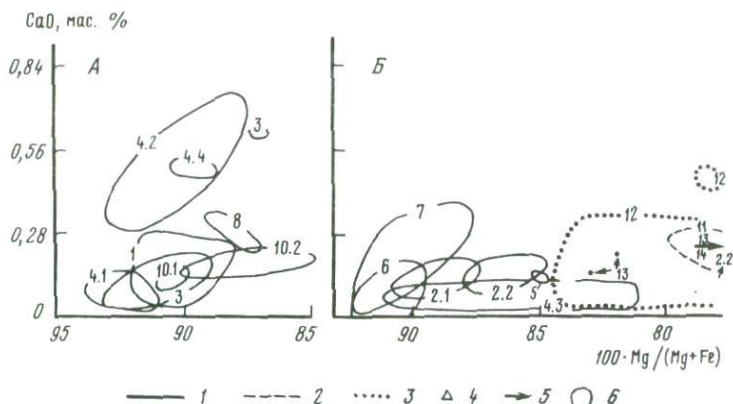


Рис. 30. Корреляция CaO—mg в оливинах из лампроитов

1 — лампроиты; 2 — лейцититы; 3 — лампрофиры; 4 — кимберлиты; 5 — тренды изменения состава минерала от ядра к кайме; 6 — поля составов минерала из различных провинций. 1—10 — провинции лампроитов: 1 — Западная Австралия, 2 — Юго-Восточная Испания (2.1 — ядра фенокристаллов, 2.2 — основная масса), 3 — Лейцит-Хиллс, США, 4 — Алдан (4.1 — Рябиновый, 4.2 — силлы Центрального Алдана, 4.3 — Ломамский, 4.4 — Мурунский), 5 — Вайракарур, Индия, 6 — Арканзас, США, 7 — Капамба, Африка, 8 — Антарктида, 9 — Гренландия, 10 — Смоук-Бьют, Монтана, США (10.1 — ядра фенокристаллов, 10.2 — края вкрапленников, основная масса); 11 — лейцититы, Новый Южный Уэльс; 12 — минетты Новаяйо; 13 — кокиты, каяяниты Вьетнама, Индонезии; 14 — лейцититовые тефриты, Италия

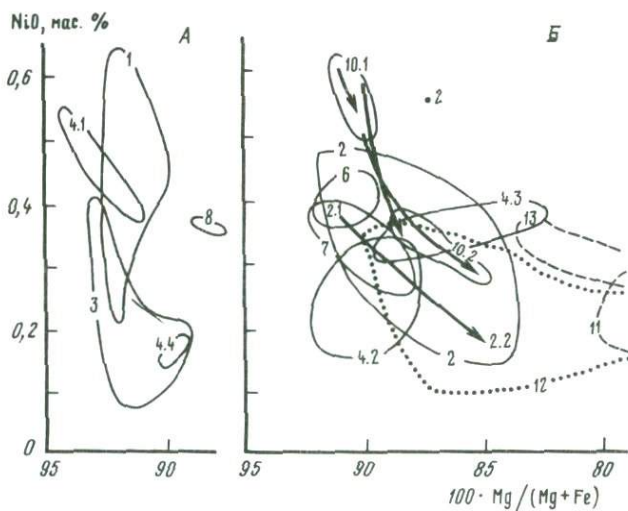


Рис. 31. Корреляция NiO — mg в оливинах из лампроитов  
Условные обозначения те же, что на рис. 30

Таблица 35

Представительные анализы (в мас. %) клинопироксена лампроитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,74	53,81	53,79	54,01	52,51	52,45	53,00	51,37
TiO <sub>2</sub>	1,04	0,70	0,90	2,18	1,10	0,68	0,86	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,17	0,09	0,25	0,85	1,12	0,43	1,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,02	0,34	Не опр.	0,71	0,93	0,32	Не опр.
FeO*	2,68	2,48	2,30	3,92	5,19	2,43	3,73	10,99
MnO	0,10	0,14	0,07	Не опр.	0,13	0,05	0,11	0,21
MgO	16,63	18,28	17,44	17,54	17,84	17,33	16,32	13,35
CaO	24,93	23,20	24,73	22,10	20,06	24,10	22,15	21,56
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,22	0,36	Не опр.	0,36	0,48	0,74	0,27
Сумма	99,87	99,02	100,02	100,00	98,75	99,57	97,66	99,15
тг	0,92	0,93	0,93	0,89	0,86	0,93	0,87	0,684

\* Общее железо, пересчитанное на FeO.

Примечание. 1 — из флогопит-лейцит-оливиновых лампроитов, Эллендейл-16, Австралия; 2 — из оливинового орендита, Лейцит-Хиллс, США; 3 — из гипабиссальных разностей Прери-Крик, штат Арканзас, США; 4 — из оливин-армолколит-флогопитового лампроита, Смоук-Бьют, штат Монтана, США; 5 — из амфиболовых лампроитов, Гренландия; 6 — фенокрит из лампроитов Капамба, Африка; 7 — фенокрит, Юго-Восточная Испания; 8 — из трубки взрыва Кошмансая, Средняя Азия (кроме того, 0,05%).

Магнезиальность оливина из других калиевых пород (лейцититов, лампрофинов, кокитов) в целом заметно меньше. Величина  $mg$  обычно 85 и только в единичных образцах лампрофинов иногда достигает более высоких значений (рис. 30, 31). В отдельных провинциях даже оливин из кимберлитов более железистый ( $mg$  85—91), чем из лампроитов ( $mg$  91—93,5), как статистически показано [201] для Западной Гренландии.

Содержание  $MnO$  (мас. %), хотя и колеблется в лампроитах разных провинций (Западное Кимберли 0,05—0,17, Испания 0,15—0,33, Алдан 0,10—0,30), но обычно ниже, чем в лейцитовых тефритах Италии (0,60—0,70), лейцититах Нового Южного Уэльса (0,20—0,40), кокитах Вьетнама и Индонезии (0,20—0,50).

По содержанию элементов-примесей ( $Ni$ ,  $Ca$ ,  $Cr$ ,  $Mn$ ) лампроиты разных провинций и массивов имеют довольно стабильные различия. Так, наиболее высокие концентрации  $NiO$  (до 0,65 мас. %) отмечены в оливинах из лампроитов Западного Кимберли и в центральных частях зерен оливина из лампроитов Смоук-Бьют, штат Монтана. К ним приближаются оливины из трубок взрыва массива Рябиновый, Алдан (см. рис. 31, А, поле 4.1), а также единичные анализы из канкалитов Испании [149]. В оливинах из лампроитов остальных сопоставляемых провинций содержание  $NiO$  колеблется в пределах 0,10—0,40 мас. %. Концентрация  $NiO$  резко падает от центра зерна к краю в зональных оливинах, что особенно отчетливо проявлено в испанских образцах (см. рис. 31, Б, от т. 2.1 — ядро к т. 2.2 — край), а также в образцах из Смоук-Бьют (рис. 31, Б, поля 10.1 и 10.2).

Повышенные содержания хрома (данные ограничены), колеблющиеся в пределах 0,01—0,10 мас. %, отмечены в оливинах Западного Кимберли, на Алдане и в некоторых других провинциях.

Присутствие  $CaO$  постоянно фиксируется в оливинах из лампроитов (см. рис. 30). В большинстве провинций его содержание колеблется в пределах от 0,05 до 0,30 мас. %. Однако в оливинах из силлов Центрального Алдана и Мурунского массива, а также в отдельных образцах из Лейцит-Хиллс (США) содержание  $CaO$  возрастает и колеблется в пределах 0,30—0,65 мас. %. Оливины Ломамского массива дают широко варьирующий по магнезиальности спектр составов ( $mg$  90—82). Однако содержание  $CaO$  и  $Ni$  достаточно устойчивое ( $CaO$  0,01—0,10,  $NiO$  0,29—0,39 мас. %).

Клинопироксен лампроитов (табл. 35), как и оливин, широко распространен в виде ксенокристаллов, фенокристаллов и мелких призматических выделений в основной массе. По составу он относится к магнезиальным и кальциевым моноклинным пироксенам (диопсид с несущественной долей геденбергитовой составляющей, магнезиальный авгит-эндиопсид) с незначительными вариациями в распределении катионов по позициям  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $T_2$ .

Отмечается зональное строение зерен клинопироксена, особенно характерное для фенокритов; зональность подчеркивается изменением окраски минерала, связанным с изменениями его состава.

Наиболее типичные вариации состава пироксена демонстрируются

примерами для лампроитов различных провинций. По соотношению Са : Mg : Fe образцы клинопироксена большинства лампроитовых провинций варьируют слабо, попадая в поле диопсида (Индия, Арканзас, Африка, Антарктида и др.) либо магнезиального авгита — эндиопсида (Гренландия, Монтана). В лампроитовых дайках Западной Гренландии [201] доля *Wo*-составляющей заметно варьирует в зависимости от состава лампроитов: в амфиболовых лампроитах ксенокристаллы представлены эндиопсидами (*Wo* 44—41), а в лейцитовых лампроитах фенокристаллы и пироксен основной массы — диопсидом (*Wo* 48—45). Наиболее отчетливые вариации в составе клинопироксенов отмечались в лампроитах Австралии, Испании, Лейцит-Хиллс, Алдана. В испанских и австралийских лампроитах клинопироксен варьирует по составу — это диопсид и эндиопсид. При этом в целом клинопироксены из испанских лампроитов несколько более железистые, чем австралийские. В Лейцит-Хиллс среди клинопироксенов различаются две группы: а) бесцветные диопсиды, образующие фенокристы, микрофенокристы и каймы вокруг мегакристов салита зеленого цвета; б) мегакристы или ядра фенокристов, имеющие характерный зеленый цвет и отвечающие по составу салиту. Исследования на микрозонде вкост зерен сложного состава показало резкую смену составов на границе салит (ядро)—диопсид (край). Полагают, что салиты имеют ксеногенное происхождение за счет дезинтеграции пироксенитовых нодул и кристаллизовались из более богатых железом расплавов, чем диопсиды [146]. Среди клинопироксенов из лампроитов Алдана наиболее обычны диопсиды; они встречаются в трубках взрыва, силлах, а также в лампроитах Мурунского и Ломамского массивов. Однако в силлах в основной массе породы иногда встречаются салиты. Как и в лампроитах Лейцит-Хиллс, на Алдане известны салиты зеленого цвета, которые сохранились в ядрах крупных кристаллов; их ксеногенное происхождение не вызывает сомнений.

При общем довольно низком содержании титана и алюминия соотношение этих элементов позволяет различать три группы образцов. В клинопироксенах из лампроитов Австралии, штата Монтана (США), Индии при минимальном содержании алюминия ( $Al_2O_3$  до 0,5 мас. %) отмечаются достаточно широкие вариации титана вплоть до максимальных концентраций 2,8 мас. %  $TiO_2$ . В образцах из лампроитов Африки и Гренландии содержание  $Al_2O_3$  заметно возрастает (до 1,5 мас. %). Вместе с тем в клинопироксенах из лампроитов Испании при довольно низком и устойчивом содержании титана ( $TiO_2$  0,5—1 мас. %) доля алюминия ( $Al_2O_3$  от 0 до 1 мас. %) заметно варьирует. Диопсиды из лампроитов Алдана имеют минимальные содержания титана (до 0,5 мас. %) при заметных вариациях алюминия. При этом диопсиды из алданских трубок взрыва содержат до 1,5 мас. %  $Al_2O_3$ , тогда как образцы из силлов — до 2 мас. %. Составы алданских клинопироксенов из трубок взрыва частично перекрываются соответствующими образцами из лампроитов Испании и Лейцит-Хиллс. Наиболее богаты глиноземом ( $Al_2O_3$  до 4 мас. %) са-

литы зеленого цвета, которые, как полагают, имеют ксеногенное происхождение и сохраняются в виде ядер в диопсидах лампроитов Лейцит-Хиллс и Алдана. В зональных клинопироксенах обычно отмечается увеличение содержания  $TiO_2$  в краевых зонах. Корреляция составов клинопироксена и породы особенно отчетливо проявлена в Смоук-Бьют (Монтана): в оливин-армалколитовом лампроите клинопироксен богаче титаном ( $TiO_2 \sim 2,3$  мас. %), чем в санидин-флогопитовом ( $TiO_2 \sim 1,7$  мас. %).

Еще более отчетливо различия в закономерностях распределения титана и алюминия проявляются при сопоставлении формульных долей алюминия и титана в клинопироксенах (рис. 32). Рассматриваемые образцы образуют четыре группы полей: *I* — субвертикальная группа полей, образованная клинопироксенами из лампроитов Австралии, штатов Монтана и Арканзас (США), Индии; они характеризуются самыми низкими формульными долями алюминия (до 0,02) при максимальном титане (до 0,075); *II* — клинопироксены лампроитов Африки и Гренландии обособились в пределах умеренных значений титана (0,02—0,05) и высоких — алюминия (до 0,055); *III* — клинопироксены Испании, Лейцит-Хиллс (США), Антарктиды занимают совмещенное поле в пределах умеренных значений титана (до 0,028) и алюминия (до 0,035). С ними перекрывается поле клинопироксенов Молбо, а также Ломамского массива (поля 4.4, 4.5) Алданской провинции, СССР; *IV* — клинопироксены лампроитов Центрального Алдана характеризуются минимальными значениями титана (меньше 0,01) и широкими вариациями доли алюминия (до 0,06 в трубках взрыва, до 0,095 в силлах). Для ксеногенных салитов зеленого цвета (Лейцит-Хиллс, Алдан, см. рис. 32, поля 3.2, 4.3) характерны, как правило, еще более высокие формульные доли алюминия.

По поведению кремния относительно алюминия в клинопироксенах лампроитов также можно выделить четыре группы образцов: *I* — это клинопироксены лампроитов Австралии, Индии, Арканзаса, в которых  $[Si] + [Al]$  много меньше двух (рис. 33, А, поля 1, 6, 10); *II* — клинопироксены лампроитов Африки, Антарктиды, Гренландии (рис. 33, Б, поля 7, 8, 9), поля которых находятся также ниже линии  $[Si] + [Al] = 2$ . В обеих этих группах Al не хватает для заполнения тетраэдрических позиций в формуле и, возможно, эту позицию замещают  $Fe^{3+}$  и Ti; *III* — в клинопироксенах из лампроитов Вайракарур, Индия (см. рис. 33, Б, поле 5), Лейцит-Хиллс (см. рис. 33, А, поле 3.1), Испании, Алдана (рис. 33, В, поля 2, 4.1, 4.2), в том числе и образцов из Молбо, Муруна, Ломамского массива (см. рис. 33, Б, поле 4.4) составы варьируют около линии  $[Si] + [Al] = 2$ , переходя от значений  $[Si] + [Al] < 2$  до  $[Si] + [Al] > 2$ ; *IV* — ксеногенные салиты зеленого цвета преимущественно характеризуются значениями  $[Si] + [Al] > 2$ . В них содержание Al превышает количество, необходимое для заполнения вакансий в тетраэдрической позиции.

Натрий (формульная доля) и магнезиальность клинопироксенов лампроитов довольно устойчивы и преимущественно варьируют в пределах величин 0,93—0,88,  $[Na]$  0,01—0,04. Несколько более широкие

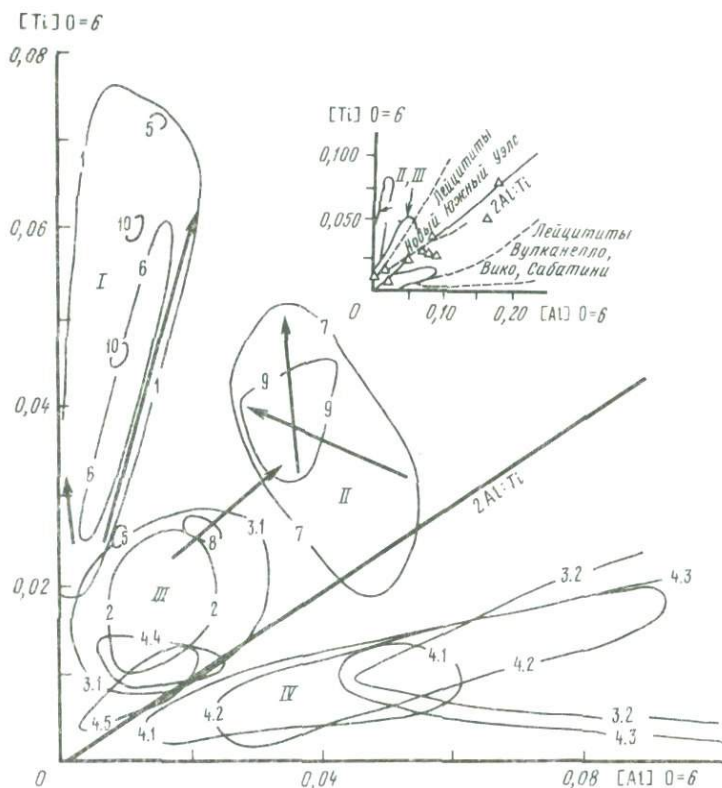


Рис. 32. Состав клинопироксенов лампроитов на диаграмме [Ti] — [Al] (в формульных единицах при расчете по кислородному методу при  $O = 6$ )

2 — Юго-Восточная Испания; 3 — Лейцит-Хиллс (3.1 — клинопироксены лампроитов, 3.2 — ксенокристаллы); 4 — Алдан: лампроиты трубок взрыва (4.1), силлов (4.2), ксенокристаллы (4.3) Центрального Алдана, 4.4 — Мурунский массив, Молбо; 4.5 — Ломамский массив; 10 — Смоук-Бьют, Монтана. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 30, а также в тексте

пределы вариаций отмечаются в образцах Лейцит-Хиллс и особенно Испании и Алдана. В испанских лампроитах в зональных зернах при сопоставлении ядра вкрапленника с его краевой зоной либо с клинопироксеном основной массы обнаруживаются два тренда изменения: 1 — уменьшение магнезиальности (от 0,91 до 0,80) при постоянном [Na], 2 — увеличение [Na] от 0,01 до 0,05 при незначительном изменении магнезиальности. Тренд 1-го типа характерен для алданских лампроитов из трубок взрыва и силлов, 2-го типа — для Лейцит-Хиллс, Молбо, Мурунского и Ломамского массивов. Ксенокристаллы салита зеленого цвета характеризуются достаточно широкими вариациями рассматриваемых величин, в целом при более низкой  $mg$  (до 0,55) и высоком [Na] (0,04—0,18).

Регулярно в клинопироксенах отмечаются содержания хрома

(Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1,0 мас. %), местами (Гаусберг, Антарктика) — повышение концентрации никеля (NiO до 0,2 мас. %). В числе самых характерных особенностей состава следует обратить внимание на сравнительно низкие для лампроитов содержания TiO<sub>2</sub> (до 2,8 мас. %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 2 мас. %).

Сопоставление клинопироксенов из лампроитов и лейцититов, лампрофириров, кимберлитов показало определенные черты их сходства и различия. Так, для лейцититов характерны в основном салиты, за исключением лейцититов Нового Южного Уэльса, где распространены диопсиды. Магнезиальность клинопироксенов из лейцититов обычно ниже, чем из лампроитов. Клинопироксены лейцититов, как правило, обогащены TiO<sub>2</sub> и особенно Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что особенно ярко выражено при расчете формульных коэффициентов (см. рис. 32). Так, на врезке рис. 32 лейцититы образовали два поля: клинопироксены лейцититов Нового Южного Уэльса — в области высокотитанистых составов [111], клинопироксены лейцититов Итальянской провинции — в области низкотитанистых составов [155, 157, 206]. Однако обе группы лейцититов содержат клинопироксены, богатые Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В лампрофирах состав пироксенов [143, 176] варьирует весьма широко, но, как правило, для них, так же как и для лейцититов, характерны высокие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В формульных коэффициентах преобладают разности, насыщенные кремнием при [Si] > 1,900. Некоторое уменьшение величины [Si] сопровождается возрастанием доли [Al], причем заметно более резкое, чем в лампроитах (см. рис. 33). Магнезиальность клинопироксенов лампрофириров также варьирует в широких пределах — от 0,90 до 0,63, причем низкие значения (0,8—0,6) весьма характерны.

Что касается кимберлитов, то типичный для них диопсид из основной массы характеризуется обычно очень низкими концентрациями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> [113, 121, 144]. В некоторых провинциях, например в кимберлитах Орророо в Южной Австралии, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,01 мас. %. Диопсиды кимберлитов — наиболее насыщенные SiO<sub>2</sub> разности; в формульных коэффициентах величина [Si] варьирует преимущественно в пределах 1,973—2,021 при весьма умеренной доли алюминия ([Al] ≈ 0,008—0,080). Типичны и некоторые соотношения формульных коэффициентов: 2[Al] : [Ti] ≈ 1 (см. рис. 32), [Si] + [Al] > 2 (см. рис. 33).

Слюда — один из наиболее характерных минералов большинства лампроитов. Она встречается как в виде фенокристов, так и в основной массе пород, иногда в виде пойкилитовых выделений. Нередко, особенно в крупных фенокристах слюды, отмечается зональное строение, проявляющееся в изменении окраски и состава. Наиболее общие особенности состава слюд — это высокие содержания MgO, TiO<sub>2</sub> при относительно низких — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Заметные вариации состава слюд как в пределах отдельных провинций, так и между образцами из различных регионов используются [155] для расшифровки генетических вопросов.

Таблица 36

Представительные анализы (в мас. %) слюд из лампроитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	39,61	40,24	39,23	40,65	39,69	38,19	38,47	38,30
TiO <sub>2</sub>	6,32	6,26	5,14	5,24	9,13	8,13	9,09	3,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,93	11,27	13,91	11,38	11,02	12,13	10,71	14,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	1,31	0,04	0,96	0,44	0,27	Нет данных	Нет данных
FeO*	10,01	3,56	6,86	4,42	5,11	8,55	11,30	5,04
MnO	0,08	0,02	0,05	0,03	0,04	0,02	0,10	0,02
MgO	21,43	22,99	20,23	22,67	19,82	17,57	16,05	22,70
CaO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,09	Нет данных
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,04	0,04	0,11	0,20	0,10	0,56	0,30
K <sub>2</sub> O	10,25	10,55	10,50	10,28	9,17	9,14	8,88	10,30
Сумма	96,12**	99,01	97,01**	96,83**	96,75**	95,10	97,82**	95,18
mg	79,2	92,0	84,0	90,1	87,3	78,6	71,7	88,9

\* Общее железо, пересчитанное на FeO.

\*\* Дополнительные определения: ан. 1 — NiO 0,07, BaO 0,46, F 1,43, Cl 0,00; ан. 2 — NiO 0,16, BaO 0,31, F 1,60; ан. 3 — BaO 1,01; ан. 4 — NiO 0,18, BaO 0,29, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,03, F 0,58; ан. 5 — BaO 1,98, NiO 0,13; ан. 7 — NiO 0,07, BaO 1,25, F 1,25.

Примечание. Слюды из лампроитов следующих районов: 1 — ядро фенокрита из оливин-флогопитового лампроита, дайка, Аргайл, Восточное Кимберли; 2 — ядро фенокрита из К-рихтерит-флогопит-лейцитового лампроита, Маунт-Нора, Западное Кимберли; 3 — из оливинового орендита, Лейцит-Хиллс, США; 4 — из брекчии, Прери-Крик, Арканзас, США; 5 — ядро фенокрита из армоколлит-флогопитового лампроита, Смоук-Бьют, Монтана, США; 6 — ядро фенокрита, лейцитовый лампроит. Гренландия; 7 — центр зерна, Капамба, Африка; 8 — фенокрит, Испания.

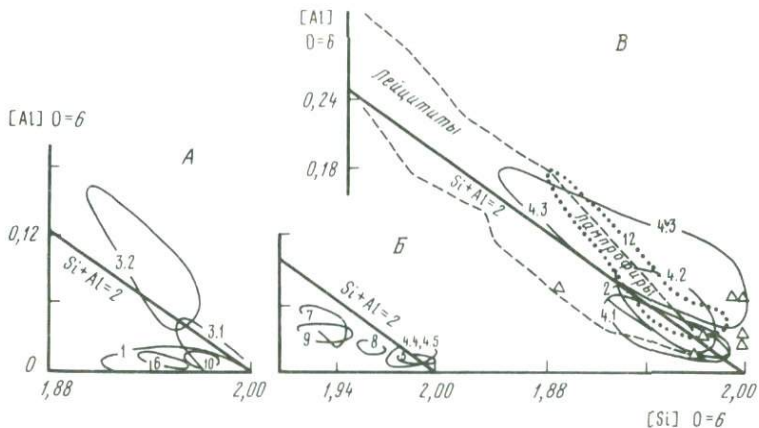


Рис. 33. Состав клинопироксенов лампроитов на диаграмме [Al] — [Si] (в формульных единицах при расчете по кислородному методу при  $O = 6$ )  
 Условные обозначения те же, что на рис. 32 и в тексте

Судя по соотношению Mg—Al—Fe, составы слюд лампроитов отвечают флогопиту и истониту. При этом составы отдельных зональных зерен, не говоря уже о составах слюд целого массива или провинции, могут располагаться по обе стороны от границы флогопит—аннит. Высокая магнезиальность — главная особенность состава слюд лампроитов (*mg* 72—92, табл. 36). По величине *mg* они перекрываются со слюдами из кимберлитов, однако доля алюминия в слюдах кимберлитов заметно выше. По соотношению Mg—Al—Fe различаются три группы слюд: I — флогопиты (максимальные содержания MgO 20—24 мас. %) характерны преимущественно для Западной Австралии, Лейцит-Хиллс штата Арканзас, а также Ломамского массива на Алдане; II — истонит-флогопиты (содержания MgO несколько снижается до 16 мас. %) типичны для алданских силлов и Мурунского массива, для лампроитов Африки, Антарктиды; III — истониты (при переменном MgO, устойчиво высокое содержание  $Al_2O_3$  — до 14,5 мас. %) отмечены в лампроитах Испании, алданских трубках взрыва, Гренландии, Смоук-Бьют, Монтана. Слюды этой группы частично перекрываются по составу со слюдами лампроифиров, однако последние, как правило, еще более богаты алюминием.

В зональных слюдах отмечается тенденция к уменьшению содержаний алюминия и увеличению железа в краях пластинок. Особенно низкие содержания алюминия наблюдаются в слюдах основной массы лампроитов Западной Австралии, а также в Кимберли-Майн. Иногда краевые части пластинок слюды имеют обратную схему абсорбции и отвечают по составу тетриферрифлогопиту. В Лейцит-Хиллс заметно различаются слюды орендитов (истониты) и мадупитов (флогопиты), последние обеднены алюминием. Ксеногенные слюды, которые диагностированы в лампроитах Испании и Лейцит-Хиллс, как

правило, заметно обогащены алюминием и приближаются по составу к истониту.

Детали корреляции алюминия с общим железом и титаном отражены на диаграмме  $Al_2O_3-FeO$  (рис. 34, А, Б). Р. Митчелл [155] выявил два тренда в изменении концентрации этих элементов в слюдах лампроитов, присвоив им названия: "волжидитовый тренд" — резкое обогащение железом и титаном при небольшом снижении алюминия, "фицроит-седриситовый тренд", при котором происходит заметное обеднение алюминием, а содержания железа и титана меняются незначительно. Проявление той или иной тенденции в изменении состава слюды обусловлено, как полагают [155], разными условиями кристаллизации. В частности, допускается, что для реализации волжидитового тренда благоприятны обогащение расплава  $H_2O$  и медленный процесс его кристаллизации. Позднее было установлено [140], что только крупнозернистые волжидиты удовлетворяют этому условию, а в мелкозернистых разностях этих пород проявлен фицроит-седриситовый тренд.

Во многих из рассматриваемых провинций фиксируются фактически оба тренда. Так, в образцах из Западной Австралии (см. рис. 34, А, поля 1.1, 1.2) ядра фенокристов заметно обогащены  $Al_2O_3$  (до 12 мас. %) при низком содержании  $FeO_{общ}$  (~3%). При переходе к внутренним зонам зональных зерен происходит резкое падение  $Al_2O_3$  (~6 мас. %) при небольшом повышении доли железа ( $FeO_{общ}$  ~7,5 мас. %), т.е. проявляется фицроитовый тренд. Однако в краевых зонах пластинок слюды, в слюдах из основной массы содержание глинозема меняется слабо, а железо может возрасти до 11 мас. % и выше, т.е. фицроитовый тренд сменяется волжидитовым. Аналогичное соотношение между  $Al_2O_3$  и  $FeO$  проявилось и во флогопитах из лампроитов штата Арканзас (США). Здесь наиболее высокие содержания  $Al_2O_3$  (до 12 мас. %) отмечены в слюдах из туфов и брекчий лампроитов Прери-Крик, а в гипабиссальных их разностях доля  $Al_2O_3$  уменьшается до 6—8 мас. %. Во флогопитах из Кимберли-Майн содержание  $FeO_{общ}$  резко увеличивается до 14—16 мас. %, а  $Al_2O_3$  падает до 2 мас. %.

При анализе состава алданских слюд обнаружен еще один, новый тренд, а именно: в образцах слюд из трубок взрыва и силлов Центрального Алдана (см. рис. 34, Б, поля 4.1, 4.2), как и в Гренландии, а также в части образцов из лампроитов Испании, происходит заметный рост содержания железа практически без изменения доли алюминия. Условно назовем этот тренд "алданским" (см. рис. 34, Б, поля 4.1, 4.2, 9, 2.2). Слюды из алданских трубок взрыва (поля 4.1а и 4.1б) имеют устойчивые содержания  $Al_2O_3$  (14 мас. %), тогда как содержание общего железа возрастает, если сопоставлять фенокристы ( $FeO_{общ}$  4—9 мас. %) и слюды из основной массы породы ( $FeO_{общ}$  8—17 мас. %). Однако в зональных слюдах из силлов алданских лампроитов проявляется и типичный волжидитовый тренд изменения состава (см. рис. 34, Б, стрелки 4.2).

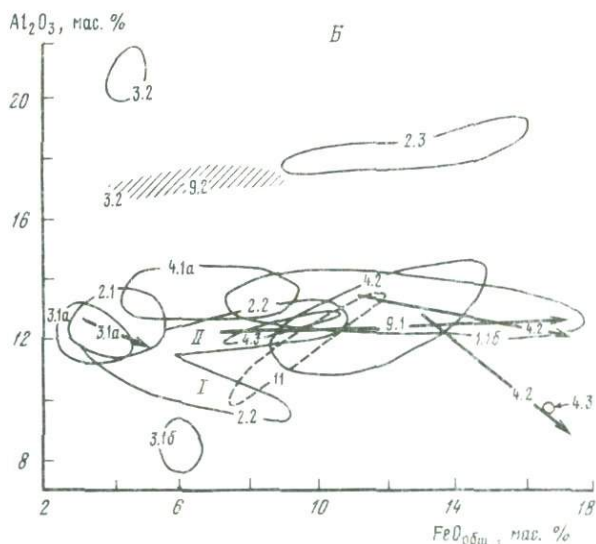
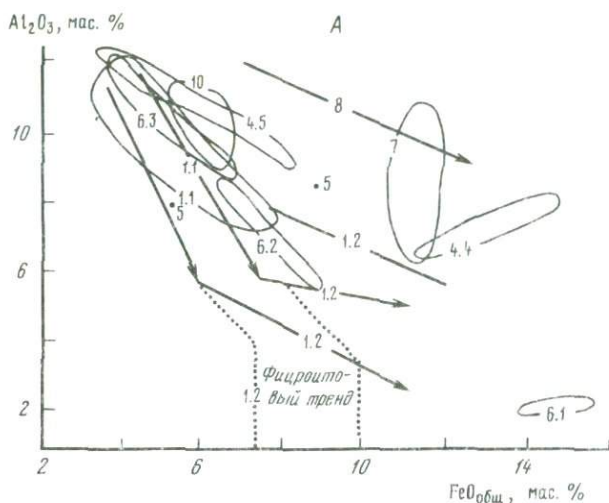


Рис. 34. Корреляция  $Al_2O_3$ — $FeO_{общ}$  в слюдах из лампронтов

1 — Западная Австралия (1.1 — ядра фенокристаллов, 1.2 — каймы фенокристаллов, основная масса, 1.3 — дайки); 2 — Испания (2.1 — фенокристаллы, 2.2 — каймы фенокристаллов, основная масса, 2.3 — ксенокристы); 3 — Лейцит-Хиллс (3.1а — орендиты, 3.1б — мадупиты, 3.2 — ксенокристы); 4 — Алдан (4.1 — трубки взрыва: а — фенокристы, б — основная масса, 4.2 — силлы Центрального Алдана, 4.3 — Мурунский массив, 4.4 — Молбо, 4.5 — Ломамский массив); 6 — Арканзас: 6.1 — Кимберли-Маян, 6.2, 6.3 — Прери-Крик, гипабиссальные трубки (6.2), туфы и брекчии (6.3); 8 — Антарктида; 9 — Гренландия: 9.1 — лампронты, 9.2 — кимберлиты; 12 — минетты Гондваны (Индия).  
Остальные условные обозначения те же, что на рис. 30, а также в тексте. Фицройтовский тренд по Р. Митчелл [155]

В области составов флогопитов из лампроитов Испании и алданских силлов располагается и поле флогопитов Мурунского массива (см. рис. 34, Б, поле 4.3). В то же время флогопиты Ломамского массива и Молбо резко различаются: для первых характерны низкие содержания  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  (3,5—9 мас. %), высокие —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 12 мас. %), они перекрываются с полями флогопитов Западной Австралии, Смоук-Бьют, США (см. рис. 34, А, поля 4.5, 1.1, 10); вторые — при высоком содержании  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  (11—15 мас. %) имеют умеренные концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (6—8 мас. %), частично перекрываясь с полем флогопитов из лампроитов Капамба, Африка.

Неожиданно распределились на диаграмме точки составов слюд испанских лампроитов (см. рис. 34, Б, поле 2.2). Фенокристы (поле 2.1) занимают компактное поле; они несколько богаче глиноземом, чем слюды Западной Австралии. Что касается слюд из основной массы пород, в том числе пойкилитовых выделений, а также краевых зон фенокристаллов, то они обособились в два поля: I поле характеризуется типичным волжидитовым трендом — увеличение  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  от 4 до 9,5 мас. % при медленном падении  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; II поле повторяет алданский тренд — резкое увеличение доли  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  (до 11 мас. %) при неизменном уровне концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

При сопоставлении соотношений  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{FeO}_{\text{общ}}$  в слюдах из лампроитов и кимберлитов Гренландии (см. рис. 34, Б, поля 9.1 и 9.2) отчетливо видно, что последние резко обогащены алюминием. Составы слюд минетт в этих же координатах перекрываются со слюдами из лампроитов Центрального Алдана, Испании и ряда других регионов.

Соотношение Al и Ti в слюдах лампроитов (в формульных коэффициентах при расчете на O = 22) Западной Австралии, Гренландии, Африки, Смоук-Бьют отвечает величине 2 Al : Ti, либо обогащены [Ti], величина которого достигает в отдельных образцах значений 1,3 форм. ед. К слюдам австралийских лампроитов приближаются по соотношению Ti и Al флогопиты Ломамского массива, Алдан. Вместе с тем фенокристы слюд из лампроитов Лейцит-Хиллс, Испании, а также большинства алданских образцов, в том числе и Ломамского массива, при максимальных долях [Al] (до 2,5 форм. ед. характеризуются небольшими величинами долей [Ti] (от 0,02 до 0,4 форм. ед.). Как уже отмечалось, слюды Молбо имеют наиболее низкие из исследованных образцов содержания алюминия ([Al] 1,1—1,5) и титана ([Ti] 0,1—0,3). По соотношению [Al]—[Ti] некоторые образцы приближаются к слюдам из кимберлитов. Флогопиты минетт, широко варьируя по составу, иногда перекрываются по составу с флогопитами лампроитов и кимберлитов.

В слюдах лампроитов обычно обнаруживается дефицит традиционных катионов тетраэдрической позиции  $\text{Si} + \text{Al} < 8$  (рис. 35). Предполагается, что свободные тетраэдрические позиции заполняются  $\text{Fe}^{3+}$  или  $\text{Ti}^{4+}$ . Максимальный дефицит свойствен слюдам Западной Австралии (см. рис. 35, А, поля 1.1, 1.2). К ним примыкают поля слюд Прери-Крик (Арканзас), а также слюды Мурунского и

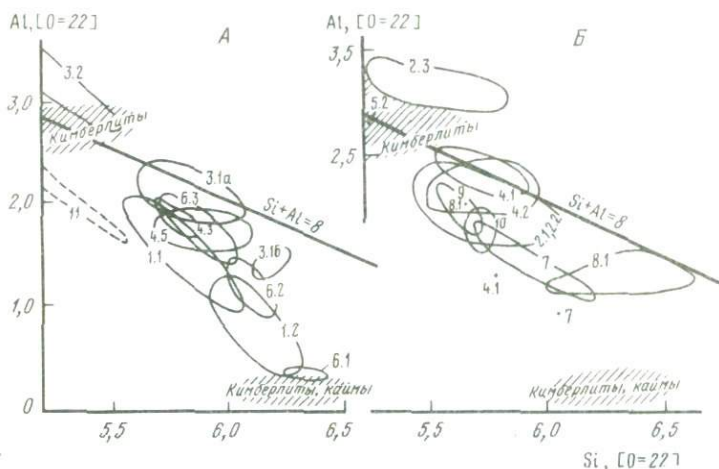


Рис. 35. Корреляция  $[Al] - [Si]$  в слюдах из лампрантов (в формульных единицах при расчете по кислородному методу при  $O = 22$ )

Условные обозначения те же, что на рис. 30, 34

Ломамского массивов, Алдан (см. рис. 35, А, поля 6.3, 4.3, 4.5). Последние частично перекрываются с полем слюд Западной Австралии. Показательно, что слюды основной массы кимберлитов, помимо того что заметно обеднены  $[Si]$ , характеризуются тем, что все тетраэдрические позиции в них заполнены кремнием вместе с алюминием, а величина  $Si + Al \approx 8$ . Слюды из лейцититов Нового Южного Уэльса в отличие от лампрантов обеднены  $[Si]$  (см. рис. 35, А). Слюды кокитов Вьетнама и Индонезии [209, 211] по ряду особенностей химизма напоминают слюды лампрантов. Однако следует иметь в виду, что слюды кокитов имеют слишком широкий разброс значений и перекрываются также с полями лампрофиров и других калиевых пород.

Ксенокристы слюд, обнаруженные в лампрантах Лейцит-Хиллс и Испании, занимают резко обособленное положение на большинстве диаграмм, характеризуясь резко повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (см. рис. 34, 35).

Амфибол хотя и в меньшей степени, чем флогопит и диопсид, во многих разновидностях лампрантов также является главным породообразующим минералом, составляя до 30% объема основной массы породы. Он образует пойкилитовые выделения (Волжидит-Хиллс, Западная Австралия), включая минералы ранних стадий кристаллизации — слюду, клинопироксен, лейцит. Встречается амфибол и в виде призматических зерен, а также в виде псевдоморфоз по оливину и диопсиду. Наиболее специфичный для лампрантов амфибол — это  $Ti-K$ -рихтерит, который, по мнению некоторых исследователей [155 и др.], следует рассматривать в качестве одного из главных индикаторных минералов лампрантов. Однако, как пока-

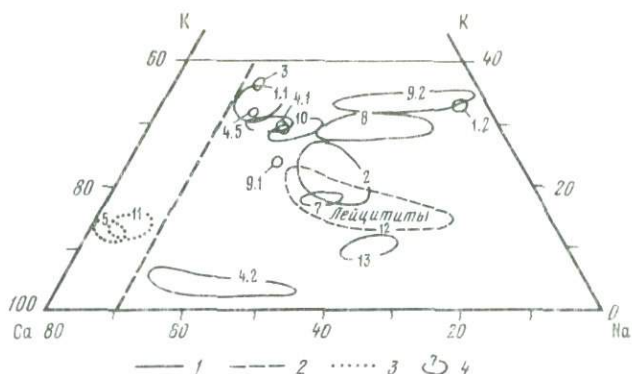


Рис. 36. Состав амфиболов из лампроитов на диаграмме К—Са—Na (в ат. %)

4 — поля составов минерала из различных провинций: 1 — Западная Австралия (1.1 — первичные, 1.2 — вторичные); 4 — Алдан, псевдоморфозы по оливину (4.1 — Мурунский массив, 4.2 — силлы Центрального Алдана); 9 — Гренландия (9.1 — первичные, 9.2 — вторичные); 5, 11 — лампрофиры (5 — Марокко, 11 — Гондвана). Остальные условные обозначения те же, что на рис. 30

зывает сопоставление по лампроитам Мира, состав амфиболов в них заметно варьирует.

По соотношению К—Са—Na (рис. 36) вслед за П. Тхай [201] можно наметить два тренда в изменении состава амфиболов лампроитов: ферроарфведсонитовый тренд с обменом Са → Na при довольно устойчивом содержании калия; этот тренд выражен довольно отчетливо во вторичных амфиболах Гренландии (поле 9.2), Антарктиды (поле 8), отчасти Смоук-Бьют (поле 10); второй тренд характеризуется обменом К → Na и особенно отчетливо выражен в испанских амфиболах (поле 2). Алданские амфиболы очень разнообразны по составу. В Мурунском и Ломамском массивах амфиболы отвечают К-рихтеритам (табл. 37, ан. 8, 10), однако содержание в них титана меньше, чем в амфиболах лампроитов ряда других регионов мира (см. табл. 37, ан. 1—7). В силлах Центрального Алдана широко представлены высококальциевые амфиболы (поле 4.2). По сравнению с амфиболами лампроитов этот же минерал из лейцититов и лампрофиров занимает обособленные поля на диаграмме (см. рис. 36). В лампрофирах Марокко (поле 5) и Индийской Гондваны (поле 11) амфиболы высококальциевые с весьма низкими содержаниями щелочей, особенно натрия. Главная особенность амфиболов лейцититов Нового Южного Уэльса (поле 12), а также кокитов и кайянитов Вьетнама и Индонезии (поле 13) — это низкие концентрации калия и заметное обогащение натрием (6,5—7,2 мас. %).

По соотношению FeO—Na<sub>2</sub>O резко выделяются первичные рихтериты Гренландии. При умеренном содержании калия они имеют высокие концентрации FeO (до 18 мас. %) и Na<sub>2</sub>O (до 7 мас. %). Для остальных образцов амфиболов из лампроитов характерны более низкие содержания FeO (2—12 мас. %) при вариации содержания Na<sub>2</sub>O

Таблица 37  
Представительные анализы (в мас. %) амфиболов из лампроитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52,95	54,70	52,94	54,70	52,4	57,95	35,08	53,48
TiO <sub>2</sub>	2,08	6,20	3,34	5,90	5,22	0,22	0,21	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,55	0,75	0,59	1,43	0,08	1,80	0,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03
FeO*	3,28	2,50	3,05	7,10	6,56	1,36	4,38	3,29
MnO	0,10	0,06	0,07	Нет данных	0,05	0,04	0,02	0,00
MgO	22,07	18,30	21,86	15,55	17,5	23,08	23,07	20,71
CaO	7,09	6,10	6,55	4,67	5,14	6,35	8,20	6,67
Na <sub>2</sub> O	3,86	3,60	4,01	4,56	6,61	4,45	1,60	3,84
K <sub>2</sub> O	5,33	6,00	5,00	4,53	3,04	5,01	1,05	5,09
Сумма	99,96	98,4**	101,65**	97,60	98,8	98,54	95,47	94,96
mg	92,3	92,9	92,7	79,6	82,6	96,8	90,4	86,2

\* Общее железо, пересчитано на FeO.

\*\* Дополнительные определения: ан. 1 — NiO 0,05, BaO 0,07, F 2,69; ан. 2 — NiO 0,06, BaO 0,26; ан. 3 — P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,01, NiO 0,03, BaO 0,07, ZnO 0,02, F 3,95.

Примечание. 1 — ядро пойкилитовой пластинки, Эллендейл-9, Западная Австралия; 2 — из орендита, Лейцит-Хиллс, США; 3 — Прери-Крик, штат Арканзас, США; 4 — Смоук-Бьют, Монтана, США; 5 — Испания; 6 — Мурун, Алдан; 7 — лампроитовые силлы, Якокутский массив, Алдан; 8 — Ломамский массив, Алдан.

(1,5—6,5 мас. %). Для сравнения показаны составы амфиболов из лампрофиров Марокко и Гондваны, Индии (поля 5 и 11), которым свойственны высокие содержания FeO (9—14,5 мас. %) при низких концентрациях Na<sub>2</sub>O (2—3 мас. %). Амфиболы лампроитов Испании в основном представлены довольно обогащенными натрием (Na<sub>2</sub>O = 5—6 мас. %) разностями (поле 2), но в канкалитах известны амфиболы с содержанием Na<sub>2</sub>O = 4 мас. % [149]. В лейцититах, кокитах, кайянитах (Новый Южный Уэльс, Вьетнам, Индонезия) содержания Na<sub>2</sub>O достигают максимальных величин (Na<sub>2</sub>O до 8 мас. %) при умеренных значениях FeO.

Лейцит обычно образует идиоморфные кристаллы с характерным двойникованием (Гаусберг, Антарктика) либо без двойников (Лейцит-Хиллс, США), что свидетельствует о различии условий охлаждения расплавов — медленном затвердевании при  $T$  610—670°C в первом случае и быстром охлаждении — во втором. По отношению к санидину лейцит может выделяться раньше или позже; количественные пропорции этих минералов широко варьируют. Свежий лейцит довольно редок (табл. 38), более обычен псевдолейцит, представленный агрегатом санидина, анальцима, кварца, цеолитов, карбоната. Типичный псевдолейцит, т.е. агрегат калиевого полевого шпата и нефелина, обычно отсутствует в лампроитах, как неоднократно подчеркивал Р. Митчелл [155]. Однако в Капамба (Африка) Б. Скотт Смит с соавторами [188] диагностирован нефелин в псевдолейците.

Состав лейцита из лампроитов имеет определенные особенности. Так, лейциты из Лейцит-Хиллс (США), как и Западного Кимберли (Австралия), нестехиометричны, обогащены кремнием, железом, недосыщены Al, причем отношение K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мол. %) заметно возрастает в Лейцит-Хиллс и Западном Кимберли (рис. 37). Алданские образцы из Ломамского массива варьируют по составу, однако попадают в поля лампроитов. В отличие от лейцитов из Лейцит-Хиллс, например лейцит из массива Гаусберг (Антарктида), близок к стехиометрии; его характерная особенность — повышенные содержания бария (до 0,09 мас. %). В лампроитах Италии лейцит, как правило, замещен анальцимом.

Лейциты лампроитов отличаются от лейцитов других калиевых пород, в том числе лейцититов. Последние, как видно на рис. 37, характеризуются избытком алюминия.

Полевые шпаты в лампроитах представлены главным образом санидином (табл. 39), содержание которого достигает 19—49% объема пород. Он встречается чаще всего в основной массе пород в виде лейст, микрофенокристов или пойкилитовых выделений, иногда замещает лейцит. Санидины имеют высокие содержания калия при отношении K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) 0,9—1,0. Состав санидина близок  $Or_{95-98}$  для лампроитов Австралии; в лампроитах (хумилиты) Испании содержание Na<sub>2</sub>O повышено (до 2,5 %), что составляет 11—13 мол. % альбитового минала.

Отличительной особенностью санидинов из лампроитов является

Таблица 38

Представительные анализы (в мас. %) лейцита из лампроитов

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	57,71	55,35	55,00	56,04
TiO <sub>2</sub>	Нет данных	0,10	0,21	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,62	21,21	21,4	21,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	0,88	0,96	1,49
MgO	Нет данных	0,69	0,28	0,28
CaO	-	Нет данных	0,02	0,13
BaO	0,09	-	0,09	Нет данных
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,02	0,10	0,00
K <sub>2</sub> O	20,77	21,38	21,8	21,15
Сумма	100,27	99,63	99,86	100,69
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (мол. %)	1,142	1,091	1,098	1,065

Примечание. 1 — Лейцит-Хиллс, США; 2 — Эллендейл-7, Западная Австралия; 3 — Антарктида; 4 — Ломамский массив, Алдан. Дополнительные определения: ан. 3 — MnO 0,02, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,03, NiO 0,03.

Таблица 39

Представительные анализы (в мас. %) полевых шпатов лампроитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	64,91	64,10	62,17	64,62	64,0	61,10	64,17	64,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,11	14,2	18,39	17,17	18,2	19,31	17,65	16,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,32	4,7	1,55	1,66	0,10	1,20	0,91	1,41
CaO	0,03	0,08	0,13	0,17	0,27	0,16	0,08	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,14	0,30	2,68	2,43	0,52	0,92	0,19
K <sub>2</sub> O	17,03	15,9	14,86	12,69	11,9	15,21	15,39	16,20
BaO	Нет данных	0,66	0,21	0,33	1,86	0,23	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,4	99,8	99,00	99,41	99,1	99,16	98,12	99,86
K <sub>к</sub> **	0,99	0,99	0,98	0,83	0,83	0,96	0,94	0,99

\* Общее железо, пересчитанное на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

\*\*  $K_k = K_2O / (K_2O + Na_2O)$ .

Примечание. Анализы минералов из следующих провинций и массивов: 1 — пойкилитовый санидин, Волжидит-Хиллс, Западная Австралия; 2 — из орендита, Лейцит-Хиллс, США; 3 — псевдоморфозы по лейциту, Смоук-Бьют, Монтана; 4 — основная масса, Капамба, Африка; 5 — Испания; 6 — основная масса, трубка Рябиновая, Алдан; 7 — силлы, Алдан; 8 — из основной массы, массив Мурун, Алдан. Дополнительные определения: ан. 3 — TiO<sub>2</sub> 0,25, MgO 1,08; ан. 4 — TiO<sub>2</sub> 0,11, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,12; ан. 5 — SrO 0,39; ан. 6 — MgO 1,51.

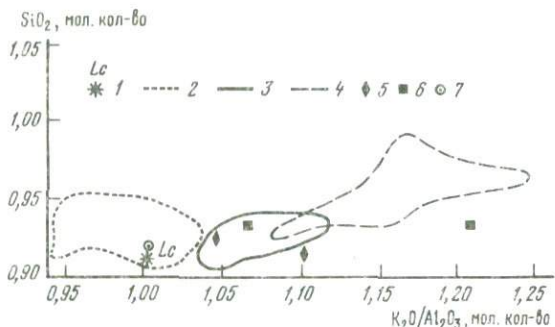


Рис. 37. Корреляция  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (в мол.%) в лейцититах из лампронтов и лейцититов

1 — стехиометрический состав лейцитита; 2 — поле лейцититов (Вулканелло Вико, Италия; Новая Южная Уэльс, Австралия); 3—6 — лампронты: 3 — Лейцит-Хилл, США, 4 — Западный Кимберли, Австралия, 5 — Гаусберг, Антарктида, 6 — Ломанский массив, Алдан; 7 — кокит (умеренноглиноземистый высокомагнезиальный лейцитит), Вьетнам

их высокая железистость — до 5% в лампронтах Лейцит-Хиллс. Для разных провинций, в том числе Алдана (см. главу 3), имеют место некоторые вариации содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и доли  $\text{Na}_2\text{O}$  от суммы щелочей.

Полевой шпат лампронтов достаточно отчетливо обособляется от однотипного минерала лампрофиров. Их отличие — более натриевый характер полевого шпата в лампрофирах. Что касается лейцититов, то в них обычно доминирует плагиоклаз либо существенно натриевый полевой шпат. Так, в лейцититовых тефритах (вулкан Вулканелло) и в пирокластике (вулкан Вулкано) отношение  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  в полевом шпате варьирует в пределах 0,25—0,16 при преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  (~4 мас. %) над  $\text{K}_2\text{O}$  (0,8—1,6 мас. %). В лейцититах Нового Южного Уэльса, Австралия [111], хотя и отмечается щелочной полевой шпат, однако в отличие от большинства образцов этого минерала из лампронтов, он имеет низкие содержания железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,39—0,53 мас. %), значительные концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  (2—4%) и умеренные величины отношения щелочей — 0,73—0,85.

#### МИНЕРАЛОГИЯ ОКСИДОВ ИЗ СВЯЗУЮЩЕЙ МАССЫ ЛАМПРОНТОВ

Изучение оксидов из связующей массы кимберлитов, выполненное в последние годы с применением локальных методов оптической микроскопии и электронно-зондового анализа [5, 20—22, 28], выявило высокую информативность этих минералов для решения ряда теоретических и прикладных проблем.

В монографии Р. Митчелла [156] приведены результаты использования типоморфизма состава микрокристаллических шпинелидов для уточнения формационной принадлежности пород, показаны

отличия в составе шпинелидов из связующей массы кимберлитов и лампроитов. Отметим, что основное внимание в этой работе уделено химическому составу шпинелидов без рассмотрения взаимоотношения этих минералов с другими оксидами из связующей массы кимберлитов и лампроитов.

В настоящем разделе представлены результаты детальных минералогических исследований сложных оксидов из связующей массы лампроитов пяти трубок Австралии (Аргайл; Эллендейл-11; Эллендейл-4; Маунт-Седрик и Жерло 81-й мили), выходов лампроитов Испании, двух алданских трубок Мрачная и Кайла, а также дайки Кайла.

Комплекс методов исследований включал наблюдения на оптическом микроскопе модели "АКСИОФОТ" фирмы "Оптон" (ФРГ) и электронно-зондовый анализ (изучение поверхности аншлифов по изображениям во вторичных и отраженных электронах, характеристических рентгеновских лучах, количественный микроанализ) на растровом электронном микроскопе JSM-820 фирмы "Джеол" (Япония) с энергодисперсионной системой AN-10/85S фирмы "Линк" (Англия). При этом основное внимание уделялось изучению распространенности, внутреннего строения и взаимоотношений рудных оксидов с другими минералами связующей массы различных лампроитовых пород.

Проведенные исследования позволили выявить особенности микрокристаллических (100 мкм) рудных оксидов для алмазоносных и неалмазоносных лампроитов различных регионов, установить типоморфизм этих минералов для петрографических (оливиновые лампроиты, лейцитовые лампроиты и т.д.) и фациальных (брекчия, туф, субвулкан, интрузия) разновидностей этих пород.

**Австралия. Оливиновые лампроиты. Трубка Аргайл,** провинция Восточное Кимберли. Оливиновые лампроиты этой трубки изучены на примере образцов двух разновидностей туфов с варьирующими количеством и размерностью ксеногенного обломочного кварцевого материала, представленного вмещающими песчаниками: тонко-грубозернистый слоистый туф (обр. 57AB) и лапиллиево-пепловый слоистый туф (обр. 56AB и 58AB).

Обр. 56AB. Содержание рудных микрокристаллических фаз в лапиллиево-пепловом туфе со слоистой текстурой невелико. Преобладают выделения рутила изометрично-округлой формы размером 1—3 мкм. Кроме того, встречаются идиоморфные кристаллы хромшпинелидов размером 10—15 мкм, иногда с резорбированной поверхностью и зональным строением, а также сульфиды неправильной и пластинчатой формы размером до 100 мкм. Мало распространенная фаза — ильменит в виде зерен неправильной формы размером 20—30 мкм. Как единичные в связующей массе обнаружены достаточно крупные (200—300 мкм) обломки хромшпинелидов и ильменита ксеногенного (?) происхождения. В качестве экзотической фазы встречен монацит.

Рутил характеризуется повышенными содержаниями железа (до 1 мас. % FeO) и ниобия (до 0,3 мас. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Сульфиды соответствуют

двум генерациям. Первая генерация представлена идиоморфными изометричными выделениями (1—10 мкм) СО-содержащего пентландита (~1 мас. % Со) и пластинчатыми — моносльфидного твердого раствора на основе пирротина. Вторая генерация представлена тонкозернистыми агрегатами пирита (~1 мас. % Со; 2,5 мас. % Ni) размером 50—100 мкм.

Хромшпинелиды установлены как в собственно связующей массе породы, так и в виде мельчайших включений в микрофенокристаллах оливина. Гомогенные включения в оливине по составу соответствуют Ti—Al содержащему хромиту. При этом наблюдаются две разности этого минерала (табл. 40) — низко- и высокомагнезиальная, отличающиеся также по содержанию марганца. Намечается закономерность в приуроченности более высокомагнезиальных разностей хромитов к более магнезиальным фенокристаллам оливина (94 мол. %  $Mg_2SiO_4$ ), а низкомагнезиальных хромитов — к более железистым фенокристаллам оливина (92 мол. %  $Mg_2SiO_4$ ). Хромшпинелиды из собственно связующей массы иногда гомогенны, а иногда имеют тонкие каймы. При этом различия в составе ядер и кайм в зональных выделениях отражают нормальную кристаллизационную зональность (см. табл. 40, ан. 5 и 6). Разности хромшпинелидов, слагающих ядра и каймы зональных выделений, а также гомогенных их выделений в связующей матрице, практически идентичны по составу таковым из включений в оливине (см. табл. 40). Для химического состава хромшпинелидов из данного образца лампроита характерны устойчивые содержания титана (3—3,5 мас. %  $TiO_2$ ) и алюминия (4,5—5 мас. %  $Al_2O_3$ ), заметные колебания хрома (46—61 мас. %  $Cr_2O_3$ ) и широкие вариации по содержанию MgO (от 2 до 15 мас. %) и FeO (10—19 мас. %). На бинарной диаграмме ( $Fe^{2+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$ ) · 100 — ( $Cr^{3+}/Cr^{3+} + Al^{3+}$ ) · 100 (рис. 38, см. вкл.), предложенной для оценки окислительно-восстановительных условий кристаллизации хромшпинелидов [126], выявляются широкие вариации отношения окисного к закисному железу. Однако, учитывая весьма значительные колебания в составе содержания магния, представляется некорректным трактовать колебания  $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$  как следствие значительного изменения фугтивности кислорода. В данном случае поведение окислительного потенциала системы, весьма низкого и практически постоянного, более адекватно отражает достаточно выдержанное содержание трехвалентного железа (7—10 мас. %  $Fe_2O_3$ ).

Ильменит относится к железистой разности этого минерала с полным отсутствием в составе гейкилитового минала, ничтожно малым содержанием эскولاитового (до 0,1 мол. %  $Cr_2O_3$ ), небольшими содержаниями гематитового (до 2 мол. %  $Fe_2O_3$ ) и корундового (до 1 мол. %  $Al_2O_3$ ) миналов и высоким содержанием пиррофанитовой составляющей (до 10 мол. %  $MnTiO_3$ ).

Принимая во внимание результаты наблюдений взаимоотношений минералов и их химизм, можно наметить следующую последовательность кристаллизации: высокомагнезиальный Ti—Al-хромит →

высокомагнезиальный оливин (частично параллельно с предыдущим) → низкомагнезиальный Ti—Al-хромит → несколько менее магнезиальный оливин (частично параллельно с предыдущим) → низкомагнезиальный Ti—Al-хромит в каймах зональных выделений → сульфиды первой генерации (пентландит и моносульфидный твердый раствор на основе пирротина) → рутил, ильменит → сульфиды второй генерации (Co—Ni-содержащий пирит). Последнюю минеральную фазу, по-видимому, следует относить к постмагматическим образованиям высокотемпературно-гидротермального этапа.

В другом образце лапиллиево-пеплового туфа слоистого строения (обр. 58AB) по набору, размерам, формам выделений и распространенности микрокристаллические минералы связующей массы во многом сходны с выше описанным образцом (56AB). Следует только отметить присутствие редких зерен циркона, сфена, монацита и голландита, а также меньшую распространенность ильменита и сульфидов по сравнению с обр. 56AB.

Обр. 57AB. В оливиновом лампроите этого образца, представленном тонко-грубозернистым туфом со слоистой текстурой, основными микрокристаллическими рудными минералами являются очень мелкие (< 10 мкм) идиоморфные выделения хромшпинелидов (резко преобладающая фаза) и рутила (редкая фаза). Как и в случае ранее описанных образцов количество выделений рудных минералов невелико. К тому же отметим, что порода состоит из собственно лампроитового материала лишь на 10—20%, а основную ее часть составляют ксеногенные обломки кварца.

Особенности состава рутила — повышенные примеси марганца (до 2 мас. % MnO) и ниобия (до 2 мас. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). В связующей массе встречены также два выделения достаточно редкого высокотитанистого оксида — армоколита (до 3 мас. % MgO, до 23 мас. % суммарного железа в виде FeO и до 73 мас. % TiO<sub>2</sub>), присутствие которого свидетельствует об особо восстановительных условиях среды минералообразования. Хромшпинелиды обнаружены только в собственно связующей массе лампроитовой породы. Сильное разубоживание последней ксеногенным материалом может быть причиной того, что хромшпинелиды не установлены в виде включений в микрофенокристах оливина. Минерал представлен магнезиальной Ti—Al-содержащей разностью (см. табл. 40) с высокими содержаниями хрома (52—59 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при среднем 56,5), с устойчивыми содержаниями алюминия (4,5—7,0 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при среднем ~5,5), титана (2,5—4,5 мас. % TiO<sub>2</sub> при среднем 3,5), низкими и достаточно выдержанными содержаниями окисного железа (2,4—8,8 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при среднем 5,0), переменными содержаниями магнезия (4—11 мас. % MgO при среднем ~7,5) и закисного железа (17—25 мас. % FeO при среднем ~20,5).

Как видно из данных табл. 40, хромшпинелиды описываемого образца практически идентичны описанным выше для обр. 56AB.

Таким образом, микрокристаллические хромшпинелиды из связую-

Таблица 40

Средний состав минералов класса оксидов из связующей массы лампроитов Австралии

Номер анализа	Число анализов	Образец, название трубки, по рода	Минерал	Локализация в пределах связующей матрицы	Краткая характеристика выделения	Оксиды, мас. %							
						MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	сумма
1	26	Обр. 56АВ, трубка АК-1, лапилливео-пепловый туф	Низкомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит	Включения в олигине	Гомогенные	4,1	4,7	3,0	54,0	2,5	24,6	7,1	100,0
2	22		Высокомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит			13,0	5,1	3,0	56,5	1,6	12,5	7,5	99,2
3	26		Высокомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит	В связующей матрице	Зональные	15,0	5,2	3,4	56,5	1,5	10,0	9,0	100,6
4	26		Низкомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит			5,0	4,8	3,5	52,0	2,6	23,0	8,5	99,4
5	18		Высокомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит с каймой низкомагнезиального			15,2	5,1	3,4	57,1	1,1	9,8	8,2	99,9
6	18		Тi—Al-содержащего хромита	2,3	4,5	3,7	48,5	2,5	28,8	10,0	100,3		
7	12		Марганцевый ильменит	0,0	0,5	51,8	0,1	4,3	42,2	1,0	99,9		
8	30	Обр. 57АВ, трубка АК-1 эллендейл-4, лапиллиевый туф	Магнезиальный Ti—Al-содержащий хромит			7,5	5,5	3,5	56,5	0,9	20,5	5,0	99,4
9	12	Обр. 26АВ, трубка эллендейл-4, лапиллиевый туф	Высокомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит	Включения в олигине	Гомогенные	14,6	3,0	3,9	59,0	0,4	10,9	98,1	99,9
10	20		Высокомагнезиальный Al—Ti-содержащий хромит	В связующей матрице		12,5	2,5	4,1	57,4	0,7	14,5	7,5	99,2
11	24	Обр. 20АВ, трубка эллендейл-11, лава	Магнезиальный Ti—Al-содержащий хромит с каймой высокомагнезиального Ti-содержащего хромшпинелида	Включения в олигине	Зональные	10,0	4,0	3,0	58,0	0,5	17,0	7,0	99,5
12	24			12,0		0,7	7,0	30,0	0,9	18,0	32,0	100,6	
13	10		Высокомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит с каймой высокомагнезиального Ti—Al-содержащего хромшпинелида	Сростки с оливином		12,0	4,9	3,1	57,1	0,3	15,1	7,2	99,7
14	10			15,6	6,1	4,5	37,3	0,0	13,8	21,8	99,1		
15	12	Обр. 20АВ, трубка эллендейл-11, лава	Магнезиальный Ti—Al-содержащий хромит с каймой низкомагнезиального Al—Ti-содержащего хромита	В связующей матрице		8,1	6,8	3,1	57,2	0,0	21,6	3,0	99,8
16	12			6,0	4,3	6,0	46,5	0,0	27,5	10,0	100,3		
17	10	Обр. 50АВ, трубка Маунт-Седрик, лава	Высокомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит	Включения в олигине	Гомогенные	13,0	2,2	3,7	54,5	0,9	13,0	12,0	99,3
18	20		Магнезиальный Al—Ti-содержащий хромит	8,0		2,2	4,3	51,0	1,4	20,9	11,8	99,6	
19	22		Магнезиальный Ti—Al-содержащий хромит с каймой низкомагнезиального Al—Ti-содержащего хромита	В связующей матрице	Зональные	8,1	2,1	4,5	52,0	1,3	20,0	11,6	99,6
20	22			6,6		2,0	4,6	49,0	1,5	23,0	13,0	99,7	

шей массы оливиновых лампроитов фации "песчанистых" туфов (напомним, что именно туфы несут промышленные содержания алмаза в трубке АК-1) представляют преобладающую рудную фазу. Следует подчеркнуть, что в целом содержания окисного железа в хромшпинелидах низкие (до очень низких), т.е. условия среды кристаллизации минералов являются восстановительными. Иллюстрацией низкого окислительного потенциала среды минералообразования служит бинарный график в координатах  $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) \cdot 100 - (\text{Cr}^{3+}/\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+}) \cdot 100$  (см. рис. 38). Как видно из этого рисунка, большая часть фигуративных точек анализов рассматриваемых хромшпинелидов наблюдается в пределах низких значений активности  $\text{Fe}^{3+}$ . Основная часть диапазона составов рассматриваемого минерала удовлетворяет граничным критериям, установленным С. Фолей [126] для составов хромшпинелидов алмазоносного парагенезиса. Этот факт свидетельствует о высокобарных и восстановительных условиях лампроитовой системы на этапе кристаллизации микрокристаллических хромшпинелидов.

Привлечение литературных данных зарубежных исследователей по минералогии лампроитов трубки Аргайл [138, 139] позволяет получить более полное представление о микрокристаллических оксидах из связующей массы лампроитов Аргайл. Составы хромшпинелидов и рутила, по материалам [138], практически совпадают с результатами анализов этих минералов, приведенными в табл. 40. Установленный этими исследователями армоколлит представлен более экзотической, чем в нашем случае, разностью (в мас. %): 0,83%  $\text{SiO}_2$ ; 76,77%  $\text{TiO}_2$ ; 0,51%  $\text{ZrO}_2$ ; 0,88%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 9,12%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 6,16%  $\text{FeO}$ ; 5,59%  $\text{MgO}$ ; 0,06%  $\text{MnO}$ ; 0,21%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ . Однако следует указать и на экзотичность его локализации: в виде включения в хромовом прайдерите. В отношении последнего отметим, что в трубке Аргайл установлено несколько разновидностей прайдерита — с ванадиевой (1,3—3,7 мас. %  $\text{V}_2\text{O}_5$ ), цериевой (до 2,7 мас. %  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ) и хромовой специализацией (9,06 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  при повышенной железистости и отсутствии ванадия). Отмечается пространственная приуроченность прайдерита и рутила. В связующей массе лампроитов трубки Аргайл в псевдоморфозах талька по оливину установлен также неидентифицированный сложный титанат (53,64 мас. %  $\text{TiO}_2$ ; 20,82  $\text{BaO}$ ; 5,49  $\text{FeO}$ ; 3,49  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 5,35 мас. %  $\text{V}_2\text{O}_5$ ), по составу близкий к структурному типу прайдерита и относящийся к серии маннардит-редлежит.

Итак, типоморфная гамма микрокристаллической оксидной минерализации связующей массы лампроитовых "песчанистых" туфов из трубки Аргайл представлена хромшпинелидами, рутилом (в том числе с повышенными примесями ниобия), сульфидами, а также редкими минералами: ильменитом, армоколлитом, прайдеритом  $(\text{K}, \text{Ba})_2\text{Mg}(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Cr}^{3+})_7\text{O}_{16}$  с широкими вариациями состава и высокобариевым неидентифицированным титанатом с возможной принадлежностью к серии маннардит—редлежит. Специфика набора и особенности химизма минералов (титаново-калиево-бариево-редкометалльно-редкоземельная специализация), преобладание в ней

хромшпинелидов гомогенного строения позволяют уверенно утверждать: а) высокую глубинность и высокие  $P$ — $T$  параметры среды лампроитового очага; б) особо восстановительный характер среды минералообразования (низкие содержания  $Fe^{3+}$  в хромшпинелидах и присутствие армоколита); в) наличие глубинно метасоматизированных мантийных пород как области для лампроитогенерирующего очага; г) высокую скорость консолидации связующей массы пород трубки, о чем свидетельствуют ограниченное развитие зональных выделений среди микрокристаллических оксидных фаз.

*Трубка Эллендейл-4*, поле Эллендейл (провинция Западный Кимберли). Проведенные ранее петрографические исследования оливиновых лампроитов трубки Эллендейл-4 (138) показали присутствие хромита и перовскита в составе связующей массы лапиллиевых туфов (преобладающий тип пирокластических отложений жерла с высокой алмазонасностью).

В изученном образце (26АВ) лапиллиевого туфа оксидная минерализация развита довольно широко и характеризуется весьма узким спектром минералов: перовскит, хромшпинелиды, рутил (упомянуты в порядке сокращения распространенности). Рутил представлен редко встречающимися очень мелкими ( $< 10$  мкм) гомогенными выделениями (см. табл. 40) округлой формы. Минералы присуща редкометалльно-редкоземельная специализация (до 1 мас. %  $ZrO_2$  и 1 мас. %  $Se_2O_3$ ). Очень мелкие ( $< 10$  мкм) идиоморфные кристаллы перовскита однородного строения (см. табл. 40) являются преобладающей оксидной фазой. В составе перовскита всегда присутствуют примеси магния и железа (до 4 мас. % каждого оксида), а также церий и тантал (до 2,5 мас. %  $Se_2O_3$  и 7,5 мас. %  $Ta_2O_5$ ). Хромшпинелиды, по распространенности несколько уступающие перовскиту, наблюдаются как в виде редких включений в микрофенокристах оливина, так и (преимущественно) в собственно связующей матрице. Все хромшпинелиды представлены гомогенной разностью с размером выделений обычно менее 30 мкм при среднем размере 15 мкм. По составу (см. табл. 40) они соответствуют высокомагнезиальному Ti—Al-содержащему хромиту. Для хромшпинелидов из связующей массы изученного образца лампроита характерны устойчивые содержания примесей титана (3,1—5,2 мас. %  $TiO_2$ ) и алюминия (1,9—3,0 мас. %  $Al_2O_3$ ), высокое с небольшими вариациями содержание хрома (58—64 мас. %  $Cr_2O_3$ ), низкое с небольшими вариациями — окисного железа (4,1—9,2 мас. %  $Fe_2O_3$ ) и закисного железа (13,0—16,0 мас. %  $FeO$ ) и повышенное — магния (10,0—12,5 мас. %  $MgO$ ). В изученном образце в хромшпинелидах проявлены в основном изоморфные замещения изовалентного характера ( $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$ ;  $Cr^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$ ).

Сравнивая описываемые хромшпинелиды с минералом из туфов трубки Аргайл, можно отметить, что в целом они схожи. Некоторые отличия выражены в несколько меньшей "насыщенности" микрофенокristов оливина включениями хромита, отсутствии кайм и в несколько больших магнезиальности и хромистости шпинелидов из связующей массы лампроитов трубки Эллендейл-4 по сравнению с тако-

выми из трубки Аргайл. Гомогенность рассматриваемых выделений шпинелидов, высокие содержания магния и хрома в них при низких — трехвалентного железа свидетельствуют (как и в случае трубки Аргайл) о глубинности заложения очага лампроитогенерирующей магмы, об очень низкой фугитивности кислорода среды минералообразования при кристаллизации шпинелидов в условиях "закалки".

Существенным отличием микрокристаллических оксидов из связующей массы лампроитов трубки Эллендейл-4 от этих минералов из лампроитовых туфов трубки Аргайл является малая распространенность рутила и "фонового" — перовскита, свидетельствующего о "подщелоченности" среды минералообразования. Последний в изученных образцах лампроитов из трубки Аргайл не обнаружен. При известной высокой алмазности туфовой фации оливиновых лампроитов трубки Эллендейл-4 логично предположить еще более высокую потенциальную (изначальную) ее алмазность, поскольку какая-то доля кристаллов алмаза несомненно подверглась растворению под воздействием агрессивного щелочного флюида.

*Трубка Эллендейл-11*, поле Эллендейл (провинция Западный Кимберли). При описании слабо- и убогоалмазносных флогопит-оливиновых лампроитов магматического ядра трубки Эллендейл-11 ранее [138] отмечалось присутствие в большом количестве в связующей массе породы микрокристаллических выделений перовскита и хромита, а также редких зерен апатита. Действительно, как и в породах трубки Эллендейл-4, в связующей массе лавы флогопит-оливинового лампроита из трубки Эллендейл-11 (обр 20АВ) широко распространены микрокристаллические выделения оксидов. Среди них преобладает перовскит в виде мелких идиоморфных кристаллов размером 5—15 мкм (Таблица XI, а). Несколько реже встречаются идиоморфные или со сглаженными контурами зерна хромшпинелидов (Таблица XI) размером 10—30 мкм. Перовскит представлен гомогенными выделениями. Среди элементов-примесей методом электронно-зондового анализа установлено железо (первые проценты FeO), других примесей не обнаружено.

Хромшпинелиды, как правило, зональны. Подавляющая их часть встречается в виде включений в микрофенокристах оливина, явно тяготея при этом к периферии последнего. Лишь незначительная часть их присутствует либо в сростках с микрофенокристами оливина (Таблица XI, б—д), либо в собственно связующей массе (Таблица XI, а). В виде единичных находок хромшпинелид встречен в форме гомогенных зерен по периферии микрофенокристов оливина. Ядра включений в оливине представлены магнезиальным Ti—Al-содержащим хромитом с высоким содержанием хрома (в среднем 58 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и низким — окисного железа (около 7 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (см. табл. 40). Тонкие каймы по составу (см. табл. 40) соответствуют магнезиальному (до высокомагнезиального) Ti-содержащему феррихромиту с низким содержанием хрома (в среднем около 30 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), высоким — титана (в среднем 7 мас. % TiO<sub>2</sub>) и окисного железа (в среднем 32 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и минимальной глиноземистостью (менее

1 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Тренд изменения составов хромшпинелидов от ядра к кайме проявляется в небольшом увеличении магнезиальности, в резком возрастании окисного железа и резком падении хромистости и глиноземистости.

Ядра немногочисленных зональных выделений в собственно связующей матрице лампроита представлены магнезиальным Ti—Al-содержащим хромшпинелидом (см. табл. 40, ан. 15), с высокими содержаниями хрома (~57 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) и двухвалентного железа (~21,6 мас. %  $\text{FeO}$ ), а каймы — низкомагнезиальным Al—Ti-содержащим хромшпинелидом (см. табл. 40, ан. 16) с пониженными содержаниями хрома (в среднем 46,5 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), повышенными — титана (~6 мас. %  $\text{TiO}_2$ ), окисного железа (~10 мас. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и высокими — двухвалентного железа (~27,5 мас. %  $\text{FeO}$ ). Характерной особенностью микрокристаллических шпинелидов из связующей массы лампроитовой породы рассматриваемой трубки является ярко выраженный тренд изменения составов минерала в направлении хромит (ядра) → хромшпинелид (каймы), свидетельствующий об изоморфных замещениях по схеме  $\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ .

Широко проявленная зональность хромшпинелидов (повсеместное развитие резко отличных по составу кайм с высокими содержаниями титана и трехвалентного железа около ядер высокохромистого хромита), распространенность перовскита, флогопита и диопсида в связующей массе лампроитовой лавы, свидетельствующая о высокой щелочности лампроитовой системы, указывают на становление трубки Эллендейл-11 в условиях, неблагоприятных для сохранности кристаллов алмаза. Эти данные находятся в согласии с результатами опробования пород этой трубки, свидетельствующими о ее убогой алмазности.

*Трубка Маунт-Седрик, поле Нунканбах.* Для оливин-лейцитовых лампроитов магматических центров трубки Маунт-Седрик в связующей массе отмечались в качестве обычной микрокристаллической фазы мелкие зерна перовскита и призматические выделения прайдерита [138]. В проанализированном образце оливин-лейцитового лампроита (50AB) гамма микрокристаллических минералов в связующей массе лавы несколько шире, чем ранее отмечалось исследователями. Ряд этих минералов (в порядке уменьшения распространенности) представлен прайдеритом (Таблица XI), перовскитом, джеппеитом, хромшпинелидами и апатитом. Мелкие (< 20 мкм) гомогенные выделения апатита, достаточно редкого минерала в связующей массе изученной породы, соответствуют стронций-содержащей разности (до 5 мас. %  $\text{SrO}$ ) этого минерала. В минерале установлены также повышенные концентрации бария (0,7 мас. %  $\text{BaO}$ ) и церия (0,8 мас. %  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ). Идиоморфные зерна перовскита характеризуются гомогенным строением и представлены весьма специфичной бариевой разностью ( $\text{TiO}_2$  54 мас. %;  $\text{CaO}$  36;  $\text{FeO}$  1;  $\text{BaO}$  9 мас. %). Наиболее распространенная фаза — мелкие (10 мкм) выделения прайдерита (75 мас. %  $\text{TiO}_2$ ; 12  $\text{FeO}$ ; 1,5  $\text{MgO}$ ; 7  $\text{K}_2\text{O}$ ; 5 мас. %  $\text{BaO}$ ). Несколько меньше распространен джеппеит (65 мас. %  $\text{TiO}_2$ ; 0,5  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ;

12 FeO; 2 MgO; 6 K<sub>2</sub>O; 15 мас. % BaO), также встречающийся в виде мелких (10 мкм) идиоморфных зерен.

Распространенной, ранее не отмечавшейся микрокристаллической оксидной фазой в оливин-лейцитовых лампроитах трубки Маунт-Седрик, являются мелкие (< 30 мкм) идиоморфные выделения хромшпинелидов. Незначительная их часть локализована в виде гомогенных включений в микрофенокристаллах оливина. В этом случае они представлены высокомагнезиальным Al—Ti-содержащим хромитом (см. табл. 40, ан. 17) с несколько повышенной железистостью (12 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Основная же часть хромшпинелидов локализована в собственно связующей массе породы (ан. 18—20) в виде гомогенных или реже зональных (малая мощность каймы и низкий контраст составов в пределах ядро—кайма). Гомогенные выделения и ядра зональных зерен представлены одинаковой разностью — магнезиальным Al—Ti-содержащим хромитом с несколько пониженными содержаниями хрома (51—52 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) по сравнению с шпинелидами (54 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), из включений в фенокристаллах оливина и повышенными — железа (20—21 мас. % FeO; 12 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Каймы зональных выделений сложены низкомагнезиальной (6,5 мас. % MgO) Al—Ti-содержащей разностью (см. табл. 40, ан. 20) с меньшей хромистостью (49 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и более высокой железистостью (23 мас. % FeO; 13 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). В целом тренд изменения составов хромшпинелидов (от включений в оливине к выделениям в собственно связующей матрице) характеризуется возрастающей активностью титана и окисного железа с довольно резким падением магнезиальности. Последовательность кристаллизации минералов связующей массы может быть представлена в следующем виде: высокомагнезиальный хромит (включения в оливине) → оливин → магнезиальный хромит с меньшими содержаниями хрома и повышенными — титана и железа (гомогенные выделения и ядра зональных выделений в собственно связующей матрице) → низкомагнезиальный хромит (каймы зональных выделений) → перовскит → прайдерит/джеппеит → апатит.

Пониженные содержания магния и хрома в составе наиболее распространенных хромшпинелидов, по-видимому, свидетельствуют об относительно небольшой глубинности лампроитогенерирующего очага для рассматриваемой неалмазоносной трубки. Повышенные содержания трехвалентного железа (см. рис. 38) в хромшпинелидах связующей массы оливин-лейцитовых лампроитов трубки Маунт-Седрик указывают на повышенный окислительно-восстановительный потенциал среды минералообразования. Набор и особенности состава минералов свидетельствуют о калиево (флогопит, лейцит, прайдерит, джеппеит)-кальциево (диопсид, перовскит)-бариево (прайдерит, джеппеит, перовскит)-титановом (перовскит, диопсид, флогопит, джеппеит, прайдерит) характере ее специализации.

Лейцитовые лампроиты. Трубка Жерло 81-й мили, поле Эллендейл (провинция Западный Кимберли). Минералы из связующей массы неалмазоносных пород изучены на примере образцов лав основного состава — флогопит-лейцит-диопсидовых лам-

проитов с рихтеритом из интрузии, слагающей центральное ядро (обр. 28Н и 29Н). Широко развитая рудная минерализация в связующей матрице представлена гомогенными выделениями рутила, прайдерита и апатита. В единичных случаях встречены сфен и голландит. Наиболее распространенный в связующей массе лавы рутил (Таблица XI, б) представлен очень мелкими ( $< 10$  мкм) выделениями пластинчатой формы. В минерале установлены повышенные содержания железа (до 3 мас. % FeO). Прайдерит, также довольно распространенный минерал, представлен мелкими (10 мкм) гомогенными выделениями. Его состав (в мас. %):  $73 \text{ TiO}_2$ ;  $10 \text{ FeO}$ ;  $2 \text{ MgO}$ ;  $8 \text{ K}_2\text{O}$ ;  $7 \text{ BaO}$ . Апатит, достаточно широко распространенный, встречается в двух генерациях — мелкие зерна — менее 10 мкм и более крупные выделения — размером до 100 мкм (Таблица XI, б, в). В целом для апатита характерна церий-цирконий-тантал-стронциевая специализация. Минерал обеих генераций различается по содержанию элементов-примесей (в мас. %): для минерала ранней генерации (мелкие зерна) —  $4 \text{ ZrO}_2$ ,  $1,5 \text{ Ta}_2\text{O}_5$ ,  $0,8 \text{ Ce}_2\text{O}_3$ ,  $5 \text{ SrO}$ ; для более поздней —  $1 \text{ ZrO}_2$ , до  $13 \text{ Ta}_2\text{O}_5$ ,  $0,5 \text{ Ce}_2\text{O}_3$ ,  $7 \text{ SrO}$ . Следует подчеркнуть полное отсутствие в связующей массе лавы каких-либо фаз со структурами типа шпинели и ильменита.

Подводя итог рассмотрению рудной минерализации в связующей массе лампроитов из различных трубок Австралии, можно отметить следующее.

1. Для высокоалмазоносных оливиновых лампроитов (туфовой фации) трубки Аргайл типоморфным признаком связующей матрицы является широкая распространенность магнезиальных (до высокомагнезиальных) хромшпинелидов с высокими содержаниями хрома преимущественно гомогенного строения.

2. Для алмазоносных оливиновых лампроитов (туфовой фации) трубки Эллендейл-4 также характерно присутствие в связующей массе магнезиальных (до высокомагнезиальных) хромшпинелидов с высокими содержаниями хрома, нередко зональных. Кроме того, наблюдаются многочисленные выделения перовскита.

3. В неалмазоносных оливин-лейцитовых лампроитах интрузивной фации трубки Маунт-Седрик преобладают хромшпинелиды зонального строения с пониженными магнезиальностью и хромистостью при высоких содержаниях железа и широко распространены выделения прайдерита, джеппеита и перовскита.

4. Особенность неалмазоносных флогопит-лейцит-диопсидовых с рихтеритом лампроитов (фицроитов) основного состава интрузивной фации трубки Жерло 81-й мили — широкая распространенность апатита, рутила, прайдерита и полное отсутствие шпинелидов и ильменита.

5. Незначительная (вплоть до полного отсутствия) распространенность ильменита.

**Испания.** Одно из кардинальных отличий микрокристаллической минерализации в лампроитах Испании от Австралии — очень широкая распространенность в первых рудных минералов во всех изученных образцах.

Лампроиты основного состава. Дайка в районе Ля Селия представлена хумилитом (обр. 1-Sp). В связующей массе лампроита установлены апатит, барит, ильменит и шпинелиды. Апатит — наиболее распространенная микрокристаллическая фаза. Встречается в виде мелких игл (~5 мкм) и более крупных (50—100 мкм) изометричных выделений, иногда резорбированных. Нередко образует сростки с ильменитом и шпинелидами. В минерале обнаружены повышенные содержания стронция (1,5—5,5 мас. % SrO), циркония (1,7—4,6 мас. % ZrO<sub>2</sub>), церия (0,5—1,7 мас. % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), лантана (0,1—0,8 мас. % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и тантала (0,4—1,1 мас. % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Игольчатые выделения характеризуются еще более высокими содержаниями тантала (до 3 мас. % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), в них отмечается примесь гафния (0,2 мас. % HfO<sub>2</sub>). Стронцийсодержащий барит (до 3 мас. % SrO) встречается в виде крупных ксеноморфных выделений и имеет, скорее всего, гидротермальное происхождение. Весьма распространенный в связующей массе породы ильменит представлен мелкими (< 20 мкм) тонкопластинчатыми кристаллами, нередко в сростках с апатитом и шпинелидами. Ильменит (табл. 41) содержит до 7,5 мас. % MgO и характеризуется повышенной марганцовистостью (до 1 мас. % MnO).

Шпинелиды — достаточно распространенная и наиболее пестрая (по локализации, фазовому и химическому составу) группа микрокристаллических оксидов. Средний размер их выделений в несколько раз превосходит размер выделений лампроитов Австралии (до 70 мкм). Редко шпинелиды встречаются в виде включений в оливине, среди них установлены гомогенные и зональные выделения. В сростках с оливином шпинелиды всегда имеют зональное строение. Гомогенные выделения шпинелидов в составе собственно связующей матрицы очень редки, резко преобладают зональные.

Гомогенные включения в оливине представлены Ti—Al-содержащим хромитом с очень высокими содержаниями хрома (см. табл. 41, ан. 1). Зональные включения в оливине представлены ядром низкомагнезиального Ti-содержащего хромшпинелида с пониженными содержаниями хрома (31,3—57,7 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и каймой высокотитанистого Mg-содержащего хроммагнетита (ан. 2 и 3 соответственно). Широко встречающиеся в виде сростков с оливином зональные выделения шпинелидов представлены ядром низкомагнезиального Ti—Al-содержащего хромита и каймой низкомагнезиального высокотитанистого хроммагнетита (ан. 4 и 5). Редкие гомогенные выделения шпинелидов в собственно связующей матрице представлены низкомагнезиальным высокотитанистым хроммагнетитом и Mg-содержащим титаномагнетитом (ан. 8 и 9). Широко распространенные зональные шпинелиды в связующей матрице представляют собой по составу аналоги таковых из сростков с оливином. Специфику гаммы микрокристаллических шпинелидов выражает тренд изменения составов шпинелидов в направлении от хромита к хроммагнетиту. При этом происходит резкое падение содержаний хрома, алюминия и увеличение — титана и трехвалентного железа при переходе от ядер к каймам зональных выделений шпинелидов (либо, в случае гомогенного

строения, от ранних к более поздним). Резко увеличивается титанистость в хроммагнетите параллельно с падением магнезиальности, отмечается высокая активность титана и трехвалентного железа. Диаграмма в координатах  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) \cdot 100 - Cr/(Cr + Al) \cdot 100$  (см. рис. 38) наглядно указывает на тенденцию резкого возрастания окислительного потенциала среды кристаллизации шпинелидов при переходе от хромита к хроммагнетиту/титаномагнетиту.

Последовательность кристаллизации микрокристаллических рудных минералов в связующей массе изученного хумилита можно представить в следующем виде: магнезиальный Ti—Al-содержащий высокохромистый хромит (включения в оливине) → низкомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит (ядра зональных выделений в сростках с оливином и в связующей матрице) → низкомагнезиальный Ti-содержащий хромшпинелид с пониженным содержанием хрома (ядра зональных включений в оливине) → широкая гамма низкомагнезиальных высокотитанистых хроммагнетитов (гомогенные выделения в матрице, каймы зональных выделений в оливине, сростках с ним и в матрице) → низкомагнезиальный Mn-содержащий железистый ильменит (гомогенные выделения в связующей матрице) → Mg-содержащий титаномагнетит и апатит (выделения в связующей матрице).

Следует обратить внимание на вытекающий из анализа взаимоотношений шпинелидов с другими минералами и особенностей их состава весьма длительный интервал кристаллизации оливина (и соответственно значительный диапазон колебаний его состава —  $Fe_{94} \rightarrow Fe_{80}$ ).

С учетом вышесказанного, а также петрографии пород изученного образца (присутствие, кроме оливина, клинопироксена, стекла, флогопита, санидина, иногда ортопироксена) становится вполне объяснимой безрудность хумилита.

В другом образце хумилита (обр. 2а-Sp, в 11 км от Каккарикс), как и в описанном выше, и даже в большей степени, связующая масса насыщена рудной минерализацией, представленной апатитом, ильменитом и шпинелидами. Наиболее распространенный апатит образует довольно крупные (до 100 мкм) зерна, нередко в сростках с шпинелидами. Встречаются как гомогенные, так и зональные зерна этого минерала. Зональность обусловлена наличием двух генераций апатита: ранней, с малыми концентрациями элементов-примесей (1—2 мас. %  $ZrO_2$ ; 1  $Ta_2O_5$ ; 0,3  $Ce_2O_3$ ; 1 мас. % SrO), и более поздней, в которой примеси возрастают (2 мас. %  $ZrO_2$ ; 0,2  $Ta_2O_5$ ; 0,6  $Ce_2O_3$ ; до 12 мас. % SrO).

Ильменит в виде довольно распространенных тонкопластинчатых мелких (15 мкм) гомогенных выделений представлен, как правило, низкомагнезиальной разностью (до 4 мас. % MgO) с повышенными примесями марганца (до 2,4 мас. % MnO) (см. табл. 41, ан. 15). В числе его особенностей отметим практически полное отсутствие хрома, минимальную примесь алюминия, обогащенность марганцем при невысоких содержаниях магния, умеренные содержания гематитовой составляющей в отличие от состава ильменита из связующей массы хумилита выше описанной дайки (обр. 1-Sp).

Таблица 41  
Средний состав минералов класса оксидов из связующей массы лампронтов Испании

Номер анализа	Число анализов	Образец, породы	Минерал	Локализация в пределах связующей матрицы	Краткая характеристика выделения	Оксиды, мас. %								
						MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	сумма	
1	12	Обр. 1-Ср. дайка хумилита	Магнезиальный Ti—Al-содержащий хромит	Включения в оливине	Гомогенные	10,0	3,7	1,3	64,0	0,1	17,0	4,0	100,1	
2	12		Низкомагнезиальный Ti-содержащий хромшпинелид с каймой				4,3	0,5	3,6	48,0	0,3	28,0	15,0	99,7
3	12		высокотитанистого Mg-содержащего хроммагнетита				2,7	0,1	9,5	23,0	0,2	33,5	31,0	100,0
4	18		Низкомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит с каймой	Сростки с оливинком	Зональные		4,5	2,5	1,2	59,0	0,1	26,6	5,5	99,4
5	18		низкомагнезиального высокотитанистого хроммагнетита				3,6	0,3	9,0	29,5	0,2	31,3	26,2	100,1
6	18		Низкомагнезиальный Ti—Al-содержащий хромит с каймой	В связующей матрице			6,1	2,2	1,3	60,1	0,5	25,1	5,0	100,3
7	18		низкомагнезиального высокотитанистого хроммагнетита			3,0	0,3	8,9	26,2	0,3	33,1	28,1	99,9	
8	8		Низкомагнезиальный высокотитанистый хроммагнетит	В связующей матрице		4,0	0,2	8,5	33,0	0,4	29,8	24,2	100,1	
9	10		Mg-содержащий титаномагнетит			1,5	0,4	6,5	0,2	0,5	40,1	50,0	99,2	
10	16		Низкомагнезиальный Mn-содержащий ильменит		Гомогенные	4,8	0,1	56,0	0,2	0,8	38,0	0,0	99,9	
11	16		Низкомагнезиальный титаномагнетит	Включения в клинопироксене		1,8	0,4	17,0	0,3	1,1	36,0	44,0	100,6	
12	26	Обр. 2а-Ср. хумилит	То же			1,6	0,4	17,1	0,2	1,2	35,6	43,9	100,0	
13	16		Mg—Cr-содержащий титаномагнетит с каймой	В связующей матрице	Зональные		2,8	0,9	15,0	7,1	1,1	33,0	40,0	99,9
14	16		низкомагнезиального титаномагнетита				2,0	0,4	17,6	0,4	1,2	34,7	43,2	99,5
15	14		Низкомагнезиальный Mn-содержащий ильменит			1,2	0,3	47,0	0,1	2,0	39,7	11,5	100,0	
16	10	Обр. 3-Ср. канкалит	Магнезиальный хромит			8,0	0,9	1,0	60,2	0,0	21,5	7,8	99,4	
16	10		То же	Включения в оливине	Гомогенные		8,0	0,9	1,0	60,2	0,0	21,5	7,8	99,4
17	10		Низкомагнезиальный Ti-содержащий хромшпинелид				4,3	0,3	5,5	49,0	0,0	27,4	13,5	100,0
18	18		Mn—Mg-содержащий ильменит	В связующей матрице		1,6	0,0	51,2	0,2	1,0	41,6	4,1	99,7	

Шпинелиды представлены относительно крупными (до 50 мкм) зернами преимущественно как в виде гомогенных и зональных выделений в собственно связующей матрице, так и в виде включений гомогенного сложения в клинопироксенах. Редкие включения последних представлены магнезиальным титаномагнетитом изоморфной серии ульвёшпинель—магнезиальный аналог ульвёшпинели—магнетит (см. табл. 41, ан. 11). Широко распространенные гомогенные выделения в собственно связующей матрице аналогичны по составу (см. табл. 41, ан. 12). В качестве обычного явления следует отметить сростки титаномагнетита подобного состава с апатитом (Таблица XII, б). Тем же составом характеризуются каймы зональных выделений, ядро которых соответствует Mg—Cr-содержащему титаномагнетиту с аномально высоким содержанием титана (см. табл. 41, ан. 13 и 14).

Лампроиты среднего состава. *Serro de Los Cabrea* (обр. 3-Sr, канкалит). В отличие от основных лампроитов (хумилитов) микрокристаллические рудные минералы в связующей массе канкалита распространены меньше, хотя и значительно шире, чем в связующей массе лампроитов Австралии. Представлены они апатитом, ильменитом, армоколлитом и шпинелидами (Таблица XIII).

Апатит, преобладающий среди микрокристаллических рудных выделений, представлен мелкими (< 30 мкм) гомогенными зернами, часто в сростках с ильменитом. Как и для апатита из хумилитов, характерными в его составе являются примеси циркония, тантала, церия и стронция (в сумме до 9 мас. % оксидов). Ильменит, несколько уступающий по распространенности апатиту, представлен гомогенными выделениями, иногда в сростках с апатитом. По составу его можно определить как Mn—Mg-содержащий ильменит (см. табл. 41, ан. 18). По магнезиальности, марганцовистости и железистости рассматриваемый ильменит представляет собой среднюю между аналогичным минералом в двух дайках хумилитов разность. Армоколлит, значительно менее распространенный, представлен тонкими (< 15 мкм) гомогенными выделениями (~72 мас. %  $TiO_2$ ; 21 FeO (суммарное); ~1,5 MgO; 2  $ZrO_2$ ; 1 SrO; 1 мас. %  $Cr_2O_3$ ).

Шпинелиды, как и армоколлит, редки и встречены в виде гомогенных выделений в оливине и только в единичных случаях — в ортопироксене. Представлены они двумя разностями (см. табл. 41): магнезиальным хромитом (ан. 16) с высокими содержаниями хрома (локализованы в оливине состава  $Fe_{0.90}$ ) и низкомагнезиальным Ti-содержащим хромшпинелидом (ан. 17) с повышенной железистостью и пониженной хромистостью (локализованы в оливине с содержанием 86 мол. %  $Mg_2SiO_4$ ).

В целом для изученных испанских лампроитов (хумилитов и канкалита) характерны широкая распространенность рудных минералов в связующей массе, преобладание апатита, широкое развитие ильменита. В геохимическом плане общность испанских лампроитов выражается в крайне высокой активности титана и железа, отражением которой является очень широкое проявление в

связующей матрице железо-титановых оксидов — высокотитанистого хроммагнетита и титаномагнетита ряда ульвёшпинель—магнетит, ильменита и армоколита. На фоне этой общности можно отметить различия между типами лампроитов, выраженные в отсутствии титаномагнетитовой фазы в канкалите. Вместе с тем установлены различия и внутритипового плана, выраженные в особенностях фазового и химического состава шпинелидов из различных образцов хумилитов.

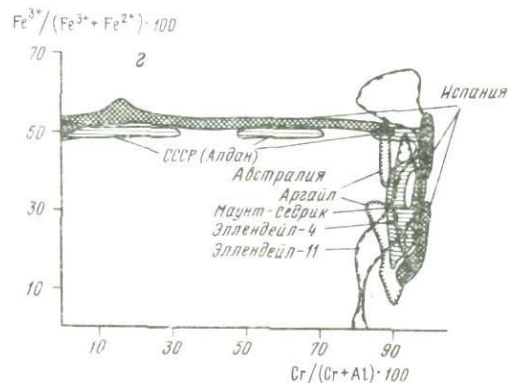
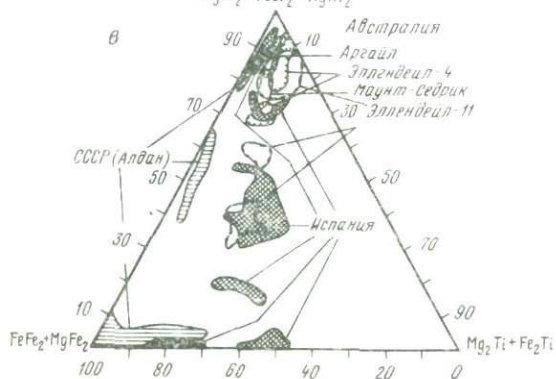
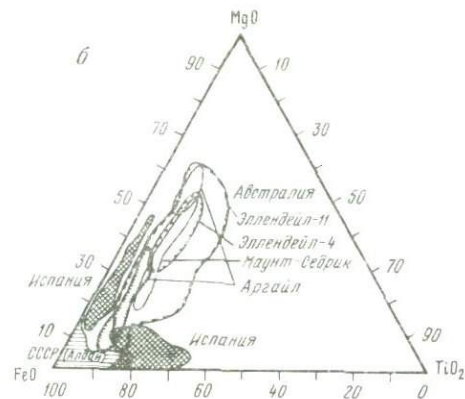
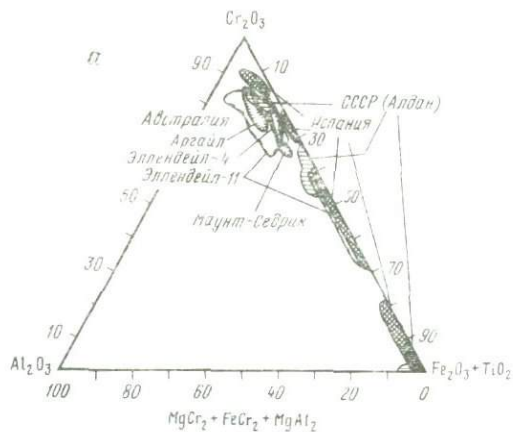
**СССР.** Алдан. Лампроиты ультраосновного состава. Трубка Мрачная. Объектом исследования явилась туфобрекчия ультраосновного лампроита. Микроструктурная (< 50 мкм) рудная минерализация, умеренно проявленная в связующей массе, сложенной девитрифицированным стеклом с вкрапленниками оливина и флогопита, представлена практически одним минералом — гомогенными выделениями титаномагнетита (1,6—10,2 мас. %  $TiO_2$ ). Последний в редких случаях образует сростки с пирротинином и в единичных — с армоколитом (~70 мас. %  $TiO_2$  и ~30 мас. %  $FeO_{общ}$ ), рутилом (беспримесная разность) и ильменитом (~50 мас. %  $TiO_2$ ; ~47  $FeO$ ; ~2  $MgO$ ; ~1 мас. %  $Al_2O_3$ ). По составу титаномагнетит представляет собой в целом малопримесную разность с невысокими содержаниями титана (табл. 42).

Лампроиты основного состава. Трубка Кайла (Алдан). В связующей массе туфобрекчии основного лампроита, сложенного клинопироксеном, калиевым полевым шпатом (или стеклом), оливином и флогопитом, микроструктурная минерализация по распространённости, фазовому и химическому составу практически идентична таковой в трубке Мрачная (см. табл. 42). Небольшие различия касаются состава титаномагнетита и присутствия редких выделений других оксидных фаз. Отличие в составе титаномагнетита из трубок Кайла и Мрачная выражено в несколько большей магнезиальности (~0,9 и ~0,1 мас. %  $MgO$  соответственно), появлении примеси алюминия (~1,6 и ~0,1 мас. %  $Al_2O_3$ ) и несколько больших содержаниях титана (~5,5 и ~3,3 мас. %  $TiO_2$ ) (см. табл. 42, ан. 5). Кажущееся различие титаномагнетита из трубок Мрачная и Кайла на бинарной диаграмме (см. рис. 38) обусловлено очень низкими (близкими к нулю) содержаниями алюминия и хрома (десять процента). В первом случае область фигуративных точек составов титаномагнетита растянута вдоль абсциссы  $Cr^{3+}/(Cr^{3+} + Al^{3+}) \cdot 100$ , во втором — область фигуративных точек составов титаномагнетита "прижата" к ординате  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) \cdot 100$ . Что касается других оксидных фаз, редких для трубки Кайла и отсутствующих в трубке Мрачная, то они представлены высокомагнезиальным Al-содержащим хромитом (единичные включения в оливине), Cr—Mg—Al-содержащим титаномагнетитом с высокими (8,4 мас. %  $TiO_2$ ) содержаниями титана (редкие включения в клинопироксене) и низкомагнезиальным Ti—Al-содержащим хроммагнетитом (редкие гомогенные выделения в связующей матрице) (см. табл. 42, ан. 2, 3 и 4). Кроме того, встречено несколько выделений марганцовистого ильменита (до 4 мас. %  $MnO$ ).

Таблица 42

Средний состав минералов класса оксидов из связующей массы лампронитов Алдана, СССР

Номер анализа	Число анализов	Название трубки, поро-да	Минерал	Локали-зация в пределах связующей матрицы	Краткая характе-ристика выделения	Оксиды, мас. %							
						MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	сум-ма
1	24	Трубка Мирачная туфобре-жечья	Титаномагнетит	В связующей матрице		0,1	0,1	3,3	0,3	0,1	45,5	50,5	99,9
2	6		Высокомагнезиальный Al-содержащий хромит	Включе-ния в оли-вине	Гомоген-ные	12,0	5,0	0,6	59,3	0,0	16,0	7,2	100,1
3	4		Cr—Mg—Al-содержа-щий титаномагнетит	Включе-ния в кли-нопиро-ксене		1,4	1,6	8,4	1,1	0,0	40,3	46,7	99,5
4	6		Низкомагнезиальный Ti—Al-содержащий хроммагнетит	В связующей матрице		2,2	2,9	1,3	34,6	1,0	34,5	23,4	99,9
5	26		Титаномагнетит			0,9	1,6	5,5	0,0	0,2	43,0	48,7	99,9
6	100		Титаномагнетит	Включе-ния в кли-нопиро-ксене и флогопите		0,8	0,3	3,0	0,5	0,5	43,0	50,5	99,1
7	24		Mg—Cr-содержащий титаномагнетит			1,2	0,3	2,0	2,8	0,4	43,5	49,3	99,5
8	18	Даяка Кайла	Низкомагнезиальный хроммагнетит			2,5	0,7	0,9	39,2	1,0	33,4	21,6	99,3
9	20		Низкомагнезиальный Al-содержащий хромит с каймой			4,1	3,0	0,6	53,5	0,0	29,0	9,5	99,7
10	20		низкомагнезиального Ti—Al-содержащего хроммагнетита	В связующей матрице	Зональные	3,0	2,0	1,5	29,0	0,0	35,1	29,1	99,7



В целом для туфобрекчий обеих трубок типоморфна практически мономинеральная специализация рудной минерализации в связующей массе, представленная титаномагнетитом.

*Дайка Кайла (Алдан).* Микрокристаллическая (< 50 мкм) рудная минерализация из пород этой трубки изучена на примере образца интрузивного основного лампроита. Она представлена гомогенными и зональными выделениями шпинелидов, встречающихся в виде включений в пироксене или флогопите, а также в собственно связующей матрице. В качестве очень редкой фазы установлен и ильменит в виде гомогенных выделений, которые по составу соответствуют практически чистой (либо марганцевистой, до 3 мас. % MnO) железистой разности (см. табл. 42).

Шпинелиды представлены хромитом, хроммагнетитом и титаномагнетитом. Титаномагнетит, редко локализующийся в клинопироксене или флогопите, по составу является очень низкопримесной разностью (менее 2 мас. % суммы MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (см. табл. 42, ан. 6). Гомогенные выделения титаномагнетита в собственно связующей матрице, резко преобладающие среди микрокристаллических оксидных фаз, по составу отвечает Mg—Cr-содержащей (до 3 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) разности (см. табл. 42, ан. 7). Хроммагнетит, несколько менее распространенный, встречается как в виде гомогенных зерен, так и в каймах зональных выделений в собственно связующей матрице и представлен низкомагнезиальной разностью с содержаниями хрома до 40 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в первом случае и низкомагнезиальной Ti—Al-содержащей, с меньшей хромистостью (до 33 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), разностью во втором (см. табл. 42, ан. 8 и 10). Ядра упомянутых выше зональных выделений сложены низкомагнезиальным Al-содержащим хромитом (см. табл. 42, ан. 9). Особенности шпинелидной микрокристаллической минерализации основного лампроита дайки Кайла сводятся к следующему: очень широкий диапазон составов (от хромита через хроммагнетит до титаномагнетита), в целом невысокие примеси алюминия и титана (менее 4 мас. % суммы оксидов TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), очень низкая магнезиальность (менее 4 мас. % MgO), некоторая хромистость преобладающей массы титаномагнетита (до 3 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и, соответственно вышесказанному, широкое проявление изоморфизма изовалентного характера по схеме  $Cr^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$ .

Говоря о микрокристаллической оксидной минерализации, в целом для изученных лампроитов Центрального Алдана следует

*Рис. 39.* Обобщенные треугольные диаграммы основных оксидов Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub>) (а), оксидов MgO—FeO—TiO<sub>2</sub> (б), состав (Mg, Fe) Cr<sub>2</sub>O<sub>4</sub> + MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>—(Mg, Fe)<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>—(Fe, Mg) Fe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (в) и бинарная диаграмма в координатах  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) \cdot 100$  —  $Cr^{3+}/(Cr^{3+} + Al^{3+}) \cdot 100$  (г) для микрокристаллических выделений шпинелидов в связующей массе лампроитов Австралии

Поля без крапа, линия со штрихами — трубка Аргайл, линия с зубцами — трубка Эллендейл-4, линия с широкими штрихами — трубка Эллендейл-11, линия без штрихов — трубка Маунт-Седрик, Испания (поля с диагональной штриховкой), СССР (поля с горизонтальной штриховкой)

указать на резкое преобладание в ней титаномагнетита с принципиальными вариациями примесей в его составе от объекта к объекту. Состав микрокристаллической гаммы для туфобрекчий лампроитовых трубок практически исчерпывается этой разностью (лишь в трубке Кайла отмечается незначительное присутствие хроммагнетита), а в дайке этот состав дополняется (почти в равных количествах по отношению к титаномагнетиту) как хроммагнетитом, так и хромитом, часто "соседствующими" в виде зональных выделений.

Таким образом, лампроитовые системы трубок и дайки Центрального Алдана характеризуются достаточно высокой активностью титана и чрезвычайно высокой активностью железа, что указывает на очень высокие значения окислительного потенциала при кристаллизации шпинелидов.

Изучение оксидов из связующей массы лампроитов различных регионов (Австралия, Испания, СССР) позволило выявить их типоморфизм на уровне провинций, типов лампроитовых пород (ультраосновные, основные) и их фациальной принадлежности (туфы, туфобрекчи, интрузивные лампроиты, дайковые фации). Показано, что типоморфизм минералов из связующей массы лампроитов и их распространенность коррелируют с алмазонасностью лампроитов.

К типоморфным признакам оксидов из связующей массы лампроитов относятся распространенность микрокристаллических оксидов ("плотность" рудной минерализации), набор различных минеральных фаз и их соотношение, размеры выделений, а также химический и фазовый состав последних.

Кратко сущность выявленного типоморфизма выражается в следующем. Относительно характерных его деталей на уровне провинций — это широкое проявление рутила, перовскита и  $K\text{—}Ba$ -содержащих титанатов в связующей массе лампроитов Австралии, апатита и ильменита — для пород Испании и титаномагнетитовая (магнетитовая) специфика лампроитов Центрального Алдана. Следует также указать на падение хромистости и магнезиальности микрокристаллической минерализации при переходе от ультраосновных к основному и средним (от оливиновых к флогопитовым, лейцитовым, диопсидовым и т.д. лампроитам) и возрастание в том же направлении ее титанистости и особенно железистости. Касаясь фациальной принадлежности лампроитов, необходимо отметить в несколько раз (до порядка и выше) большую распространенность микрокристаллических оксидов в породах дайковой фации по сравнению с диатремовой и параллельно с этим более крупнозернистое ее строение. На несколько меньшем уровне подобное различие наблюдается между интрузивными и туфовыми (или брекчиевыми) фациями.

Учитывая важность микрокристаллических выделений в связующей массе шпинелидов как наиболее чутких индикаторов среды зарождения и эволюции лампроитовых магм, более подробно остановимся на анализе типоморфных особенностей шпинелидов. Характерно следующее: преобладающее (либо широкое) развитие

среди микрокристаллических оксидов высокомагнезиальной разности хромитов (рис. 39) в связующей массе высоко- и алмазонасных пород и их преимущественно гомогенная форма выделений. С падением алмазонасности пород гомогенные зерна хромшпинелидов сменяются зональными выделениями с каймами хроммагнетита. Гамма шпинелидов неалмазонасных пород характеризуется явным преобладанием зональных хромит-хроммагнетитовых выделений над гомогенными хромитовыми и преобладанием гомогенных хроммагнетитовых и титаноммагнетитовых разностей (см. рис. 39). Подобная тенденция однозначно иллюстрирует прямую связь между глубиной и окислительным потенциалом эволюционной лампроитовой системы, с одной стороны, и ее алмазонасностью — с другой. Таким образом, изучение оксидов из связующей массы представляет собой эффективный способ для проведения "паспортизации" лампроитовых тел и оценки алмазонасности последних.

УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ  
И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ МАГМ

Резкая обогащенность лампроитов калием, несовместимыми примесными элементами, смещение отношений индикаторных микрокомпонентов по сравнению с наиболее распространенными типами мантийных пород, важная роль летучих соединений, присутствие агпаитовых составов — все это существенно отличает эти редкие породы от более обычных толеитовых и щелочных базальтов. В принципе столь заметные отклонения от среднемантийных геохимических характеристик могут быть достигнуты либо при очень низких степенях плавления (при условии резких различий коэффициентов распределения для разных микроэлементов) обычных перидотитов, либо при более крупномасштабном анатексисе метасоматически измененного мантийного вещества. Решение этой дилеммы может идти по нескольким направлениям. В частности, в отдельных случаях исчерпывающие доказательства разобщенности процессов обогащения источника и генерации высококалиевых магм представлены данными изотопной геохимии. Важный вклад в установление механизма формирования подобных расплавов может внести и физико-химический анализ высококалиевого магматизма.

Низкие степени частичного плавления предполагают генерацию весьма низкотемпературных магм, особенно при учете присутствия хотя бы небольших количеств летучих соединений, в то время как магмообразование в пределах обогащенного источника может происходить и при более высоких температурах. В связи с этим оценки температур на основе изучения расплавных микровключений в продуктах высококалиевого магматизма могут быть использованы для суждения о причинах их необычной геохимии. Кроме того, исследование микровключений помогает оценить состав первичных магм, являющийся основой установления условий генерации и дифференциации магматических серий.

Сказанное определяет план подхода к физико-химическому анализу высококалиевого магматизма, принятый в настоящей главе: рассмотрение результатов термобарогеохимии лампроитовых магм, сравнение их с ликвидусными равновесиями высококалиевых составов, обсуждение процессов, могущих привести к преобразованию мантийного источника в сторону обогащения его калием.

ЛИКВИДУСНЫЕ РАВНОВЕСИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ МАГМ  
ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ  
И СОСТАВ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

Еще в конце 70-х годов М. Бартон и Д. Гамильтон [98—100] изучали плавление лампроитов (мадупитов, орендитов и вайомингитов) из Лейцит-Хиллс (США) при давлении от 1 до 30 кбар в широком интервале температур. Опыты производились без давления летучих в Pt ампулах. Ликвидусные минеральные ассоциации представлены в табл. 43. Для трех изученных составов в субликвидусной области в интервале давлений до 5 кбар происходит взаимодействие между лейцитом и расплавом по реакции



В дальнейшем пути эволюции расплавов различны. Для мадупитового состава во всем интервале давлений с падением температуры происходит постепенное уменьшение количества оливина за счет реакции его с расплавом по реакции



Кроме того, в ходе этой реакции возможно образование некоторого количества пироксена [99]. Гранат фиксируется в продуктах опытов выше давления 17,5 кбар, однако он не встречается в качестве первичной ликвидусной фазы во всем диапазоне давлений. Апатит отмечался в продуктах экспериментов как субликвидусная фаза выше давления 25 кбар. Флогопит, как и гранат, не встречается в качестве первичной ликвидусной фазы в продуктах опытов с мадупитовым расплавом. Ортопироксен не был отмечен в продуктах опытов во всем диапазоне температур и давлений.

В опытах с орендитовым составом флогопит встречается среди субликвидусных минералов. Его образование связано с реакцией взаимодействия оливина с расплавом по типу реакции (2), которая отмечается в субликвидусной области при давлении ниже 12 кбар. Подобно экспериментам с мадупитовым составом, в орендитовой системе с падением температуры при постоянном давлении количество оливина уменьшается. С ростом давления схема реакции образования флогопита становится более сложной, чем по реакции (2), а именно:



Выше 30 кбар оливин становится неустойчивым, и образование флогопита, так же и как клинопироксена, возможно, происходит за счет реакции между ортопироксеном и расплавом. Среди субликвидусных фаз до давления 30 кбар отмечается санидин, а с давления 25 кбар появляется гранат.

Позже М. Арима и А. Эдгар [92] экспериментально изучили высокобарическое плавление волжидита (лейцитовый лампроит) из Ма-

Таблица 43

Состав и условия экспериментов с породами калиевой серии

Серия	Состав исследуемой породы; в скобках — содержание SiO <sub>2</sub> , мас. %	Условия эксперимента; H <sub>2</sub> O и CO <sub>2</sub> , мас. %	Ликвидусные минеральные ассоциации; P, кбар
Лампрон- товая	Мадупит (43, 56) [99]	Сухие	$Ol + Cpx + Lc, < 5$ $Ol + Cpx, 5-7$ $Cpx, \leq 12,5$ $Cpx + Sp, \leq 17,5$ $Cpx, > 17,5$ $Ol$
	Оливиновая лампроит (43, 78) [111]	Неизвестно	$Ol, \leq 24$ $Op_x, > 24$
	Волжидит (44, 65) [92]	H <sub>2</sub> O — 13 CO <sub>2</sub> — 0,84 XCO <sub>2</sub> — 0,03 H <sub>2</sub> O — 3,22 CO <sub>2</sub> — 0,93 XCO <sub>2</sub> — 0,11	$Ol, \leq 10$ $Op_x, 20-30$
	Гауссбергит (51, 37) [127] Орендит (55, 14) [98]	Неизвестно Сухие	$Phl, \leq 20$ $Op_x, > 20$ $Ol + Lc, < 5$ $Ol, \leq 12,5$ $Ol + Op_x, \leq 20$ $Ol + Op_x + Cpx, < 27$ $Ol + Op_x + Cpx + Gr, \sim 27$ $Op_x + Gr, > 27$
Камафу- гитовая	Катунгит (38, 05) [93]	H <sub>2</sub> O — 5	$Ol + Gr, < 18$ $Ol + Cpx + Ti-Mt, 18-21$ $Cpx + Ti = Mt, > 22$
		H <sub>2</sub> O — 15	$Ol + Gr, \leq 16$ $Ol + Ti-Mt, \leq 20$ $Ol + Ti-Mt + Cpx, < 22$ $Cpx + Ti-Mt, \geq 22$
	Биотитовая мафурит (42, 6) [67, 119]	H <sub>2</sub> O — 7,5 CO <sub>2</sub> — 18,3 H <sub>2</sub> O — 3,8 CO <sub>2</sub> — 27,5	$Cl + Cpx + Ti = Mt, \leq 20$ $Cpx, > 20$ $Cpx + Ol, \leq 20$ $Cpx, > 20$ $Cpx + Gr, > 37,5$
		H <sub>2</sub> O — 5	$Ol$
		H <sub>2</sub> O — 15 H <sub>2</sub> O — 6,8 CO <sub>2</sub> — 16,5 H <sub>2</sub> O — 2,4 CO <sub>2</sub> — 5,9	$Ol, \leq 30$ $Phl, > 30$ $Op_x, > 20$ $Op_x + Cpx, > 30$

Таблица 43 (окончание)

Серия	Состав исследуемой породы; в скобках — содержание SiO <sub>2</sub> , мас. %	Условия эксперимента; H <sub>2</sub> O и CO <sub>2</sub> , мас. %	Ликвидусные минеральные ассоциации; P, кбар
	Оливиновый угандит (43, 98) [118]	H <sub>2</sub> O — 5 H <sub>2</sub> O — 15	Ol Ol, < 30 Ol + Cpx + Gr, > 30 Ol + Cpx, > 35 Cpx, > 40 Opx + Gr, > 20 Opx + Gr, > 30 Ol + Cpx
	Минетта (49, 13) [123]	H <sub>2</sub> O — 3,8 CO <sub>2</sub> — 27,4 H <sub>2</sub> O — 4,4 CO <sub>2</sub> — 0,03 Буфер IW H <sub>2</sub> O — 7,3 CO <sub>2</sub> — 0,95 Буфер QFM	Ol + Cpx
Лейцити- товая	Мафический лейцитит (44, 72) [112] Клинопироксенитовый лейцитит (46, 85) [119]	Сухие	Ol, < 21 Ol + Cpx, 21 Cpx, > 22 Lc, < 15 Lc + Cpx, ~ 15 Cpx, > 16

унт-Норт, Австралия. Опыты производились под давлением летучих H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> в AgPd ампулах. Ликвидусные минералы для двух серий опытов с разным содержанием летучих представлены в табл. 43. Рассмотрим субликвидусные минеральные ассоциации экспериментальной серии с мольной долей CO<sub>2</sub> в составе летучих (XCO<sub>2</sub>), равной 0,03. Начиная с давления 17 кбар субликвидусная ассоциация представлена флогопитом и рутилом. С увеличением давления температура кристаллизации флогопита приближается к ликвидусу системы и приблизительно при давлении выше 40 кбар возможно их пересечение. Образование флогопита в волжидитовой системе переходит подобно схемам, описанным для мадупитовой и орендитовой систем, т.е. при умеренных давлениях по реакции (2), а при высоких давлениях по реакции (3). Следует отметить, что гранат не встречается во всем диапазоне давлений и температур.

В опытах при мольной доле CO<sub>2</sub>, равной 0,11, взаимоотношение субликвидусных минералов не изучалось подробно. Надо отметить, что с увеличением содержания воды в расплаве происходит сокращение поля устойчивости ортопироксена относительно оливина. Исчезновение оливина в области давления от 16 до 25 кбар и появление

ортопироксена предполагает наличие сложной реакции с участием ортопироксена, флогопита, оливина, клинопироксена и расплава.

Эксперименты по высокобарическому плавлению оливинового лампроита из Западного Кимберли и лейцитового лампроита из вулкана Гауссберг (Антарктида) в присутствии летучих ( $H_2O$  и  $CH_4$ ) проводились в графитовых ампулах, что исключало потерю железа [127]. Ликвидусные минералы представлены в табл. 43. Для состава оливинового лампроита субликвидусная ассоциация при давлении до 30 кбар представлена оливином и флогопитом и при дальнейшем снижении температуры — клинопироксеном, флогопитом, ортопироксеном и оливином. С увеличением давления происходит сокращение поля стабильности оливина, что выражается в смене субликвидусных ассоциаций. Начиная с давления 30 кбар при снижении температуры она представлена ортопироксеном и флогопитом, а в дальнейшем к последней прибавляется рутил. Возможно, образование флогопита происходит по механизму реакции (2). Гранат не обнаруживается в продуктах экспериментов во всем интервале давлений и температур.

Субликвидусные минералы для образца из вулкана Гауссберг представлены рутилом и флогопитом.

Общей особенностью фазовых диаграмм пород лампроитовой серии является присутствие среди субликвидусных фаз рутила.

Экспериментально исследовались и другие калиевые породы, в том числе камафугитовая серия. А. Эдгар с соавторами [119] изучали высокобарическое плавление биотитового мафурита в сухих условиях и в присутствии воды в Pt и AgPd ампулах. Ликвидусные минералы даны в табл. 43. Субликвидусные минералы представлены оливином, клинопироксеном, флогопитом и ильменитом. Появление последнего отмечалось в опытах с содержанием  $H_2O > 15$  мас.%. С увеличением давления происходит сокращение поля стабильности оливина и параллельно этому увеличение полей стабильности флогопита и клинопироксена, предполагая наличие взаимодействия оливина с расплавом по механизму реакции (2). Ни гранат, ни ортопироксен не встречаются во всем диапазоне температур и давлений, а также во всем интервале содержащий воды.

Позже И. Рябчиков и Д. Грин [67] изучили влияние совместного присутствия воды и углекислоты на фазовые равновесия в системе биотитовый мафурит—летучие. Опыты производились в Pt и AgPd ампулах преимущественно при давлении 30 кбар. С ростом содержания углекислоты среди ликвидусных минералов происходит исчезновение флогопита и появление ортопироксена.

Экспериментальное изучение оливиновых угандитов было проведено А. Эдгаром с соавторами [118]. Опыты производились как в сухих условиях, так и в присутствии  $H_2O$  и  $CO_2$  в Pt и AgPd ампулах. Ликвидусные минералы см. в табл. 43. Субликвидусные минералы для опытов с  $H_2O$  как единственным летучим представлены клинопироксеном, хромитом и оливином. Флогопит появляется в составе субликвидусных минералов в опытах с содержанием  $H_2O > 15$  мас.%. С увеличением давления поле стабильности оливина сокращается, а в 222

противоположность этому возрастает поле стабильности клинопироксена. Ни гранат, ни ортопироксен не встречаются как ликвидусные и субликвидусные фазы во всем интервале давлений и температур.

В экспериментах при совместном присутствии  $H_2O$  и  $CO_2$  ( $X_{CO_2} = \approx 0,75$ ) среди субликвидусных фаз не встречается флогопит, однако отмечается появление ортопироксена. Начиная с давления 30 кбар появляется гранат, который при изобарическом снижении температуры постепенно исчезает из продуктов опытов.

Экспериментальное изучение катунгитов было проведено М. Аримой и А. Эдгаром [93]. Опыты производились в Pt и AgPd ампулах в сухих условиях, а также в присутствии  $H_2O$  и  $CO_2$ . Ликвидусные фазы см. в табл. 43. Субликвидусные минералы до давления 10 кбар представлены оливином, мелилитом, перовскитом, хромитом, титаномагнетитом и апатитом, с ростом давления — клинопироксеном, флогопитом, титаномагнетитом, перовскитом и апатитом, предполагая реакционное взаимодействие по схеме:



С падением температуры при постоянном давлении происходит выклинивание поля стабильности хромита и оливина и расширение поля стабильности флогопита, предполагая между оливином и расплавом реакционное взаимодействие по реакции (2). С ростом содержания  $H_2O$  состав субликвидусных фаз не меняется. Ни гранат, ни ортопироксен не встречаются во всем диапазоне давлений и температур.

В опытах в присутствии  $CO_2$  и  $H_2O$  ( $X_{CO_2} = 0,75$ ) субликвидусные минералы представлены клинопироксеном, оливином, титаномагнетитом и гранатом. Ни флогопит, ни ортопироксен не встречены среди продуктов опытов. С увеличением давления происходит выклинивание поля стабильности оливина, выше давления 20 кбар он исчезает из состава субликвидусных фаз. Гранат появляется только при давлении выше 35 кбар. С уменьшением содержания  $CO_2$  (при  $X_{CO_2} = \approx 0,50$ ) гранат исчезает из состава субликвидусных и ликвидусных фаз; в остальном полностью повторяется схема кристаллизации.

Несколько более фрагментарно изучены слюдяные лампрофиры (минетты) и лейцититы. С. Эсперанса и Дж. Холловой [123] экспериментально изучили фазовые взаимоотношения и химический состав фаз системы слюдяной лампрофир—летучие. Опыты проводились при давлении 10—20 кбар в присутствии водно-углекислого флюида при разном содержании летучих компонентов и различной летучести кислорода в двойных ампулах: внешняя — платиновая ампула, а внутренняя — AgPd. Летучесть кислорода задавалась буферами железо—вюстит—графит (i-IWG) и кварц—фаялит—магнетит (QFM). Ликвидусные ассоциации при двух разных буферах представлены в табл. 43. Субликвидусные минералы — оливин, клинопироксен, флогопит, пикроильменит. С ростом давления происходит выклинивание поля

стабильности оливина и параллельно этому рост поля стабильности флогопита и клинопироксена, предполагая реакционное взаимодействие между оливином и расплавом по реакции (2). Начиная с давления > 16 кбар оливин не встречается среди субликвидусных минералов. С ростом давления уменьшается стабильность пикроильменита.

Эксперименты с клинопироксеновым лейцититом из Альбан-Хиллс (Римская провинция, Италия) проводились в графитовых ампулах в сухих условиях в интервале давлений до 45 кбар [199]. Их характерной чертой является присутствие лейцита среди ликвидусных и субликвидусных фаз. С увеличением давления стабильность лейцита уменьшается вследствие его взаимодействия с расплавом. Выше давления приблизительно 24 кбар лейцит не встречается. Субликвидусные фазы представлены лейцитом, клинопироксеном, нефелином, Fe—Ti окислом и гранатом. Гранат появляется среди субликвидусных продуктов опыта начиная с давления 30 кбар. Ни ортопироксен, ни флогопит не встречались в продуктах экспериментов.

Эксперименты с мафическим лейцититом из штата Новый Южный Уэльс (Австралия) производились в Pt ампулах в безводных условиях и при контролируемой летучести кислорода, отвечающей буферу Ni—NiO в интервале давлений до 40 кбар [112]. Ликвидусные минералы представлены в табл. 43. Основные особенности субликвидусных минеральных равновесий: наличие *Lc* при низких давлениях, а также появление граната вместе с клинопироксеном, оливином и магнетитом при давлении > 35 кбар. Уменьшение содержания граната среди продуктов эксперимента при  $T < 1400^\circ\text{C}$  и  $P < 40$  кбар, возможно, связано с его взаимодействием с расплавом по реакции гранат + расплав  $\rightleftharpoons$  клинопироксен + оливин.

Ортопироксен не встречается в продуктах опытов при любых значениях температуры и давления.

Для удобства рассмотрения вопроса о вероятном составе мантийного источника разделим экспериментально изученные высококалиевые породы по степени насыщенности кремнекислотой. Лампроитовые породы представляют собой насыщенные (оливиновый орендит и оливиновый лампроит из Австралии) и перенасыщенные (волжидит, гауссбергит) в отношении  $\text{SiO}_2$  составы. Важной особенностью этих пород является агапитовый характер ( $\text{Na} + \text{K}/\text{Al} > 1$ ). Учитывается также, что ортопироксен является характерным субликвидусным минералом, а гранат среди продуктов опытов отмечается только в системе оливиновый орендит—летучие. Результаты высокобарического плавления показали, что только в случае опытов с оливиновым орендитом можно ожидать выплавление при давлении ~ 30 кбар непосредственно из мантии лерцолитового состава, содержащего флогопит и небольшие количества воды. По мнению М. Бартона и Д. Гамильтона [100], предполагается выплавление из гранатового лерцолита ультрамалыми степенями частичного плав-

ления (< 1%). Альтернативная точка зрения предполагает выплавление из мантийного источника, обогащенного калием и другими несовместимыми элементами (по мнению М. Бартона и Д. Гамильтона [100], флогопит-рихтеритовый перидотит).

Флогопитизированный, содержащий акцессорный апатит, рутил и(или) ильменит, гарцбургит — вероятный источник для оливинового лампроита и волжидита из Австралии. Состав источника для гауссбергита остается в той или иной степени дискуссионным. В отношении него можно сказать, что отсутствие оливина среди субликвидусных фаз и появление флогопита на ликвидусе приводит к двум заключениям, если принять за материал источника флогопитизированный гарцбургит. Во-первых, изученный состав не является первичным, так как, возможно, в ходе эволюции расплава на глубине было потеряно небольшое количество оливина. Во-вторых, опыты были произведены при условиях, не отвечающих природным, т.е. содержание воды было большим по сравнению с природным. Образование широкого спектра лампроитовых магм, по мнению разных исследователей, происходит или в результате изменения глубины выплавления [127], или из-за разных отношений между летучими компонентами ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ , F) в мантийном источнике [100]. Кроме различия в составе источника, возможна разная степень частичного плавления. Для модели флогопитизированного гарцбургита в качестве источника принимаются более высокие степени — до 10% [127].

Особенность этих пород, недосыщенных в отношении  $SiO_2$ , кроме мадупита, заключается в их миаскитовом характере ( $Na + K/Al < 1$ ). При добавлении воды как единственного летучего компонента ни ортопироксен, ни гранат не обнаруживаются среди продуктов экспериментов. Исключение составляют клинопироксеновый лейцитит из Италии и мафический лейцитит из Австралии. В опытах с этими составами при высоких давлениях (> 35 кбар) среди субликвидусных фаз отмечается появление граната.

Эти составы не могут быть в равновесии с нормальным лерцолитовым источником. Клинопироксен и флогопит — характерные субликвидусные фазы при высоких давлениях, а ассоциация оливина и клинопироксена — при низких давлениях. Анализ субликвидусных минеральных ассоциаций показал, что мантийный источник может быть представлен как обогащенным флогопитом верлитом для оливинового угандита и мафической минетты, так и флогопитизированным клинопироксенитом для мадупита и лейцититов (вместе с гранатом). Миаскитовый характер калиевых пород, имеющих мантийное происхождение, возможно, связан либо с разным отношением летучих компонентов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ , F) в магматическом очаге, либо с разным составом мантийного источника, являющегося продуктом взаимодействия в той или иной степени истощенной мантии с метасоматическим флюидом или расплавом, либо с разными степенями плавления источника.

Добавление углекислоты в экспериментах с породами камафугитовой серии привели к интересным результатам. Появление орто-

пироксена и граната среди субликвидусных фаз указывает на возможность выплавления магм из мантии лерцолитового состава. Исключение составляет расплав катунгитового состава, который находится в равновесии с мантийным источником гранат-клинопироксенового состава. Образование этих магм связано с плавлением на разных уровнях лерцолитового или оливин-клинопироксенитового мантийного источника, содержащего флогопит. Кроме того, образование этих пород происходит при различных отношениях  $H_2O$  и  $CO_2$ . Из проведенных опытов видно, что образование оливинового угандита происходит при высоком значении отношения  $CO_2/H_2O$ , биотитового мафурита при низком значении отношения  $CO_2/H_2O$ . Условия образования для катунгита находятся между этими двумя значениями. Однако возможно, что образование этих составов связано с разными степенями частичного плавления флогопитизированного оливинового клинопироксенита. В этом случае образование катунгитового расплава происходит при степени плавления 20—25% в интервале давления от 20 до 30 кбар.

#### ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И СОСТАВ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

Лампроиты представляют собой сложный объект для исследования в связи с широкими вариациями вещественного и минерального состава, многоэтапностью истории формирования, а также высокой степенью вторичных изменений. Весьма перспективным для оценки условий образования и эволюции расплавов является термобарогеохимический метод изучения микровключений в породообразующих минералах. Размеры пригодных для исследования включений находятся в пределах 100—5 мкм. Среди встречающихся в минералах микровключений различаются твердые, флюидные и расплавные их разновидности.

Присутствие флюидных включений, сингенетичных с расплавленными, свидетельствует о насыщении или пересыщении магмы летучими компонентами в момент кристаллизации минерала-хозяина. Плотность вещества флюидных включений, отнесенная к температуре кристаллизации минерала-хозяина, дает нам такой важный параметр, как давление в момент выделения этого минерала. Определение плотности летучих компонентов во флюидной фазе расплавных включений позволяет определить его концентрацию в исходном расплаве [51]. Статистическая обработка большого количества анализов гомогенизированных закаленных расплавов включений (стекло) помогает проследить эволюцию кристаллизующейся магмы и дает возможность реконструировать составы наиболее примитивных расплавов. Изучение включений в минералах может сочетаться с экспериментальным исследованием соответствующих природных и искусственных модельных систем, как это было сделано нами в данной работе.

Описанный метод термобарогеохимии был применен для изучения имеющихся в нашем распоряжении образцов некоторых лампроитов — алмазоносных пород Западной Австралии из трубок Эллендейл-11 и 26, гиабиссального ультракалиевого тела Прери-Крик, штат Арканзас, США, а также некоторых разновидностей лампроитов Восточной Испании. Сюда же включены первые результаты исследования высококальциевых пород Алдана, СССР.

Лампроиты Западной Австралии. Для изучения условий образования и составов исходных магм были выбраны образцы 7 (коллекция Н.В. Соболева), 20АВ (коллекция В.А. Кононовой), представляющие поле трубки взрыва Эллендейл-11, и 4 (коллекция Н.В. Соболева) из поля Эллендейл-26.

Наиболее обильны включения минералообразующих сред во вкрапленниках оливинов, но встречаются они также во флогопитах и апатитах. Среди вкрапленников оливинов можно выделить две разновидности — крупные ( $> 1$  мм), трещиноватые обособления (*Ol-I*) и относительно мелкие ( $< 1$  мм), часто идиоморфные и измененные (*Ol-II*) [73, 79]. Составы их близки и укладываются в интервал  $Fe_{0.93-0.87}$ , однако центральные зоны *Ol-I* отличаются от кайм *Ol-I* и от *Ol-II* по концентрации СаО — 0,01—0,08 и 0,1—0,5 мас. % соответственно [79].

В краевых зонах *Ol-I* и в объеме кристаллов *Ol-II* обнаружены и изучены твердые, расплавные и флюидные микровключения, а также их комбинации в различных соотношениях. Выделены первичные расплавные включения двух типов. Одни имеют округлые или неправильные формы очертания, размеры от 20—25 мкм и менее, практически всегда содержат дочерние фазы. Другие характеризуются скелетными формами, расположены в основном в краевых зонах кристаллов оливинов и во многих случаях связаны с основной массой породы. Среди дочерних фаз во включениях определены кальсилит, пикроильменит, апатит, перовскит, флогопит, К-рихтерит и флюорит.

Флюидные включения в оливинах имеют вторичную природу и располагаются вдоль трещин. Изучение в криокамере показало, что такие включения заполнены малоплотным флюидом с  $T_{пл}$  от  $-56,6^\circ$  до  $-57^\circ\text{C}$  (углекислота без примеси иных газов). Однако, помимо, подобных включений, была обнаружена серия из более чем 60 флюидных обособлений негативной формы, частичная гомогенизация которых в жидкость происходила в интервале  $18-23^\circ\text{C}$  ( $\rho_{\text{CO}_2} = 0,74 - 0,80$  г/см<sup>3</sup>). Включения носят первично-вторичный характер, т.е. образовались на одной из стадий кристаллизации *Ol-II*. В то же время в некоторых зернах оливина присутствуют единичные первичные флюидные включения с практически полной потерей вещества из-за их разгерметизации. Сообщалось об изучении герметичных флюидных включений, имеющих  $\rho = 0,88$  г/см<sup>3</sup>. Среди твердых включений в *Ol-II* наиболее многочисленны кристаллы шпинели с высоким (до 56,5 мас. %) содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

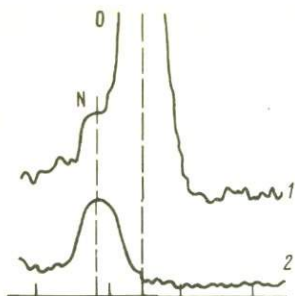


Рис. 40. Энергетический спектр стекла комбинированного включения ортопироксен + расплав (см. табл. 44) в оливине

1 — пик азота в стекле, 2 — эталоне BN

Кроме того, были обнаружены резорбированные включения *O1* (*Fo91*) с 0,42 мас. % NiO и ортопироксена ( $m_g = 0,90$ ,  $X_{Al} = 0,069$ ) размером до 100 мкм (Таблица XIV, а). Часто зерна последнего окружены узкой пленкой стекла, содержащего флюидную фазу. В работе [79] отмечалось, что в качестве твердого включения в *O1-II* может присутствовать также клинопироксен.

Изучение флюидной фазы в расплаве вокруг твердых включений ортопироксена показало, что ее  $T_{пл}$  заметно ниже, чем для чистой  $CO_2$ , и равна  $-58,3^\circ C$ . Этот факт, а также наличие интервала плавления твердой фазы во флюиде (начало ее плавления отмечается при  $-60^\circ C$ ) говорят о присутствии, помимо  $CO_2$ , небольшой примеси иного газа. Температура частичной гомогенизации в жидкость такого флюида равна  $26-14^\circ C$  ( $\rho = 0,70-0,85$  г/см<sup>3</sup>).

Качественное исследование состава расплава вокруг включения *Orx* с помощью электронного микроскопа "Camscap" выявило присутствие на энергетическом спектре пика азота (рис. 40). В качестве эталона использован BN. Это дало основание предположить, что именно азот во флюиде ответствен за понижение температуры его плавления [73]. Оценка максимального содержания азота в углекислотных включениях по данным системы  $N_2-CO_2$  [135] близка к 20 мол. %.

Во флюидной фазе первично-вторичных расплавных включений во флогопите при нагревании до  $700^\circ C$  с последующим резким охлаждением зафиксировано появление очень узкой каемки жидкой фазы  $H_2O$ . Из-за малых размеров и плохой видимости произвести измерения температур плавления и гомогенизации не представилось возможным.

Наблюдения за первичными расплавными включениями при нагревании показали, что лампроитовые магмы обладают низкой вязкостью и кристаллизуются в широком интервале температур. Первые признаки резорбции вещества отмечаются при  $880^\circ C$ , а согласно работе [79], даже при  $\leq 600^\circ C$ . Температура полной гомогенизации расплавных включений в *O1-II* равна  $1170 \pm 10^\circ C$ .

Для вкрапленников *O1-I*, как уже отмечалось выше, первичные

включения нетипичны. Все же была найдена серия из 7 мелких (2—8 мкм) включений, расположенных зонально, на значительном удалении от края зерна. Являются ли они первичными для *Ol-I* или же их появление следует связывать с ранними этапами кристаллизации *Ol-II*, сказать трудно. Однако их температуры гомогенизации (два включения из семи, остальные разгерметизировались при нагревании) оказались значительно выше —  $1210 \pm 10^\circ\text{C}$ . Минимальное давление при этом, учитывая плотность  $\text{CO}_2$  в первичных флюидных включениях ( $0,88 \text{ г/см}^3$ ), равно 6,3—6 кбар. Температура кристаллизации *Ol-II* и кайм вокруг *Ol-I*, учитывая поправку, связанную с влиянием давления на  $T_{\text{гом}}$  и в данном случае равную  $40\text{—}45^\circ\text{C}$ , оказывается близкой к  $1170^\circ\text{C}$ . Кроме того, в *Ol-II* можно видеть вторичные расплавные ( $T_{\text{гом}}$  до  $1030^\circ\text{C}$ ) включения.

В образце лампроита из трубки 5 Эллендейл-26 (коллекция Н.В. Соболева) первичные расплавные включения в изобилии встречаются во вкрапленниках апатита и флогопита. Обычно они заполнены мелкокристаллическим агрегатом. При нагревании таких включений в апатите флюидная фаза вследствие плавления девитрификата обособливается при температурах в пределах  $650\text{—}720^\circ\text{C}$ . Полная гомогенизация наблюдается в интервале  $1070\text{—}1090^\circ\text{C}$ . Флюидные малоплотные включения в изобилии встречаются только в кристаллах диопсида (размеры последнего достигают  $130 \times 60 \text{ мкм}$ ) и флогопита (Таблица XIV, б). Кроме того, в последнем присутствуют кристаллические включения лейцита, с высоким (до 2,63 мас. %) содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Составы расплавных включений характеризуются обогащенностью  $\text{TiO}_2$  (до 6 мас. %),  $\text{BaO}$  (до 3 мас. %),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 5,5 мас. %) и очень высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (до 11,8 мас. %). Большую роль, как отмечено в работе [79], в поведении расплавов играет F (до 1,4 мас. %). Составы некоторых кристаллических фаз и гомогенизированных включений представлены в табл. 44.

**Л а м п р о и т ы И с п а н и и.** В изученных образцах лампроитов Испании всегда наблюдаются вкрапленники кристаллов свежих или слабо измененных оливинов. Кроме того, в зависимости от типа породы, могут присутствовать фенокристы флогопита, клинопироксена, апатита. Основная масса содержит типичные для лампроитов минералы и стекло. В некоторых случаях (обр. 020 — верит и обр. 056 — хумилит) в основной массе отмечается первичный карбонат.

Одним из ранних минералов лампроитов Испании является оливин, по размерам вкрапленников которого можно выделить две генерации: крупные, более 1 мм, бесформенные трещиноватые зерна и часто идиоморфные размером менее 1 мм. Именно вторая генерация оливина содержит различные типы первичных микровключений, в то время как в основном объеме крупных зерен, трактуемых исследователями как ксенокристы, наблюдаются только вторичные расплавные и флюидные включения, развитые вдоль трещин. Однако

Таблица 44

Химический состав (в мас. %) кристаллических фаз  
и расплавов гомогенизированных включений Западной Австралии

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	55,73	0,68	65,88	37,79	44,70	60,08
TiO <sub>2</sub>	He опр.	0,02	0,18	5,90	6,20	5,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	He опр.	14,08	7,59	4,50	4,84
FeO	6,16	0,08	—	7,45	8,90	6,02
MgO	33,99	He опр.	0,40	9,13	8,00	5,47
CaO	1,29	51,78	0,01	10,35	4,21	6,51
BaO	He опр.	He опр.	He опр.	2,58	3,25	1,87
Na <sub>2</sub> O	-	0,08	0,30	1,81	2,41	He опр.
K <sub>2</sub> O	-	0,10	15,89	11,78	10,50	3,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	40,69	He опр.	5,41	2,13	6,09
Сумма	98,83	97,78	96,74	99,79	94,80	99,87
mg	0,908	—	—	0,685	0,620	0,618
Fo	0,914	—	—	0,911	0,913	—

Пр и м е ч а н и е. 1 — кристаллическое включение *Orx* в оливине (обр. 7); 2 — апатит, обр. 5. Сумма с учетом La<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,22 мас. %, Ce<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,76 мас. %, SrO — 3,37 мас. %; 3 — кристаллическое включение *Lc* во флогопите (обр. 5). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,63 мас. %; 4 — гомогенизированное расплавное включение в *Ol* (обр. 20AB),  $T_{ГОМ} = 1160^{\circ}\text{C}$ ; 5 — гомогенизированное расплавное включение в *Ol*,  $T_{ГОМ} = 950^{\circ}\text{C}$ . Данные [79]; 6 — гомогенизированное расплавное включение в апатите (обр. 5),  $T_{ГОМ} = 1070^{\circ}\text{C}$ . Сумма с учетом Ce<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,05 мас. %.

узкие краевые зоны кристаллов оливинов первой генерации по набору и типам включений аналогичны мелким вкрапленникам. Некоторые составы исследованных оливинов приведены в табл. 45 (ан. 1—3).

Первичные расплавные включения встречаются в виде единичных и зонально расположенных (край *Ol-I*) округлых и неправильной формы обособлений размером до 70 мкм. Размер большинства включений не превышает 20 мкм (Таблица XIV, в). Для периферийных участков ксенокристаллов типичны скелетные формы включений, иногда связанные с основной массой породы. Степень и характер кристалличности расплавов во включениях различны — от почти полностью закристаллизованных, с небольшим объемом остаточного стекла и флюидной фазой до содержащих единичные дочерние кристаллы, стекло и флюид (скелетные включения). Многие первичные включения претерпевали частичную разгерметизацию с потерей некоторой доли вещества в минерал-хозяин. Это явление фиксируется по появлению во-круг вакуоли ореола из мельчайших включений.

Среди дочерних фаз в первичных расплавных включениях были диагностированы клинопироксен, флогопит, иногда занимающий значительную часть объема вакуоли, санидин, F-apatит. Их составы ти-

причины для лампроитовых минералов. Так, флогопиты характеризуются высокими концентрациями  $\text{TiO}_2$  (до 7,7 мас. %) ,  $\text{K}_2\text{O}$  (до 11,2 мас. %) и F (до 1,1 мас. %) при  $m_g = 0,87-0,90$ , а в полевые шпаты (санидины) входит до 5,8 мас. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 3,0 мас. %  $\text{MgO}$ , 1,8 мас. %  $\text{TiO}_2$  и 0,43 мас. %  $\text{BaO}$ .

Обнаруженные в оливине  $F_{0,84}$  и кальците веритов (обр. 020) первичные силикатные расплавные включения содержали двухфазный флюид ( $\text{H}_2\text{O}$  жидкая + газ).

Используя данные по изучению этих уникальных включений в криокамере и термокамере, были проведены расчеты концентрации воды в исходном расплаве по методике, предложенной в работе [51]. Установлено, что эвтектика во флюиде включения в кальците не отвечает ни одной из изученных систем [11]. Поставленный дополнительный эксперимент по определению этой величины для реально допустимых для лампроитовых составов солевых систем показал, что  $T_{\text{эвт}}$  в системе  $\text{KCl}-\text{KHCO}_3-\text{H}_2\text{O}$  наиболее близка ( $-10 \pm 3^\circ\text{C}$ ) к измеренной величине во флюиде включения (от  $-13$  до  $-7$ ). Как видно из табл. 46, концентрация  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве включений в *O1* составляет 6,3—4,4, а в кальците — 8,5 мас. %. Столь широкий интервал  $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$  в расплаве включения в *O1* связан с некоторой неопределенностью в определении концентрации раствора во флюиде (18—35 мас. %) из-за его малых размеров. Несмотря на это, четко фиксируется тенденция к накоплению  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве в ходе его кристаллизации. Присутствие силикатного включения в кальците подтверждает магматическую природу последнего (табл. 47, ан. 6).

Помимо расплавных, в оливинах присутствуют сингенетичные им флюидные включения. Они редки и частично разгерметизированы. Вокруг таких включений всегда наблюдается ореол, свидетельствующий о потере ранее его наполнявшего вещества, как это было описано выше для некоторых расплавных включений. Внутри флюидного обособления в расплавном включении и в вакуолях флюидных включений (Таблица XIV, д) были обнаружены кристаллы солей, занимающие до 14 об. %. Можно предположить, что легкоподвижные компоненты, такие, как  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , высококонцентрированных флюидных обособлений были потеряны при разгерметизации, а кристаллы галогенидов остались. О высоком содержании галогенидов во флюидах как первичных, так и вторичных силикатных включений в различных минералах — санидине, апатите, кварце — свидетельствуют опыты по их гомогенизации. Иногда длительная выдержка при рабочей температуре приводит к растворению  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве, тогда как соли как менее растворимые компоненты остаются в виде солевого расплава на месте прежнего флюида. О присутствии  $\text{CO}_2$  в исходных расплавах можно судить по малоплотным вторичным включениям,  $T_{\text{пл}}$  вещества в которых составляет от  $-56,6$  до  $-57,4^\circ\text{C}$ .

Многочисленные малоплотные первичные флюидные включения

Таблица 45

Представительные составы (в мас. %) кристаллических фаз породы и дочерних минералов во включениях в оливинах лампронтов Испании

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	39,95	41,03	42,00	53,86	39,73	39,31	64,60	0,88
TiO <sub>2</sub>	0,00	Не опр.	0,00	0,25	6,55	7,66	0,06	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	-	0,00	3,08	10,41	10,90	12,20	0,16
FeO	12,01	7,91	7,72	3,86	5,50	4,08	5,30	0,60
MgO	44,09	49,40	49,98	17,32	20,81	20,09	1,97	Не опр.
MnO	0,12	Не опр.	0,14	0,14	Не опр.	0,04	0,16	-
CaO	0,06	0,06	0,05	21,32	0,03	0,29	0,27	50,97
BaO	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	0,25	Не опр.	0,25	0,46
ZrO <sub>2</sub>	-	-	Не опр.	0,01	0,00	-	0,35	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	-	0,00	0,99	0,11	0,08	0,26	0,20
K <sub>2</sub> O	0,00	-	0,00	0,01	10,85	10,53	11,47	0,54
F	Не опр.	-	Не опр.	0,12	0,81	1,13	Не опр.	2,76
Cl	-	-	-	0,00	0,06	Не опр.	0,18	0,14
Сумма	96,23	98,40	99,89	100,96	95,11	94,11	97,07	—
mg	0,867	0,917	0,920	0,889	0,871	0,898	—	—

Примечание. 1 — оливин в обр. 059; 2 — обр. 070; 3 — обр. 077; 4 — кристаллическое включение клинопироксена в оливине Fo<sub>86,7</sub> (обр. 059); 5 — дочерний кристалл флогопита во включениях (обр. 070); 6 — дочерний кристалл флогопита во включениях (обр. 077), 1,30 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 7 — дочерние кристаллы КПШ во включениях (обр. 070), 5,83 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 8 — дочерние кристаллы апатита во включениях (обр. 070), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — определен качественно.

Таблица 46

Расчет концентрации воды в расплаве включений  
в оливине и кальците лампронта (Vera, Rio Nuñez, обр. 020)

Параметры	Оливин- хозяин	Кальцит- хозяин
$T_{эвт}$ во флюиде, $\pm 1^\circ\text{C}$	—4,8	От —13 до —7
$T_{гом}$ флюида	160—164	190
$T_{пл}$ льда во флюиде		От —1,4 до —1,7
$C$ раствора во флюиде, мас. %	18—35	3,5—4,2
$\rho$ флюида, $\text{г/см}^3$	1,02	0,92
$P/T$ для флюида, бар/ $^\circ\text{C}$ [52]	11,0	12,2
$P$ флюида на $750^\circ\text{C}$	6,5	
То же на $600^\circ\text{C}$		5,0
$V$ флюида, об. %	12,5	9,4
$V$ дочерних фаз в расплаве включений, об. %	52,2	30,2
$V$ стекла во включениях, об. %	35,3	60,2
$\rho$ дочерних фаз (ср.), $\text{г/см}^3$	2,9	2,7
$\rho$ стекла включения, $\text{г/см}^3$	2,5	2,3
$C_{\text{H}_2\text{O}}$ в стекле включения (в мас. %) по данным элект- ронного зонда		8
То же по экспериментальным данным	6	
$C_{\text{H}_2\text{O}}$ в исходном расплаве, мас. %	6,3—4,4	8,5

типичны для более поздних минералов основной массы, например клинопироксена (Таблица XIV, e).

В одном из изученных образцов верита (020) обнаружены отдельные участки стекла с признаками ликвации — в светлой матрице наблюдаются многочисленные темные глобулы размером до 4—3 мкм, имеющие высокую отражательную способность. Подобная локальная несмесимость на микроуровне известна для пород базальто-риолитовых серий и была, в частности, описана нами [82]. При этом установлено обогащение глобул  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , в то время как матрица содержит повышенные концентрации щелочей, глинозема и  $\text{SiO}_2$ .

Помимо разнообразных расплавных и флюидных включений, в оливинах всегда присутствуют твердые — шпинель, часто образующая комбинированные включения с двумя первыми. Кристаллы  $Sr$  не превышают 30 мкм, идиоморфны. Характерно высокое содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — до 62 мас. % и очень низкое глинозема — до 0,49 мас. %. Учитывая высокую агпаитность расплавов, такие низкие концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в шпинелях не кажутся удивительными. Их составы, а также состав  $Sr$  из основной массы приведены в табл. 48.

В качестве твердых включений в оливинах диагностированы зерна клинопироксенов, одно из которых содержало первичное расплавное

Таблица 47

Представительные составы (в мас. %) расплавных включений в минералах лампронтов Испании

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,99	59,33	52,25	52,16	53,44	64,71	68,55	59,37
TiO <sub>2</sub>	1,71	1,74	He опр.	0,01	3,09	0,81	1,07	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,34	14,54	13,44	11,59	14,53	17,81	16,98	15,05
FeO	4,99	3,63	5,77	3,93	4,32	1,10	1,19	3,01
MgO	9,55	5,18	8,66	5,41	6,10	0,20	0,02	7,18
CaO	2,27	2,50	0,07	0,09	3,62	2,51	0,58	8,60
BaO	0,36	0,31	0,44	0,34	0,23	He опр.	He опр.	He опр.
Na <sub>2</sub> O	0,53	1,21	0,61	0,94	0,56	0,26	0,90	6,57
K <sub>2</sub> O	10,54	10,56	10,23	13,47	11,78	4,55	4,09	0,06
Cl	0,24	He опр.	0,34	0,30	0,36	He опр.	He опр.	0,02
F	0,49	-	0,57	0,90	0,61	0,26	0,49	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	1,59	0,10	3,39	4,67	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	98,16	100,59	92,48	92,53	101,31	92,21	93,87	100,35
T°С	1200	1170	1195	1170 при 15 кбар	1140	20	20	1220
mg	0,773	0,718	0,728	0,710	0,716	0,246	0,029	0,810
Минерал- хозяин	Fo <sub>91,4</sub>	Fo <sub>88,3</sub>	Fo <sub>90,6</sub>	Fo	Fo <sub>90,4</sub>	—	—	Cpx

Примечание. 1—5 — расплавные включения в оливинах; 1,2 — обр. 070 (ан. 1 — сумма с учетом ZrO<sub>2</sub> — 0,15 мас. %), 3,4 — обр. 077, 5 — обр. 077 (состав остаточного стекла во включении); 6 — расплавное силикатное включение в кальците (обр. 020). Анализ проведен широким зондом; 7 — стекло основной массы (обр. 020); 8 — гомогенизированное расплавное включение в Cpx, T<sub>гом</sub> = 1210°С (обр. 059).

Таблица 48

Химический состав (в мас. %) рудных фаз в лампронтах Испании

Оксиды	1	2	3	4	5
MgO	9,28	8,83	12,75	10,79	6,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	0,97	1,01	0,49	0,64
TiO <sub>2</sub>	0,24	1,41	1,36	1,39	2,75
FeO	23,61	38,27	26,01	32,14	35,41
MnO	0,32	0,32	0,50	0,41	0,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62,64	49,48	58,17	53,64	54,62
Сумма	97,36	99,28	99,80	98,86	100,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,260	0,509	0,464	0,479	0,308

Примечание. 1, 2 — кристаллические включения *Sp* в оливине (обр. 070). Ан.  
2 — сумма с учетом SiO<sub>2</sub> — 0,55 мас.%; 3; 4 — ксеногенная шпинель в комбинированных включениях в оливинах; 5 — шпинель основной массы породы.

Таблица 49

Температуры (в °C) гомогенизации и поведение минералов-узников при нагревании

Номер образца	Минерал-хозяин	Плавление минералов-узников	Гомогенизация первичных расплавных включений
070	<i>Cpx</i>	—	1220—1240
059	<i>Ol</i>	915	1055 (краевая зона)
065		—	≥ 1250
069		825—1145	>1195
070		615—1175	1230
077		975—1140	1215—1240
041	<i>Ap</i>	≤960—1160	≥1160
069		905—1120	1040—1120
041	<i>Phl</i>	990—1080	—
069		825—1145	1040—1145
034	<i>Cpx</i>	?—1120	1240
059		—	825
069		—	925—1040
070		800—1010	1100
059	<i>San</i>	655—895	945—955
069		795—1030	1040
070		640—900	1060—1100
020	<i>Q</i>		1040

включение. Состав расплава после его гомогенизации (см. табл. 47, ан. 8) не отвечает лампроитовым магмам. Он характеризуется, как можно видеть, высокими концентрациями СаО (8,6 мас. %), Na<sub>2</sub>O (6,57 мас. %) и крайне низким содержанием К<sub>2</sub>O (0,06 мас. %).

Обнаружение "следов" подобных расплавов можно связать с явлениями смешения магм, тем более что в работе [205] было высказано предположение о возможности участия этого процесса в формировании лампроитов. Не исключен также вариант ассимиляции лампроитовым расплавом чужеродного материала.

Результаты опытов по гомогенизации расплавных включений в различных минералах — оливине, апатите, *Phl*, *Cpx*, *San* и *Q*, проведенные в установках при 1 атм, представлены в табл. 49.

В одном из наиболее поздних минералов лампроитов — санидине первые признаки плавления кристаллического вещества во включениях наблюдаются при очень низкой температуре — вплоть до 640°C, а температура их гомогенизации колеблется между 945—1100°C. Температура гомогенизации в клинопироксенах основной массы (обр. 059) опускается до 825°C. В то же время температуры гомогенизации включений в оливинах попадают в зависимости от их местонахождения в интервал 1250—1055°C (последнее — для скелетных включений в краевых зонах).

В опытах, проведенных при давлениях до 15 кбар, температуры гомогенизаций включений в оливинах с 1240°C опускаются до 1170°C, что хорошо согласуется с величиной поправки на влияние давления.

Таким образом, кристаллизация лампроитовых магм, начинаясь при весьма высоких температурах, порядка 1170—1250°C, заканчивается значительно ниже 1000°C, т.е. интервал их кристаллизации может достигать 270°C.

Составы гомогенизированных и недошедших до полной гомогенизации включений приведены в табл. 47. Общими чертами для расплавов включений в *Ol* из разных пород лампроитовой серии являются высокие концентрации К<sub>2</sub>O — от 10,5 до 13,5 мас.%, TiO<sub>2</sub> — до 3 мас.%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — до 3,5 мас.%, F — до 0,90 мас.%, Cl — до 0,36 мас.%. В то же время высокое содержание глинозема (до 14,5 мас.%) обуславливает низкую величину аргитности расплавов — от 1,39 до 0,90, причем эти колебания фиксируются в пределах одного образца, отражая локальные микронеоднородности минералообразующей среды.

Таким образом, при изучении включений в минералах лампроитов Испании подтверждено большое участие в их формировании не только углекислоты, но и H<sub>2</sub>O, высокие концентрации F и Cl, достаточно высокие давления и температуры кристаллизации ликвидусного оливина, а также возможность выделения на поздних стадиях из силикатного расплава магматического кальцита.

Высококалиевые породы Алдана. С помощью мето-

да термобарогеохимии изучены некоторые породы Алдана — высокомагнезиальные щелочные перидотиты Ломамского массива (обр. 124, 126 и 127), а также лампроитовые силлы Верхнеякутской впадины Центрального Алдана (обр. 479 и 116-84).

Выбранные для исследования образцы с Ломамского проявления характеризуются закономерным уменьшением магнезиальности: в ряду обр. 124—126—127 содержание  $MgO$  28—22—18 мас. % соответственно. Их минералогия приводится в работе [14] и детально изучена И.Л. Махоткиным.

Как показало изучение, кристаллы оливина и клинопироксена насыщены твердыми (кристаллическими), расплавленными и флюидными включениями и их комбинациями в различных соотношениях. Среди кристаллических включений присутствуют *Ol* (в клинопироксенах), *Spx* (в оливинах), флогопит, апатит, лейцит, санидин, хромит (табл. 50). Их составы характеризуются особенностями, присущими фазам высококальциевых пород. Так, лейцит и санидин в *Ol* и *Spx* обр. 126 и 127 содержат высокие концентрации  $Fe_2O_3$  — до 3,3 и 3,0 мас. % соответственно. Кроме того, в лейцит входит от 0,37 до 1,95 мас. %  $MgO$ , а в санидин — до 2,64 мас. %  $BaO$ , что согласуется с повышенными его концентрациями в исходных расплавах. Отмечается обогащение лейцитов кремнеземом и обеднение глиноземом, характерные для лампроитовых составов.

В минералах обр. 124 подобных включений высококальциевых фаз не обнаружено. Однако во всех трех изученных образцах в оливине и клинопироксене присутствуют твердые обособления флогопитов (см. табл. 50, ан. 5—7). Они характеризуются высокими концентрациями  $MgO$  — до 24 мас. %, при этом их магнезиальность закономерно уменьшается в ряду обр. 124—126—127:  $mg = 0,900$  (ср. из  $7 \pm 0,11$ ) — 0,864 (ср. из  $2 \pm 0,04$ ) — 0,780 (одно определение). Обратная картина наблюдается для  $K/Al$  отношения в этом же ряду: 0,869—0,966—1,197. Отметим вхождение в состав флогопитов до 0,44 мас. %  $F$  при малых, на пределе чувствительности, концентрациях  $Cl$  — 0,01—0,13 мас. %.

В оливинах наблюдаются включения флогопитов двух видов. Один из них характеризуется идиоморфизмом и небольшими размерами — до 30—40 мкм. Второй представляет собой типичные для слюд пластинчатые обособления или их сростки размером до 100 мкм, часто в комбинации с флюидом, и (или) *Sr*, со следами резорбции. Наиболее часто подобные твердые включения в минералах ксеногенны.

Для кристаллических включений *Ap* также характерно изменение состава в отношении  $F$  и  $Ba$  — от 2,69 до 3,32 мас. %  $F$  и от 0,16 до 0,96 мас. %  $BaO$  в обр. 126 и 127 соответственно.

Твердые включения оливинов в пироксенах обр. 126 отличаются от оливинов этого образца более высокой магнезиальностью — 0,896 по сравнению с 0,816 и близки по этому параметру к пороодообразующим оливинам обр. 124 ( $mg = 0,884$ ).

Таблица 50

Химический состав (в мас. %) минералов из пород Алдана и кристаллических включений в них

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	43,49	41,50	55,56	54,98	43,74	44,04
TiO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	0,21	0,23	1,60	2,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,33	0,48	13,14	12,48
FeO	10,76	16,37	2,17	2,16	4,17	5,54
MgO	46,12	42,11	16,76	16,84	24,03	23,23
CaO	0,02	0,06	24,20	24,61	0,02	0,00
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	0,24	0,04
Na <sub>2</sub> O	-	-	0,58	0,55	0,22	0,02
K <sub>2</sub> O	-	-	0,01	0,02	10,55	11,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	Не опр.	Не опр.	0,06	0,17
F	-	-	-	-	0,38	0,43
Cl	-	-	0,02	-	0,01	0,01
Сумма	100,39	100,04	99,84	99,90	98,16	99,67
mg	0,884	0,821	0,932	0,932	0,911	0,882

Примечание. 1, 2 — оливины: 1 — обр. 124, 2 — обр. 126; 3, 4 — клинопироксены: 3 — обр. 124, 4 — обр. 126; 5—14 — кристаллические включения в породообразующих минералах: 5—7 — флогопит (5 — в *Срх*, обр. 124, 6 — в *Ol*, обр. 126, 7 — в *Срх*, обр. 127), 8 — оливин в *Срх*, обр. 126, 9 — клинопироксен в *Ol*, обр. 126, 10,

Резюмируя данные по всем кристаллическим включениям, можно сказать, что при изменении валового состава пород, а именно при уменьшении концентрации MgO, наблюдаются закономерные колебания составов этих фаз — возрастание F, Ba, K, K/Al и уменьшение mg. Это наводит на мысль, что сами кристаллические включения не являются случайными, а отражают эволюцию исходного расплава.

Практически во всех изученных минералах присутствуют флюидные однофазные малоплотные включения. В то же время в оливине обр. 127 обнаружено первичное двухфазное включение, частичная гомогенизация которого в жидкость происходит при 28° С, что отвечает плотности CO<sub>2</sub> во флюиде  $\rho = 0,65$  г/см<sup>3</sup>. Следовательно, при температуре кристаллизации минерала-хозяина в интервале 1150—1200° С давление было близко к 4 кбар, что не противоречит условиям стабильности обнаруженного лейцита. Присутствие первичных флюидных включений CO<sub>2</sub> в оливинах говорит о насыщенности углекислотой кристаллизующегося расплава.

Первичные расплавные включения в оливинах и клинопироксенах довольно редки, размеры их не превышают 20 мкм. Они почти полностью закристаллизованы и часто оптически непрозрачны. Один из проведенных опытов по нагреванию и охлаждению показал, что такие структуры расплавных включений возникают в условиях эксперимента при резком перепаде температур. Часто первичные

7	8	9	10	11	12	13	14
41,58	42,50	54,30	0,19	0,00	55,05	55,38	60,06
3,13	Не опр.	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
9,30	-	0,23	0,00	0,01	21,42	19,42	15,62
10,53	9,95	2,90	0,64	0,10	1,60	3,04	2,75
21,13	48,11	16,52	0,06	0,00	1,82	0,38	0,04
0,19	0,06	23,94	52,38	49,79	Не опр.	0,26	0,18
0,28	Не опр.	0,08	0,16	0,96	0,02	0,00	2,64
0,14	-	0,70	0,07	0,13	0,15	0,01	0,05
10,29	-	0,00	0,00	0,01	20,29	20,99	17,43
0,08	-	0,02	43,56	45,17	0,00	0,01	0,00
0,44	-	0,21	2,69	3,31	0,00	0,00	0,10
0,01	-	0,01	0,25	0,04	Не опр.	0,01	0,11
97,10	100,62	99,15	100,00	99,52	100,35	99,50	98,98
0,780	0,896	0,910	—	—	—	—	—

11 — апатит (10 — в *Ol*, обр. 126, 11 — в *Срх* обр. 127), 12, 13 — лейцит (12 — в *Ol*, обр. 126, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,76 мас. %, 13 — в *Срх*, обр. 127, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3,34 мас. %), 14 — санидин в *Срх*, обр. 127, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3,03 мас. %.

расплавные включения встречаются в апатитах, заключенных в оливины и пироксены (Таблица XV, в).

Опыты по нагреванию расплавных включений в оливинах, клинопироксенах и апатитах показали, что наименьшая температура гомогенизации характерна для минералов обр. 126: в *Ар*-хозяине  $T_{гом} = 1090^\circ$  С, а в *Ol*-хозяине  $T_{гом} = 1070 - 1050^\circ$  С. Для обр. 124 и 127 определены более высокие температуры ~1230 и 1210° С соответственно. Выборочные анализы их составов приведены в табл. 51 (ан. 1 и 2).

Изучение силлов Верхне-Якутской впадины Центрального Алдана (обр. 116-84 и 479-85) показало следующее. В оливинах обр. 116-84 обнаружены кристаллические включения шпинели, а также серии мелких расплавных включений размером до 5 мкм и единичные крупные включения как с мелкокристаллическим заполнением вакуолей, так и с хорошо оформленными дочерними фазами. Опыты по нагреванию таких включений показывают, что впервые признаки плавления вещества отмечаются при 935° С. При 1000—1020° С к плавлению силикатов присоединяется рудная фаза во включениях. Полное плавление кристаллических фаз во включениях происходит при 1215—1245° С. При дальнейшем нагревании подплавляется ксеноненная рудная фаза, что свидетельствует о перегреве включений.

Поведение расплавных включений в клинопироксенах аналогично

Таблица 51

Представительные составы (в мас.%) гомогенизированных расплавов во включениях в минералах пород Алдана

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	53,56	57,13	48,36	49,43	42,33
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,80	0,66	0,96	1,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,70	11,16	6,15	10,06	9,40
FeO	3,62	6,56	9,73	7,36	7,17
MgO	9,45	3,47	10,03	10,90	8,45
CaO	6,64	2,13	1,41	14,57	18,67
BeO	0,71	2,57	1,85	0,37	Не обн.
K <sub>2</sub> O	9,21	10,71	8,61	5,24	8,92
Na <sub>2</sub> O	1,53	2,93	3,40	1,38	2,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,96	3,77	2,61	1,81	Не обн.
F	0,13	0,05	0,41	0,05	"
Cl	1,14	0,05	0,15	0,37	0,20
Сумма	100,10	101,33	93,37	102,50	98,87
<i>mg</i>	0,823	0,485	0,647	0,725	0,677
<i>fo</i>	—	0,811	—	0,885	—
<i>T</i> , °C	1230	1090	1270	1245	1230
Минерал- хозяин	<i>Cpx</i>	<i>Ap</i>	<i>Cpx</i>	<i>OI</i>	<i>OI</i>

Примечание. 1 — включение в *Cpx*, обр. 124; 2 — в апатите (ср. из 2 ан.), обр. 126; 3 — в *Cpx* (ср. из 2 ан.), обр. 127; 4 — в *OI* (ср. из 3 ан.), обр. 116-84; 5 — в *OI* (ср. из 2 ан.), обр. 479/85.

описанному в оливинах. Гомогенизировать все эти включения при давлении в 1 атм не удастся.

В обр. 479/85 первичные расплавные включения схожи с описанными для включений в минералах обр. 116-84. Отмечено, что иногда в одном зерне минерала-хозяина присутствует до 35—40 включений размером до 5—7 мкм. Полное плавление кристаллических фаз, за исключением ксеногенных кристаллов шпинели, происходит в интервале 1145—1185° С. Дальнейшее нагревание, вплоть до 1260° С, не приводит к уменьшению размеров газовой фазы.

В связи с этим был проведен ряд опытов на установке цилиндр—поршень. Опыты проводились при  $P = 11$  кбар и  $T = 1230$  и  $1250$ ° С с изобарической закалкой. Некоторые включения в оливинах после опытов содержали газовую фазу с мелкими кристаллами соли. Иногда таких флюидных обособлений было несколько — до 4—5 пузырей. Кроме того, весь объем вакуоли (стекло) заполнен мельчайшими обособлениями солевой фазы с флюидом. По данным электронного микроскопа, содержание Cl в стеклах достаточно высокое — до 0,4 мас.%. Помимо описанных, в оливинах после опытов обнаружено несколько мелких гомогенных включений при 1230° С.

Таким образом, температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах изученных силлов находятся в пределах 1190—1230° С. Составы расплавов во включениях приведены в табл. 51. Составы расплавов включений в оливинах силлов характеризуются повышенными концентрациями Са, Тi, Сl, сохраняя типичную для лампроитовых магм обогащенность калием, барием, фтором, фосфором.

Лампроиты США, штат Арканзас, Прери-Крик. При изучении включений лампроитов Прери-Крик наиболее информативными оказались вкрапленники оливинов. Несмотря на широко развитые вторичные изменения, многие зерна, особенно их центральные зоны, достаточно свежие [131]. Установлено, что в породе присутствует оливин по меньшей мере двух типов. Первый представляет собой крупные (до 4 мм) зерна, разбитые многочисленными трещинами. Ко второму типу относятся идиоморфные кристаллы размером до 0,8 мм. Эти оливины обладают близкой магнезиальностью (0,897—0,921), но несколько различаются по содержанию примесных компонентов, таких, как СаО и NiO. Краевые зоны крупных кристаллов (100—150 мкм) по составу идентичны более мелким вкрапленникам оливина. Их анализы, а также ядер и кайм мегакристаллов приведены в табл. 52. Как отмечалось в работе [83], крупные зерна оливинов являются, по-видимому, ксенокристами. Они более устойчивы к вторичным изменениям и содержат пониженные концентрации СаО и, как видно из ан. 4 и 5 табл. 52, могут быть иногда менее магнезиальны.

Первичные расплавные включения минералообразующих сред были обнаружены в мелких фенокристаллах и в каймах ксенокристов, причем по составу эти включения оказались идентичными. Ксенокристы содержат только вторичные расплавные включения, объем флюидных обособлений в которых сильно изменяется. Часто наблюдаются флюидные вторичные включения.

Размеры первичных расплавных включений в оливинах достигают 30 мкм, форма часто неправильная. Включения практически полностью закристаллизованы, однако идиоморфные дочерние фазы редки. Изначально флюидная фаза занимает не более 3 об. % включения. Среди дочерних кристаллов оптически и с помощью электронного микроскопа были диагностированы фазы, характерные для пород лампроитовой серии. Их составы приведены в табл. 53. Исключение составляет не встречающийся в лампроитах сфен (см. табл. 53, ан. 5), являющийся концентратором РЗЭ. Повышенные концентрации РЗЭ в расплавах подтверждаются определением в стекле одного из гомогенизированных включений до 0,5 мас. %  $\text{La}_2\text{O}_3$ . Появление сфена, типичного для щелочных пород, в ассоциации с перовскитом (см. табл. 53, ан. 6), несколько необычно и использовалось в дальнейшем при расчетах летучести кислорода.

Присутствие во включениях фосфата кальция отражает повышенные концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  в исходном расплаве. Анализ этого минерала показал, что он, в отличие от обычно наблюдающегося в щелочных

Таблица 52  
Химический состав (в мас. %) оливинов, содержащих расплавные включения

Окислы	1	2*	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	41,05	40,57	41,86	39,64	41,04	41,24	38,96	40,41
MgO	48,53	48,78	48,66	49,26	48,57	48,38	50,07	49,26
FeO	8,81	7,49	8,81	7,55	7,86	9,05	9,68	10,12
CaO	0,07	0,19	0,32	0,06	0,01	0,08	0,37	0,06
NiO	Не опр.	Не опр.	0,33	0,32	0,25	0,36	Не опр.	Не опр.
Сумма	98,46	97,13	99,98	96,83	97,73	99,11	99,08	99,85
mg F <sub>0</sub>	0,908	0,921	0,908	0,921	0,918	0,905	0,902	0,897

Примечание. 1—6 — обр. 85423 (ан. 4 — краевая зона ксенокристалла, ан. 5 — центральная зона); 7 — обр. 85425; 8 — обр. 85426; звездочкой отмечен Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,10 мас. %.

Таблица 53  
Представительные составы (в мас. %) кристаллических фаз породы и дочерних минералов в расплавных включениях

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	0,00	53,26	52,29	52,88	31,55	0,67	54,35	47,27
TiO <sub>2</sub>	57,13	1,13	0,44	1,04	36,91	56,89	2,87	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,12	0,52	0,32	0,03	0,06	0,40	5,21
FeO	1,31	2,38	3,98	2,71	2,12	0,57	4,27	8,83
MgO	0,00	16,33	18,81	16,54	0,82	0,27	22,03	7,34
BaO	0,00	0,23	0,17	0,61	0,00	0,00	0,00	0,35
CaO	37,41	23,56	17,61	23,96	27,17	36,43	5,58	0,00
ZrO <sub>2</sub>	0,02	Не опр.	Не опр.	0,09	0,80	0,02	0,25	0,00
K <sub>2</sub> O	0,16	0,10	0,05	0,34	0,20	0,11	4,71	27,00
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,43	2,34	0,69	1,23	1,52	3,95	1,11
Cl	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,21	0,04	0,03	0,42	0,17	0,00	0,11
Сумма	96,68	97,78	96,26	99,21	101,27	96,73	98,41	97,73

Примечание. 1, 2 — породообразующие минералы лампроита Прери-Крик: 1 — перовскит, 2 — диопсид; 3 — дочерний диопсид во вторичном расплавном включении в оливине Прери-Крик; 4—8 — дочерние минералы в первичных расплавных включениях в оливинах Прери-Крик: 4 — диопсид, 5 — сфен, 6 — перовскит, 7 — рихтерит, 8 — Mg—Fe-кальсилит.

породах апатита, обладает рядом особенностей, в частности резко повышенными концентрациями BaO (до 8 мас. %), Na<sub>2</sub>O (до 10 мас. %) и MgO.

Дочерние кристаллы амфибола во включениях относятся к K—Ti-рихтериту (см. табл. 53, ан. 7) и представляют собой бесцветные кристаллы, занимающие до 1,5 об. % объема вакуоли.

Диопсид (см. табл. 53, ан. 4) выделяется из расплава включений вслед за оливином и занимает значительный объем (до 15 об. %). Диопсид во вторичных включениях наиболее богат Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O и по составу близок к порообразующему пироксену лампроитов Прери-Крик. В то же время диопсид в первичных включениях характеризуется концентрациями Ti, Al и Na, приближающимися к таковым в диопсидах из ксенолитов типа MARID.

Во многих включениях при изучении кристаллических фаз был определен ксеноморфный низкотемпературный минерал. Начало его плавления отвечает температурам порядка 660°C. Анализы (см. табл. 53, ан. 8) показали, что это высококалиевый (K<sub>2</sub>O до 27 мас. %) низкоглиноземистый силикат, содержащий MgO и оксид железа.

В системах K<sub>2</sub>O—MgO—SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O—FeO—SiO<sub>2</sub> кристаллизуются фазы K<sub>2</sub>O·MgO·3SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O·FeO·3SiO<sub>2</sub> с отношением калий/сумма катионов 1/3 [179]. Фаза K<sub>2</sub>O·MgO·3SiO<sub>2</sub> структурно подобна кальсилиту, на основании чего автор [178, 179] предположил возможность замещения 2Al = Mg + Si в структуре кальсилита и образования их высокомагнезиальных аналогов. Подобный изоморфизм осуществляется в ряду лейцит—K<sub>2</sub>O·MgO·5SiO<sub>2</sub>, где установлена полная смесимость между минералами. Наличие твердого раствора KAlSiO<sub>4</sub>—K<sub>2</sub>MgSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> до сих пор экспериментально не подтверждено, однако стехиометрия высокомагнезиальных кальсилитов прекрасно согласуется с гипотезой Э.Реддера (рис. 41). Изученные нами "кальсилиты" содержат от 40 до 90 мол. % минерала.

Оливины, помимо включений минералообразующих сред, содержат также в небольшом количестве мелкие (до 10 мкм) кристаллы рудных фаз — шпинели и ильменита (табл. 54). Шпинель представлена хромитом, содержащим по расчетным данным до 12,5 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В некоторых наиболее крупных кристаллах обнаружена неоднородность, выражающаяся в снижении содержаний Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и возрастании — MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в краевых зонах. Такая зональность связана, видимо, с установлением равновесия в гипабиссальных условиях при изменении основных параметров кристаллизации лампроитовой магмы — *P*, *T* и *f*<sub>O<sub>2</sub></sub>. Морфология и составы шпинели дают основание считать ее ликвидусной фазой, выделение которой из расплава несколько предшествовало кристаллизации вкрапленников оливина и кайм вокруг крупных ксенокристаллов.

Обнаруженные в оливинах ильмениты содержат до 15,4 мас. % MgO,

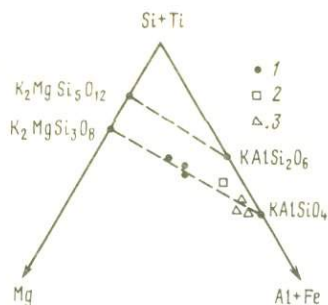


Рис. 41. Составы высокомагнезиальных железистых кальсилитов из ультракалиевых пород

1 — дочерние минералы расплавных включений в оливинах лампронтов Прери-Крик, Арканзас, США [83]; 2 — в оливине лампронтов Австралии [79]; 3 — кальсилит из угандита

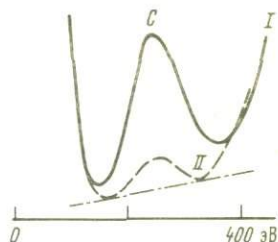


Рис. 42. Пик углерода на энергетическом спектре стекла гомогенизированного включения в оливине (I) и эталонном образце (II)

что соответствует примерно 50% гейкилитового минала. Содержание  $Fe_2O_3$  не превышает 8 мол.%, а примесь  $Cr_2O_3$  может достигать 1,5–3 мас.%. По составу эти ильмениты близки к кимберлитовым. Ранее в лампронтах Прери-Крик ильменит не был отмечен.

Опыты, проведенные при атмосферном давлении, показали, что расплавные включения в оливинах в различных образцах имеют температуры гомогенизации от 1100 до 1050°C. Повышение давления до 7 кбар приводит к снижению ее (для обр. 85423) до 1050°C, что находится в соответствии с проведенными нами ранее теоретическими расчетами влияния давления на температуру гомогенизации.

Большинство вторичных флюидных включений в оливинах имеют низкую плотность. Охлаждение их в криокамере показало присутствие в вакуолях практически чистой  $CO_2$  ( $T_{пл} = -56,6^\circ C$ ). В одном из таких включений удалось измерить объем выращенного монокристалла углекислоты (2–4 об.%) и рассчитать плотность, которая оказалась очень низкой (0,05 г/см<sup>3</sup>), что отвечает давлению 130 бар. В то же время были обнаружены три высокоплотных герметичных двухфазных включения с температурой частичной гомогенизации в жидкость 21,0–21,5°C (плотность  $CO_2 = 0,73$  г/см<sup>3</sup>). Расчет давления на 1050°C дает величину, близкую к 4 кбар.

Изучение специально приготовленных образцов (напыление золотом) на электронном микроскопе "Camscan" с энергодисперсионной приставкой "Линк" (аналитик И.В.Манжелев, ИСМ АН УССР) позволило установить наличие углерода в стеклах гомогенизированных расплавных включений (рис. 42). Интегральная интенсивность пика углерода в образцах составила 115–225 единиц (обр. 85423,  $T_{гом} = 1050^\circ$ ), что заметно выше интенсивности, опре-

Таблица 54

Химический состав (в мас. %) кристаллических включений в оливинах

Оксиды	Шпинель				Ильменит		
	1	2	3	4	5	6	7
MgO	9,45	10,91	10,47	11,91	14,59	15,13	15,41
FeO	20,46	19,03	19,14	15,75	22,09	22,81	21,00
MnO	0,29	0,24	0,24	0,31	0,09	0,21	0,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,00	12,55	6,39	9,12	8,11	7,39	7,88
TiO <sub>2</sub>	3,40	3,86	2,96	2,72	54,69	55,36	54,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	1,50	5,07	4,70	0,18	0,16	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54,48	53,47	55,55	52,86	1,52	1,51	2,92
Сумма	98,88	101,56	99,82	97,37	101,27	102,57	101,75

Примечание. 1,2 — обр. 85423; 3—7 — обр. 85426; 3 — ядро кристалла шпинели, 4 — край кристалла шпинели.

деленной в стекле, заведомо не содержащем углерода (56 единиц). Полученные результаты, хотя и чисто качественно, определенно свидетельствуют о наличии углеродных соединений в стекле.

Наличие окисных фаз, содержащих трехвалентное железо (*Sp, Ilm*), в равновесии с оливином, а также иных фаз, таких, как перовскит, сфен, позволяют оценить потенциал кислорода при кристаллизации расплавов.

Значение  $f_{O_2}$ , полученное по реакции  $3Fe_2SiO_4 + 3CaTiO_3 + O_2 = 3CaTiSiO_5 + 2Fe_3O_4$ , отличается от буфера QFM не более чем на полпорядка. При этом высокие концентрации трехвалентного железа в шпинелях отражают особенности химизма расплавов, а не высокие потенциалы кислорода. В частности, это определяется низкой активностью SiO<sub>2</sub> в лампроитовых расплавах.

Расчеты  $f_{O_2}$  и температур по реакциям, включающим ильменит, шпинель и оливин, однозначно свидетельствуют, что оливины, содержащие твердые включения шпинели и ильменита, образовались в различных условиях.

Составы стекол полностью и частично гомогенизированных первичных и вторичных включений приведены в табл. 55.

Магмы, формировавшие исследуемые лампроиты, являются ультращелочными магнезиальными расплавами с коэффициентом алгаитности  $(K + Na/Al)$  в среднем от 5 до 4 и  $mg = 0,69$ . Отношение  $K_2O/Na_2O$  очень высокое и в отдельных анализах достигает 3,5 при концентрации  $K_2O$  до 15 мас.%. Характерно повышенное содержание таких некогерентных элементов, как Ti, Zr, Ba, а также F, Cl и P. Породы Прери-Крик отличаются очень высокими концентрациями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — до 4—5 мас.%.

При изучении образцов лампроитов Прери-Крик нами ранее

отмечалось присутствие вкрапленников оливинов нескольких типов. Среди них были выделены крупные агрегатные образования, содержащие ильменит и первичные расплавные включения, одно из которых было изучено на микрозонде. Расчет валового состава включения (см. табл. 55, ан. 7) на основании объемных соотношений фаз, хотя и весьма приблизительный, определенно показывает, что этот оливин кристаллизовался из расплава, сильно отличающегося от лампроитового (высокие содержания Si, Ca, низкие — Ti, P, Ba). Наличие в породе ксеногенного оливина, видимо, может рассматриваться в качестве одного из признаков процессов смешения.

Составы оливинов, в которых проанализированы расплавные включения, укладываются в очень узкий интервал магнезиальности — 0,895—0,905. Возможно, составы расплавов включений отражают только один из заключительных этапов в процессе дифференциации исходного мантийного расплава. Очень интересно было бы оценить состав такого первичного расплава, находившегося в равновесии с мантийными минералами. Основой для этих оценок является предположение, что наиболее примитивные из расплавов включений связаны с исходным мантийным расплавом только отделением оливина. Такое предположение оправдано тем, что оливин — единственный минерал среди ксено- и фенокристов лампроитов Прери-Крик. Небольшие количества шпинели могут существенно повлиять только на концентрации Cr, поэтому мы их не учитывали. Расчетный состав исходного расплава лампроитов, равновесного с оливином с  $mg = 0,93$ , приведен в табл. 55 (ан. 8) и представляет собой минимальную по магнезиальности оценку, поскольку наиболее высокотемпературные оливины могли и не сохраниться.

В одном из образцов лампроитов Прери-Крик (обр. 85426) обнаружен овальный в сечении ксенолит размером 1 см. Благодаря крупнокристаллическому строению и ряду минералогических особенностей он резко выделяется на фоне основной породы (Таблица XV, г). Помимо клинопироксена, состав которого отвечает диопсиду, в ксенолите определены амфибол (К-рихтерит) и серпентин, развивающийся по идиоморфным кристаллам оливина (табл. 56). Вокруг ксенолита четко фиксируется реакционная кайма шириной до 1 мм, состоящая из более мелкокристаллического клинопироксена.

В клинопироксенах ксенолита и реакционной каймы обнаружены кристаллические, первичные расплавные и флюидные включения. Среди кристаллических включений в диопсиде реакционной каймы, имеющих округлые и скелетные формы и размеры до 20—30 мк, диагностированы  $Fe_{0,22}$  серпентин в случае нахождения включения на трещине, лейцит с 1,55 мас. %  $Fe_2O_3$  и кристаллы шпинели (табл. 57). Кроме того, довольно часто встречается алюмосиликат, один из представительных анализов которого также приведен в таблице (ан. 6). Как можно видеть, сумма компонентов в этом минерале очень низка и постоянна для многих определений. При работе на электронном микрозонде под воздействием электронного луча поверхность кристалла сильно выгорает, что присуще водосодержащим минералам.

Таблица 55

Представительные составы (в мас. %) остаточных и гомогенизированных расплавов (стекло) включений

Оксиды	Условия опыта, фазовый состав						Расчетный состав	
	1100°C, 1 бар; P (ср. из 2)	1050°C, 1 бар; P	1050°C, 1 бар; P	1030°C, 1 бар; P + Kp + Ф	20°C, 1 бар; P + Kp + Ф			
	1(2)	2	3(7)	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	42,10	43,55	45,71	45,18	60,19	59,08	58,4	43,06
TiO <sub>2</sub>	5,29	5,36	4,96	4,72	0,24	0,07	0,4	4,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,66	5,02	5,19	4,88	3,61	10,24	2,4	4,40
FeO	7,84	8,72	8,89	7,41	5,99	3,17	4,8	7,85
MgO	9,00	8,18	8,33	7,65	7,05	8,59	14,79	17,42
BaO	1,92	1,76	1,97	1,76	0,12	0,31	0,00	1,42
CaO	4,68	4,27	5,09	7,36	0,05	0,07	4,45	3,72
ZrO <sub>2</sub>	0,45	0,22	0,22	0,22	0,05	Не опр.	Не опр.	0,21
K <sub>2</sub> O	14,04	13,52	13,06	12,67	11,10	7,56	11,42	9,52
Na <sub>2</sub> O	3,96	3,69	3,83	3,46	1,52	4,21	3,35	2,31
Cl	0,32	0,33	0,38	0,25	0,10	0,11	Не опр.	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4,24	2,16	Не опр.	1,91	0,81	0,29	1,75	2,37
Сумма	98,56	96,78	97,63	97,47	90,83	93,75	100,00	98,21

Примечание. В скобках — номер соответствующего состава оливина-хозяина по табл. 52, P — расплав (стекло), Ф — флюид, Kp — дочерние кристаллы во включениях. 1 — обр. 85423, 0,06 мас. % MnO; 2 — обр. 85424; 3 — обр. 85425; 4, 5 — остаточное стекло во включениях, обр. 85426; 5, 6 — остаточное стекло во вторичном включении, обр. 85423; 7 — расчетный состав первичного расплавного включения в ксенокристалле оливина, 8 — рассчитанный состав исходного состава лампроитов.

Таблица 56

Химический состав (в мас. %) кристаллических фаз и твердых включений в ксенолите лампроита и в реакционной кайме

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	55,01	54,68	51,44	41,83	52,67	57,62	38,70	39,33
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,15	4,20	0,00	0,19	0,06	0,34	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,05	0,54	0,00	19,59	19,50	3,31	1,76
FeO	2,18	1,12	5,42	7,53	1,41	1,59	5,80	3,29
MgO	17,52	16,81	18,38	49,91	0,57	1,60	33,32	35,00
CaO	24,84	23,44	5,69	Не опр.	0,28	0,48	0,36	0,08
BaO	0,05	Не опр.	0,23	"	0,14	0,38	0,11	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	6,32	"	22,10	2,18	0,44	0,42
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,58	4,47	"	0,05	0,87	0,03	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	Не опр.	"	0,00	0,43	0,02	0,00
Cl	Не опр.	Не опр.	0,00	"	0,01	0,00	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,34	96,84	96,69	99,27	97,01	84,72	82,43	80,28

Примечание. 1 — кристалл *Cpx* в ксенолите; 2 — зерно *Cpx* в реакционной зоне вокруг ксенолита; 3 — кристалл *Amf* в ксенолите; 4 — включение *Ol* в *Di* реакционной каймы,  $m_g = 0,922$ ; 5 — включение *Lc* в *Di* реакционной каймы,  $Fe_2O_3 = 1,55$  мас.%; 6 — включение алюмосиликата в *Di* реакционной каймы; 7 — включения серпентина в *Di* реакционной каймы; 8 — серпентин, псевдоморфоза по *Ol* в ксенолите.

В зернах диопсидов ксенолита кристаллические включения представлены только оливином ( $For_{91,1}$ ) и лейцитом. Ни шпинели, ни алюмосиликат не обнаружены.

Первичные расплавные включения в диопсидах как ксенолита, так и реакционной каймы оптически двухфазны и содержат газ + стекло (Таблица XV, д). Один из анализов остаточного стекла такого включения приведен в табл. 58 (ан.3). Необычайно высокая концентрация  $K_2O$  наводит на мысль о присутствии в нем К-содержащей фазы.

Опыты показали, что температура гомогенизации включений находится в пределах 900—915°C. В Таблице XV, е представлено подобное гомогенизированное включение. Составы полученных расплавов приведены в табл. 58. В общих чертах они очень близки к лампроитовым расплавам. К сожалению, опыты и анализы носят единичный характер из-за редкости включений, поэтому нет возможности оценить случайные отклонения в концентрациях окислов. Можно говорить, видимо, только о полуколичественных определениях составов этих включений. Все же ясно, что это высококалийевые агапитовые расплавы, содержащие типичные для лампроитов компоненты.

Присутствие первичных расплавных включений в клинопироксенах ксенолита свидетельствуют о кристаллизации их либо из расплава, либо при значительной доле его участия, а наличие единичных низкоплотных флюидных обособлений — о низкобарных, возможно, приповерхностных условиях образования.

Эти результаты находятся в противоречии с данными Р.Митчелла [168], в работе которого описаны аналогичные ксенолиты, даны их зарисовки и приведены составы основных минералов — диопсида и Крихтерита при отсутствии оливина, лейцита и других фаз. На основании изучения включений предположение о том, что подобные ксенолиты являются продуктом кристаллизации лампроитовых магм на больших глубинах ( по типу MARID), не подтверждается. Низкие температуры и давления свидетельствуют либо о локально развивающейся крупнокристаллической кристаллизации расплавов на завершающей стадии, либо о более сложном механизме образования ксенолита. В любом случае интересно существование оливина и лейцита, предшествовавшее его формированию.

Экспериментальное изучение модельного расплава лампроитового состава. Для определения ликвидусной ассоциации исходных лампроитовых расплавов были проведены опыты по кристаллизации высококалийевых расплавов при высоких давлениях. В качестве исходного материала использовался расчетный состав первичного расплава лампроитов Прери-Крик (см. табл. 55, ан.8). Для получения этого материала были взяты реактивы марки о.с.ч. или ч.д.а.:  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $BaCO_3$ ,  $CaCO_3$ ,  $K_2CO_3$ ,  $Na_2CO_3$ ,  $Ca_3(PO_4)_2$ .

Реактивы прокаливались в течение 4 ч. при 900°C и затем в закрытом графитовом тигле при 1200°C в течение 1 ч. Полученный 250

Таблица 57

Химический состав (в мас. %) шпинелей в реакционной кайме,  
кристаллические включения *Sp*  
в *Di* реакционной каймы и в *Ol* породы (обр. 85423)

Оксиды	1	2	3	4	5	6
MgO	9,65	7,15	11,65	11,62	6,49	9,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	1,13	2,57	1,51	1,10	2,80
TiO <sub>2</sub>	2,94	2,57	2,82	7,03	2,97	3,45
FeO	28,64	30,50	23,21	29,98	33,37	27,68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,44	51,99	55,38	43,71	46,97	54,48
SiO <sub>2</sub>	0,24	0,26	0,45	0,21	0,21	Не опр.
Сумма	94,42	93,60	96,08	94,06	91,11	97,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,340	0,276	0,283	0,348	0,322	0,276

Примечание. 1, 2 — шпинель в реакционной кайме ксенолита; 3—5 — кристаллические включения шпинели в диопсиде реакционной каймы; 6 — кристаллическое включение шпинели в оливине (обр. 85423).

Таблица 58

Химический состав (в мас. %) расплавных включений  
в минералах ксенолита, реакционной каймы и породы лампронта

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	52,46	57,66	50,43	44,25
TiO <sub>2</sub>	2,61	1,01	0,37	5,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	3,96	7,38	5,18
FeO	8,49	4,54	5,77	8,72
MgO	7,09	8,56	8,44	8,18
CaO	4,23	2,19	2,21	4,82
BaO	1,67	0,86	0,06	1,78
K <sub>2</sub> O	17,81	13,94	22,64	13,52
Na <sub>2</sub> O	4,79	3,65	1,35	3,69
ZrO <sub>2</sub>	0,13	Не опр.	Не опр.	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	"	0,00	2,16
Cl	Не опр.	0,17	0,00	0,33
Сумма	104,18	96,54	98,65	98,21
T, °C	915	900	20	1050
mg	0,598	0,770	0,723	0,626

Примечание. 1 — в *Di* ксенолита  $S = 0,11$ ; 2 — в *Di* реакционной каймы,  $S = 0,22$ ; 3 — в *Di* реакционной каймы, включение не нагревалось; 4 — в *Ol* породы, содержащей ксенолит (обр. 85424).

материал, представляющий собой смесь стекла и силикатов, перетирался в агатовой ступке и потом использовался в опытах. Летучие компоненты — вода или щавелевая кислота — добавлялись в количестве 5 мас.%. При температурах до 1250°C опыты проводились в ампулах диаметром 3 мм из сплава  $Ag_{40}Pd_{60}$ . При более высоких температурах применялись минеральные ампулы [193], приготовленные из порошка оливина ( $Fe_{0.91}$ , МНР), помещаемые в платиновые ампулы диаметром 2 или 3 мм.

Опыты проводились на установке цилиндр—поршень, аналогичной описанной Ф.Бойдом и Д.Инглендом [105]. Использовалась твердофазовая ячейка с внешним изолятором из талька и стекла. Ампулы запрессовывались в порошок MgO. Температура в ходе опытов измерялась стандартной термопарой ПП-1 и регулировалась высокоточным регулятором ВРТ-2 в пределах  $\pm 2-5^\circ\text{C}$  от заданного значения.

Калибровка давления по твердофазовым реакциям [24] при 20—25 кбар дает поправку около  $-20\%$  от номинального давления. В опытах при низких давлениях с щавелевой кислотой в стекле наблюдались пузыри флюида, представленного двухфазной (жидкость + газ)  $CO_2$ . Этот флюид гомогенизируется при 23—24°C в жидкость, что отвечает плотности углекислоты 0,72—0,74 г/см<sup>3</sup> и при температуре опыта 1200°C соответствует 4,5—4,8 кбар при номинальном давлении 9 кбар. Результат такой калибровки при низких давлениях показывает, что абсолютная величина поправки к номинальному давлению, вероятно, не зависит от давления. Учитывая эти результаты, мы для всех опытов принимали поправку 4 кбар. Закалка осуществлялась в близких к изобарическим условиям отключением напряжения.

Условия и результаты экспериментов приведены в табл. 59. Продукты опытов изучались оптически и анализировались с помощью электронных микрозондов Camebax—Microbeam (ГЕОХИ, аналитик А.В.Гужова) и Cameca MS-46 (ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.Н.Муравицкая). Анализы кристаллических фаз и стекол из некоторых опытов приведены в табл. 60.

Фазовые диаграммы, основанные на результатах опытов приведены на рис. 43. В отсутствие летучих оливин — единственная кристаллическая фаза в интервале температур 1400—1100°C, иногда к нему присоединяется моноклинный пироксен. Оливин в этих опытах образует кристаллы размером до 10 мкм. Клинопироксен значительно более крупный (40—50 мкм). В опытах без летучих, как правило, стекло однородное, только при высоких температурах наблюдаются скелетные кристаллы закалочного оливина.

Стекла в экспериментах с водно-углекислым флюидом оптически неоднородны, содержат закалочный оливин и микроскопические (< 1 мкм) кристаллы закалочной рудной фазы, располагающейся на гранях кристаллов и в стекле. Температура ликвидуса в этих опытах остается выше 1300°C и несильно зависит от давления. При

Таблица 59

Условия и результаты опытов  
по кристаллизации модельного расплава лампронитового состава

Номер опыта	T, °C	P, кбар	Длительность, мин	Продукты опытов
Серия А (шихта + 5 мас. % H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> )				
26	1150	21,2	260	Gl+Ol+Opx+Phl
17	1350	20	90	Gl+Ol
19	1250	20	180	Gl+Ol
23	1200	18,5	120	Gl+Ol+Opx
9	1280	17	105	Gl+Ol
24	1100	17	320	Gl+Ol+Opx+Phl
16	1253-1243	13,7	15	Gl+Ol+Opx
7	1250	11	180	Gl+Ol
6	1200	11	150	Gl+Ol
21	1100	11	540	Gl+Ol
5	1250	4,5	120	Gl+Ol
3	1220	4,5	120	Gl+Ol
12	1200	4,5	120	Gl+Ol
1	1170	4,5	240	Gl+Ol
20	1100	4,5	500	Cl+Ol
Серия В (шихта + 5 мас. % H <sub>2</sub> O)				
26	1150	21,2	260	Gl+Ol+Cpx+Phl
18	1360	20	125	Gl+Ol
19	1250	20	180	Gl+Ol
9	1280	17	105	Gl+Ol+Phl
24	1100	17	320	Gl+Ol+Cpx+Phl
16	1253-1243	13,7	15	Gl+Ol+Phl
8	1300	11	60	Gl+Ol
7	1250	11	180	Gl+Ol+Phl
6	1200	11	150	Gl+Ol+Phl
21	1100	11	540	Gl+Ol+Phl
22	1050	11	670	Gl+Ol+Cpx+Phl
5	1250	4,5	120	Gl+Ol+Phl
12	1200	4,5	120	Gl+Ol+Phl
15	1250-1150	4,5	100	Gl+Ol+Phl
20	1100	4,5	500	Gl+Ol
Серия С (без летучих компонентов)				
26	1150	21,2	260	Gl+Ol+Cpx
17	1350	20	90	Gl+Ol
19	1250	20	180	Gl+Ol
23	1200	18,5	120	Gl+Ol+Cpx
16	1253-1243	13,7	15	Gl+Ol
10	1400	11	30	Cl+Ol

Таблица 59 (окончание)

Номер опыта	T, °C	P, кбар	Длительность, мин	Продукты опытов
14	1350	11	45	<i>Cl+Ol</i>
21	1100	11	540	<i>Gl+Ol+Cpx</i>
22	1050	11	670	<i>Gl+Ol + Cpx</i>
11	1400	4,5	40	<i>Gl+Ol</i>
3	1220	4,5	120	<i>Gl+Ol</i>
12	1200	4,5	120	<i>Gl+Ol</i>
15	1250–1150	4,5	100	<i>Gl+Ol</i>
20	1100	4,5	500	<i>Gl + Ol</i>

температуре 1250°C и давлении > 10 кбар дополнительно к оливину (Таблица XVI, а) образуется ромбический пироксен.

Переход к чисто водному флюиду значительно расширяет поле кристаллизации флогопита (Таблица XVI, б), который появляется при 5–15 кбар — всего на 20–40°C ниже температуры ликвидуса. При давлении 5 кбар появляется амфибол, который начинает кристаллизоваться также вблизи ликвидуса. При температуре 1050°C (10 кбар) к ним присоединяется клинопироксен. В системе с водой расплавы никогда не дают чистых стекол, всегда образуются многочисленные кристаллы закалочного флогопита. Размеры закалочных кристаллов флогопита иногда превышают 10 мкм, однако они всегда морфологически отличаются от равновесного флогопита (Таблица XVI, в). В опытах с летучими размеры кристаллических фаз намного больше, чем в "сухих" (Таблица XVI, г) — до 50–70 мкм для оливина, пироксены иногда и более крупные.

Во многих опытах отмечается рудная фаза, иногда в виде включений в оливине (Таблица XVI, д). Эти включения всегда очень мелкие (< 5 мкм), поэтому проанализировать их не удалось. В опыте 16А определен рутил, в 19А качественно с помощью электронного микрозонда установлена Fe–Ti окисная фаза с низкими содержаниями Mg и Al, вероятно, ильменит. В опыте 19В среди основного стекла обнаружено и проанализировано одно из обособлений овальной формы второго стекла (см. табл. 60, ан. 6 и 7), т.е. при данных условиях эксперимента расплав распадается на две несмешивающиеся жидкости. Второе стекло бесцветное и не содержит никаких кристаллических фаз. Состав его (ан.7) обогащен по сравнению с основным Na<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Несмотря на сканирование по площади 12×12 мкм, сумма анализа очень низкая — 84,5 мас.%. По-видимому, хотя H<sub>2</sub>O входит в состав любого стекла, она в большей степени обогащает относительно кислый расплав. Основное стекло образца обогащено Mg, Ca, Ti, P, Fe и Ba.

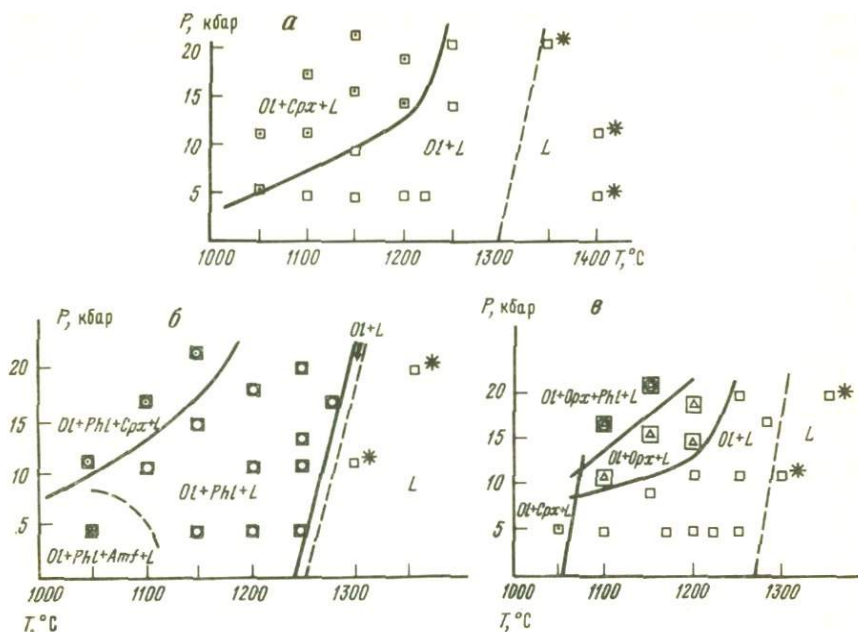


Рис. 43. Фазовые диаграммы в координатах  $P$  и  $T$  для расплава лампроитового состава

а — в "сухих" условиях; б — в присутствии водного флюида; в — в присутствии  $H_2O + CO_2$

Во всех опытах, проведенных при высоких параметрах  $P$  и  $T$ , отмечается образование в краевых зонах плотных слоев, сложенных более крупнокристаллическим оливином (Таблица XVI, е).

Крупные кристаллы оливина часто насыщены мелкими расплавленными включениями (Таблица XVI, г). Все же некоторые из них достаточны по размерам для определения (с невысокой точностью) их составов с помощью электронного микрозонда. Сравнение его с составами стекол показывает, что наибольшее отклонение наблюдается для щелочей. Это вполне естественно, так как анализ включения проводился в "точке", что способствует большим потерям  $K$  и  $Na$ .

Определить составы расплава с помощью электронного микрозонда удастся только для опытов без летучих и с водно-углекислым флюидом. Значение коэффициента распределения  $Fe$  и  $Mg$  между оливином и расплавом, определенное для этих опытов, находится в пределах  $0,26-0,3$ , среднее значение —  $0,28$ , что близко к результатам, полученным С.Фоли [126]. Оливины содержат  $0,2-0,4$  мас. %  $CaO$  причем больше в низкотемпературных опытах, что, видимо, связано с накоплением  $CaO$  в расплаве. Ортопироксены содержат очень небольшое количество  $Ca$ ,  $Ti$ ,  $Al$  (см. табл. 60). Клинопироксены

Таблица 60

Представительные анализы (в мас. %) кристаллических фаз и стекол в продуктах опытов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	43,43	56,79	52,16	41,91	43,55	43,72	52,25	44,94
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,30	0,82	4,03	4,65	4,06	1,17	5,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,23	0,32	11,69	6,68	5,91	6,80	6,54
FeO	6,89	5,24	3,90	5,93	9,05	6,65	0,94	6,78
MgO	49,80	36,16	17,68	22,35	21,07	11,46	9,32	9,47
CaO	0,14	0,64	22,54	0,03	1,99	3,02	0,75	4,22
B <sub>2</sub> O	0,03	0,00	0,00	0,51	0,74	1,53	0,47	1,93
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,86	0,13	0,37	2,42	4,07	3,32
K <sub>2</sub> O	0,00	0,10	0,10	11,03	10,09	10,22	8,35	11,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	1,12	1,67	0,41	3,09
Сумма	100,36	99,46	98,38	97,63	99,31	90,66	84,53	97,65
тг	0,928	0,925	0,890	0,870	0,806	0,754	0,946	0,713

Примечание. 1 — оливин в обр. 6В; 2 — ортопироксен в обр. 16А; 3 — клинопироксен в обр. 22В; 4 — флогопит в обр. 21В; 5 — тетраферрифлогопит в обр. 16В; 6 — стекло основной массы обр. 19В; 7 — глобуля стекла в обр. 19В; 8 — состав стекла в обр. 6А.

— высококальциевые, низкоглиноземистые, приближаются к диопсиду, но содержат много Ti и Na. Флогопиты, как правило, более неоднородные, чем другие силикаты. Закалочный флогопит заметно отличается от равновесного высокими содержаниями CaO, более низкими Mg и, как правило, Al. Высокотемпературные флогопиты характеризуются существенным дефицитом Al ( $K/Al = 1,6—1,8$ ) и приближаются к тетраферрифлогопиту. При температурах  $1050—1100^\circ\text{C}$  кристаллизуются нормальные флогопиты с  $K/Al = 1,0—1,1$ . Такое соотношение низко- и высокотемпературных флогопитов прямо противоположно наблюдаемому в природе, где тетраферрифлогопит образуется на поздних этапах кристаллизации в виде кайм на вкрапленниках флогопита [155]. Вероятно, кристаллизация низкоглиноземистых слюд контролируется не столько температурой, сколько составом расплава. В этом случае переход к нормальным флогопитам при снижении температуры в наших опытах связан с накоплением Al в остаточных расплавах. Флогопиты содержат до 4—5 мас. %  $TiO_2$  и до 1 мас. % BaO, при этом отношения  $Ti^{Phl}/Ti^{Gl}$  и  $Ba^{Phl}/Ba^{Gl}$  остаются несколько меньше 1.

Все кристаллические фазы характеризуются высокими отношениями  $Mg/(Mg+Fe)$ , падающими в ряду  $Cpx > Ol = Opx > Phl$ .

**Обсуждение результатов.** С точки зрения определения составов исходных расплавов наибольший интерес представляют включения в оливинах. Поскольку оливин — первая ликвидусная фаза, то среда, заключенная в нем, характеризует состав наименее дифференцированных расплавов. Установлено, что состав гомогенного стекла во включениях может заметно отличаться от состава захваченного расплава за счет взаимодействия со стенками вакуоли. В полученных нами включениях часть оливина, осевшего на стенках, остается не расплавленной в процессе опытов, поэтому магнезиальность стекол, как правило, ниже, чем можно было бы ожидать, исходя из равновесного значения  $K_{Ol-L}$ . В случае оливина состав равновесного расплава определяется достаточно надежно, поскольку его магнезиальность однозначно определяется магнезиальностью оливина. Содержания Ca и Mn в оливинах лампроитов не слишком высоки и практически постоянны. Некоторая неопределенность связана с выбором механизма кристаллизации оливина. Поскольку кристаллизация вещества во включении происходила быстро (стекло, мелкие фазы), мы считали, что отложение оливина на стенках происходило по фракционному закону. Состав захваченного расплава, таким образом, можно рассчитать по схеме фракционного плавления.

Оливины, в которых изучались включения, как правило, характеризуются магнезиальностью 0,89—0,91, в то время как наиболее магнезиальные оливины из лампроитов достигают значений 0,93—0,94. Поэтому мы имеем дело с уже дифференцированным расплавом; и, для того чтобы оценить состав наиболее примитивной жидкости, расчет по такой же фракционной схеме был продолжен до

Таблица 61

Химический состав (в мас. %) расплавов гомогенизированных включений, приведенных в равновесие с оливином

Местонахождение	Испания				
	1*	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	55,16	58,59	55,48	57,64	53,50
TiO <sub>2</sub>	1,70	1,62	Не опр.	0,01	2,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,26	13,57	13,06	11,89	13,49
FeO	5,24	4,06	6,57	4,90	4,82
MgO	11,38	8,82	14,27	10,65	10,48
CaO	2,27	2,36	0,10	0,12	3,39
Na <sub>2</sub> O	0,53	1,13	0,59	0,96	0,52
K <sub>2</sub> O	10,47	9,86	9,94	13,82	10,94
BaO	0,35	0,29	0,39	0,31	0,21
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,790	0,727	0,761	1,162	0,811
TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,128	0,119	0,115	0,126	0,213

\*Номера пересчитанных составов отвечают конкретным анализам в соответствующих разделах данной главы.

того момента, когда магнезиальность ликвидусного оливина достигала значения 0,93. У нас нет достаточных оснований, чтобы считать, что исходные расплавы для всех изученных комплексов имели одинаковую магнезиальность. Однако такой расчет весьма полезен для сравнения исходных расплавов разных комплексов, поскольку при этом устраняются вариации, связанные с кристаллизацией оливина.

Средние составы рассчитанных таким образом расплавов приведены в табл. 61. Предположительно такие жидкости образовывались в ходе плавления мантии. Несмотря на ряд общих особенностей, вариации в составах по некоторым элементам очень значительны (Si, Al, Mg, Ti). Возможные причины этого будут рассмотрены позднее.

Таким образом, на основании изучения расплавных включений мы определили составы исходных расплавов лампроитов, которые предположительно находились в равновесии с остаточной мантийной ассоциацией. Экспериментальное изучение плавления одного из этих составов показывает, что близликвидусная минеральная ассоциация в присутствии H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> представлена оливином, ортопироксеном и флогопитом. Амфибол устойчив вблизи ликвидуса только при давлении < 10 кбар и, очевидно, отсутствует в рестите.

Вариации составов, рассчитанных первичных расплавов очень значительны по ряду главных петрогенных элементов (Si, Mg, Al в первую очередь). Поэтому необходимо рассмотреть влияние состава расплава на близликвидусную ассоциацию. Для этого будем ис-

Арканзас (США)			Алдан (СССР)		Австралия	
1	2	3	4	5	4	5
45,83	45,22	45,88	48,30	42,48	41,07	47,00
4,57	4,10	3,69	0,83	1,05	5,13	4,75
4,03	3,84	3,86	8,70	7,69	6,61	3,45
8,91	9,56	9,49	7,50	7,62	8,29	9,95
19,36	20,77	20,63	16,30	16,57	18,01	21,63
1,73	3,35	3,88	12,64	15,33	9,07	3,32
3,42	2,82	2,85	1,19	1,97	1,58	1,85
12,14	10,34	9,72	4,53	7,30	10,25	8,04
1,47	1,24	1,39	0,32	0	2,06	2,23
3,012	2,693	2,518	0,521	0,949	1,551	2,330
1,134	1,068	0,956	0,095	0,137	0,776	21,377

пользовать литературные данные по составам расплавов, равновесных с фазами перидотитов и флогопитом. Надо сказать, для высококальциевых расплавов эти данные весьма скудные, что связано с небольшим количеством экспериментальных работ и с трудностью определения состава расплавов из-за постоянного присутствия закалочных фаз. Составы расплавов, равновесных с флогопитом, определены только в работах [123]. Учитывая ограниченность исходных данных, следует иметь в виду, что полученные закономерности носят предварительный характер.

Составы экспериментальных и природных расплавов были пересчитаны на нормативные компоненты: *Ol*, *Orx*, *Cpx*, *Ks*, соответствующие следующему набору аддитивных компонентов:  $Mg_2SiO_4$ ,  $MgSiO_3$ ,  $CaMgSi_2O_6$ ,  $KAlSiO_4$  с изоморфным замещением  $(CaMg)_{-1}NaAl$ ,  $(KSi)_{-1}BaAl$ ,  $(MgSi)_{-1}Al_2$ ,  $(MgSi_2)_{-1}TiAl_2FeMg_{-1}$ . Переход от катионных долей к содержаниям нормативных компонентов дается выражениями

$$Ol = -Si - Ti + Mg + Fe + Ca + K + 2Na;$$

$$Orx = 2Si + 2Ti + 0,5Al - Mg - Fe - Ba - 3Ca - 4,5Na - 2,5K;$$

$$Cpx = Ca + Na;$$

$$Ks = K + Ba.$$

Составы расплавов, равновесных с флогопитом, клинопироксеном и оливином (или ортопироксеном), в проекции *Ol—Orx—Ks* (рис. 44) располагаются вдоль одной линии, независимо от давления, состава

расплава в отношении ряда компонентов и от содержания воды в расплаве при концентрациях  $H_2O > 3-4$  мас.%. Отсутствие явной зависимости между температурой кристаллизации флогопита и давлением воды отмечалось в работе [117]. Такое поведение, возможно, является результатом взаимодействия К и воды в расплаве с образованием водных комплексов. В этом случае при избытке воды активность таких комплексов определяется в большей степени содержанием калия и практически не зависит от давления воды.

Рассчитанные составы первичных лампроитовых расплавов (см. табл. 61) проектируются на диаграмме  $Ol-Orx-Ks$  очень близко к линии насыщения флогопитом [148]. Вряд ли такое совпадение для в целом сильно различающихся составов чисто случайное.

Сопоставление составов экспериментального и природного материала позволяет построить систему из трех предположений:

1. Состав первичного расплава лампроитов действительно близок к нашим оценкам (см. табл. 61).

2. Линия насыщения расплава флогопитом в широком интервале составов и термодинамических условий занимает положение, близкое к показанному на рис. 44.

3. Выплавление лампроитовых расплавов происходило в равновесии с флогопитсодержащим реститом.

Правильность любых двух из этих предположений является достаточным условием для третьего.

Теперь нам необходимо выяснить, какие фазы, помимо флогопита, входят в состав рестита. На рис. 45 не показана граница между полями кристаллизации оливина и ортопироксена, поскольку ее положение сильно зависит от состава расплава и давления. Учитывая стабильность на ликвидусе при высоком давлении оливина, он, вероятно, должен сохраняться в рестите. Предположение о дунитовом рестите требовало бы очень высоких степеней плавления, не реализующихся даже в процессах образования самых высокотемпературных коматитовых магм. При построении линии насыщения флогопитом (см. рис. 44) были использованы эксперименты, в которых, помимо флогопита и оливина, присутствует клинопироксен. Однако положение лампроитов в данной проекции не доказывает равновесия с клинопироксеном. Это продемонстрировано на рис. 45, где представлена проекция поверхности насыщения флогопитом на диаграмме  $Ol-Orx-Cpx$  из вершины  $Ks$ . Положение линии равновесия  $Ol (Orx)+Cpx+Phl$  в этой проекции не зависит от давления и состава расплава в отношении ряда компонентов. Большая часть рассчитанных составов попадает в поле кристаллизации  $Ol (Orx)+Phl$  достаточно далеко от линии насыщения клинопироксеном. Только лампроиты Испании располагаются вблизи этой линии, и для них можно предположить в качестве рестита флогопитсодержащий лерцолит или верлит. Для лампроитов Австралии, Арканзаса и Алдана получаем тогда в качестве рестита флогопитсодержащий гарцбургит. Резкие различия в химизме испанских и остальных изученных лампроитов определяются, таким

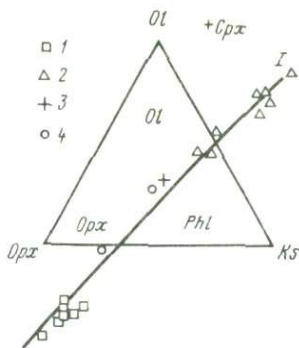


Рис. 44. Положение лампронтовых расплавов в системе  $Ol-Orpx-Ks$

$I$  — линия насыщения флогопитом. Породы: 1 — Испании, 2 — США (штат Арканзас), 3 — Австралии, 4 — Алдана

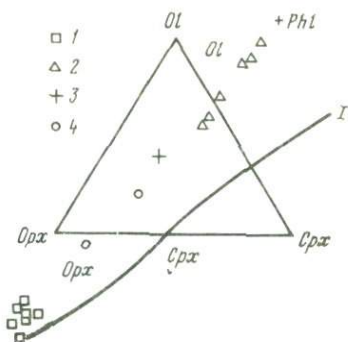


Рис. 45. Положение лампронтовых составов в системе  $Ol-Orpx-Cpx$

$I$  — линия насыщения  $Cpx$ . Остальные условные обозначения те же, что на рис. 44

образом, в первую очередь фазовым составом кристаллического рестиита.

Первичные расплавы всех изученных лампронтов в зоне генерации должны находиться в равновесии с оливином  $mg = 0,93$ , несмотря на существенную разницу в содержании  $MgO$ . Это обстоятельство позволяет предположить химически близкие источники для всех расплавов, и разницу в химизме в таком случае можно приписать различным условиям магмообразования. Повышение давления расширяет поле кристаллизации ортопироксена и приводит к снижению содержаний  $SiO_2$  в расплавах, равновесных с оливином и ортопироксеном. Исходя из этого, самые бедные кремнеземом лампронты Арканзаса можно считать наиболее глубинными, а Испанские — наименее. Австралийские и Алданские лампронты оказываются промежуточными по давлению. Количественная оценка, к сожалению, не представляется возможной, поскольку положение  $Ol-Orpx$  котектики сильно зависит от содержания летучих компонентов. Повышение содержания  $H_2O$  в расплаве расширяет поле оливина [147],  $CO_2$  и  $F$  [90, 128] оказывают противоположное действие.

Еще одна проблема связана с резкими различиями в отношении содержаний  $Al$ . Испанские и алданские лампронты характеризуются отношением  $K_2O/Al_2O_3 = 1 \pm 0,25$ , для австралийских и арканзасских — имеем значительно более высокие значения (2—3). При этом из расплавов, подобных арканзасским лампронтам, кристаллизуется флогопит с отношением  $K/Al > 1$  при давлениях до 20 кбар. В то же время флогопиты из мантийных нодулей имеют отношение  $K/Al = 1$  [115], следовательно, мантийный субстрат, из которого выплавлялись лампронты, вероятно, имел также низкое  $K/Al$  отношение.

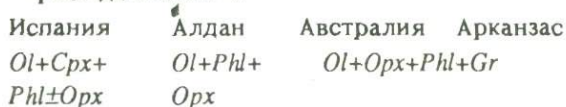
Можно предложить по крайней мере две схемы фиксации глинозема при плавлении флогопитсодержащего перидотита. Первая предполагает стабилизацию высокоглиноземистого флогопита на ликвидусе агпантового расплава при высоком давлении. Другая возможность заключается в расширении поля стабильности граната и смене реакции, описывающей плавление флогопита:



Обе схемы пока чисто умозрительные, однако вторая лучше согласуется с дискретным характером изменения отношения  $K_2O/Al_2O_3$ .

Таким образом, все вариации химизма исследованных лампроитов могут быть результатом плавления химически однотипной мантии на разных уровнях глубинности. Основной причиной изменения состава расплава является смена остаточной ассоциации. Схематически это выглядит следующим образом:

— рост давления →



## МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ПЕРИДОТИТОВ

*Роль флюидного массопереноса в формировании богатых калием мантийных пород.* Высокотемпературные флюиды при мантийных давлениях (свыше 10 кбар) обладают весьма необычными свойствами. Их химическая активность может объяснить проявления глубокой дифференциации мантийного вещества. Для оценки масштабов глубинных процессов с участием флюидов необходимо в первую очередь иметь информацию о содержаниях летучих компонентов в верхней мантии и о молекулярном составе образуемых ими соединений.

*Количество летучих компонентов в мантии.* Мантийные ксенолиты представляют собой наиболее доступный для геохимического изучения вид подкорового вещества, но прямые их анализы на летучие составляющие не могут привести к решению поставленной задачи. Это связано с неоднородным распределением рассматриваемых компонентов (спорадическое появление в мантийных породах водных силикатов, карбонатов, апатита и т. д.), а также с нередко наблюдаемой измененностью мантийных нодулей вторичными процессами. Более обещающие в этом плане содержания летучих в магмах мантийного происхождения. В частности, к настоящему времени накоплен обширный материал по содержаниям воды в закаленных базальтовых стеклах подводных излияний. Последние работы наглядно продемонстрировали поведение воды как сильно несовместимого элемента, обнаруживающего особенно хорошие корреляции с легкими РЗЭ [126, 165]. Эта корреляция позволяет оценить содержания воды в

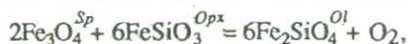
истощенной мантии типа источника базальтов срединных океанических хребтов как 100—250 г/т, а для примитивной мантии эти величины должны быть в 2—3 раза выше (200—800 г/т).

Вследствие значительно более низкой растворимости  $\text{CO}_2$  в базальтовых магмах по сравнению с  $\text{H}_2\text{O}$  оценки содержаний в мантии соединений углерода представляют более трудную задачу, поскольку содержания их в базальтовых стеклах могут быть искажены частичной дегазацией промежуточных магматических камер. Соотношения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  в базальтовых стеклах дают оценки содержаний соединений углерода в пересчете на  $\text{CO}_2$  в истощенной мантии 30—100 г/т, а в примитивной мантии 100—200 г/т. Несмотря на то что эти величины основаны на максимальных значениях  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ , они могут оказаться несколько заниженными.

Даже при полученных низких оценках средних содержаний летучих компонентов в рамках фазовой диаграммы системы лерцолит— $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{CO}_2$  существуют пересекаемые геотермами поля устойчивости флюидной фазы. В пределах этих полей неустойчив либо амфибол, либо карбонат, либо обе эти фазы, а температуры недостаточно высоки, чтобы началось плавление. Последнее условие связано с тем, что расплав полностью растворит небольшие количества летучих соединений, присутствующих в мантии. Реакции карбонатизации и гидратации могут иметь результатом формирование зон, обогащенных  $\text{CO}_2$  или  $\text{H}_2\text{O}$ . Сходный эффект могут оказывать и окислительно-восстановительные процессы с формированием графита или алмаза. Значительно более существенные количества летучих соединений могут вовлекаться в мантийные процессы вдоль зон субдукции или в вышележащем мантийном клине, где карбонатизированные и гидратированные коровые породы транспортируются в пределы больших глубин.

*Летучести кислорода в мантии и их влияние на молекулярный состав мантийных флюидов.* Степень окисленности мантийных пород оказывает существенное влияние на молекулярный состав равновесных с ними флюидов: в относительно окислительных условиях преобладают  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , в восстановительных условиях будет устойчива смесь  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CH}_4$ , а при чрезвычайно низких летучестях кислорода ( $f_{\text{O}_2}$ ) мы будем иметь  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2$ . В условиях высоких давлений поля стабильности  $\text{CO}_2$  или карбонатов отделены от поля флюидов с заметными концентрациями  $\text{CH}_4$  интервалом существенно водных флюидов, сосуществующих с графитом или алмазом.

Среди различных методов оценки  $f_{\text{O}_2}$  в мантии в последние годы нашел широкое применение термодинамический анализ равновесия



для которого рассчитываются активности железистых компонентов с учетом составов твердых растворов оливина, орто-

пироксена и шпинели. Для шпинелевого твердого раствора был предложен целый ряд термодинамических моделей [74, 151, 165]. Несмотря на различия выдвинутых подходов, эти методы дают сходные результаты для активностей магнетитового компонента. Оценки кислородных летучестей на основе большого числа анализов сосуществующих минералов из шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов, собранных из самых различных регионов, показывают, что, несмотря на колебания рассчитанных величин в пределах  $\pm 2-3$  логарифмических единиц от уровня буфера кварц—фаялит—магнетит (QFM), они никогда не достигают полей устойчивости флюидов с заметными содержаниями  $\text{CH}_4$ . Окислительный состав флюидов в самых верхних мантийных горизонтах согласуется с обычно наблюдаемыми в минералах шпинелевых лерцолитов микровключений высокоплотной  $\text{CO}_2$ . Имеются также данные о присутствии более крупных (до нескольких сантиметров) сегрегаций углекислого флюида в некоторых частях верхней мантии [145].

Наблюдаемые вариации оцененных для мантийных перидотитов значений  $f_{\text{O}_2}$  обнаруживают определенные закономерности. Наиболее высокие  $f_{\text{O}_2}$  характерны для магматических мантийных кумулятов и метасоматизированных пород, откуда следует, что трехвалентное железо селективно экстрагируется магмами и флюидами.

Мантийные зоны, лежащие ниже шпинелевой и гранат-шпинелевой фации, в отношении значений  $f_{\text{O}_2}$  изучены менее детально. Равномерное распределение Ni в мантийных оливинах, включая микрокристаллические включения в алмазах, показывает, что мантийные породы были далеки от равновесия с железо-никелевой металлической фазой, поскольку в противном случае металлический сплав должен был бы интенсивно экстрагировать Ni, а при этом даже небольшие вариации  $f_{\text{O}_2}$  привели бы к сильным скачкам концентраций Ni в силикатах. Чрезвычайно редкие находки бедного Ni металлического железа и муассанита (SiC) в мантийных породах представляются результатами чрезвычайно локализованных отклонений от генеральной линии окислительно-восстановительных условий.

Определенная информация о степени окисления глубинных частей верхней мантии может быть получена с учетом состава сульфидных включений в алмазах [30, 64]. Выявляется, что контролирующие их  $f_{\text{O}_2}$  близки к границе полей магнезита и алмаза. Подтверждается это находкой магнезита в ассоциации с оливином и ортопироксеном в виде микровключения в одном из Якутских алмазов [108].

Все эти факты показывают, что вплоть до основания континентальной литосферы углерод и водород в мантии должны присутствовать главным образом в окисленных формах. Это также согласуется с обнаружением в природных алмазах богатых летучими микровключений с высокими содержаниями воды и карбонатов, но не

метана [161]. Преимущественно окисленный характер мантийных флюидов играет определяющую роль в их способности перераспределять петрогенные, примесные и рудные элементы, как это будет обсуждаться ниже.

*Силикатные компоненты во флюидах, равновесных с перидотитами.* Растворимости силикатных компонентов в воде и водно-углекислых флюидах при давлениях и температурах, характерных для верхней мантии, приведены в ряде публикаций. На примере системы  $\text{SiO}_2\text{—MgO—H}_2\text{O}$  было показано, что содержание кремнекислоты во флюиде достигают при высоких температурах и давлениях весьма больших значений (~35 мас. % при 30 кбар, 1100°C), в то время как растворимость форстерита остается низкой [160, 182]. Еще более высокие концентрации, чем для  $\text{SiO}_2$ , были обнаружены для щелочных силикатов и алюмосиликатов во флюидах, равновесных с омфацитовыми пироксенами и слюдами [180]. Так, общая концентрация силикатов в водной фазе, равновесной с флогопитом и форстеритом при 1100°C и 30 кбар, доходит до ~50%. Подобные фазы могут рассматриваться в качестве переходных между водными флюидами и богатыми водой силикатными расплавами.

Было также найдено, что водные флюиды, сосуществующие с омфацитовыми клинопироксенами и слюдами при высоких давлениях, несут агпаитовый характер растворенного силикатного материала ( $K_d > 1$ ). С ростом давления щелочность флюидной фазы становится все более подчеркнутой. Эта особенность высокобарных флюидов должна иметь важные геохимические следствия, так как щелочные флюиды могут транспортировать высокозарядные элементы (Ti, Nb, Ta, W, Sn, P и т.д.), а также сульфиды халькофильных металлов в форме гидросульфидных комплексов. Заметная растворимость NiS и CuS в водных флюидах, сосуществующих при 600—900°C и 20 кбар с омфацитовыми клинопироксенами, была подтверждена экспериментальными измерениями [71]. Имеются также данные о высоких растворимостях в подобных водных растворах апатита, соединений олова и т.д. Следует отметить, что обогащенность многими высокозарядными элементами (Ti, Zr и др.) является характерной чертой лампроитовых магм.

Многие особенности флюидов, равновесных при высоких давлениях и температурах с мантийными минеральными ассоциациями, которые вытекают из приведенного обзора экспериментальных данных, были выявлены посредством изучения с помощью ионного микрозонда и инфракрасной спектроскопии состава вещества микровключений в алмазах с оболочками из Заира и Ботсваны [161]. Они имеют высокие концентрации  $\text{K}_2\text{O}$ , сильный избыток щелочей по отношению к алюминию, сравнительно низкие содержания MgO (сравнение с низкими растворимостями форстерита, выявляемыми экспериментами), заметные концентрации P и Ti. В микровключениях присутствуют также заметные количества окисленного углерода в

форме  $\text{CaCO}_3$ . Последнее обстоятельство выявляется также экспериментами в системе лерцолит— $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{CO}_2$  при 20 кбар и  $900^\circ\text{C}$ . Закалочный материал в продуктах этих опытов содержит заметные количества кальцита, хотя первичные карбонаты неустойчивы в равновесии с лерцолитом при данных температуре, давлении и мольной доле  $\text{CO}_2$  (~0,1), в то время как при более высоких  $X_{\text{CO}_2}$  мы будем иметь стабильный доломит, а не кальцит. Все это показывает, что высокощелочные флюиды могут содержать при высоких давлениях и температурах довольно большие количества  $\text{CaCO}_3$ , в то время как равновесные концентрации молекулярной  $\text{CO}_2$  в высокобарической области должны быть низкими [72].

Интересной особенностью флюидов, захваченных природными алмазами, являются очень высокие отношения легких к тяжелым РЗЭ, которые сравнимы с редкоземельными спектрами лампроитов и кимберлитов [172]. Если мы допустим, что эти флюиды находились в равновесии с обычными мантийными минералами, то различия между коэффициентами распределения легких и тяжелых РЗЭ должны быть значительно большими, чем для силикатных расплавов или бесщелочных флюидов. Все это демонстрирует потенциальную важность высокощелочных флюидов для геохимической дифференциации мантии, поскольку очень крутые хондритнормализованные редкоземельные спектры, типичные для лампроитов и некоторых перидотитовых нодулей [68], трудно объяснить на основе известных значений коэффициентов распределения для гранатов и клинопироксенов.

Высокие валовые растворимости силикатных компонентов во флюидах, равновесных при высоких температурах и давлениях с содержащими щелочи минералами (например, ~50% в разрезе флогопит—форстерит—вода при 30 кбар и  $1100^\circ\text{C}$  [180]), показывают, что при давлениях свыше 30 кбар в подобных системах могут существовать конечные критические точки, выше которых с повышением температуры будет наблюдаться постепенный переход водных флюидов в водно-силикатные расплавы. В частности, критическая конечная точка была обнаружена в системе  $\text{CaO}$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$  при давлении между 30 и 35 кбар [104]. Чрезвычайно концентрированные водно-силикатные "рассолы" были обнаружены в упомянутых выше микровключениях в природных алмазах [161], которые также, по-видимому, представляют собой надкритические фазы в переходной области.

Возможность постепенных переходов между богатыми водой силикатными магмами и водными флюидами подчеркивается также аналогиями между закономерностями растворимости силикатов в водном флюиде и строением ликвидусных диаграмм систем силикат—вода. Так, например, энстатит и флогопит плавятся инконгруэнтно и для них характерна инконгруэнтная растворимость в воде. С другой стороны, форстерит плавится и растворяется в воде конгруэнтно. Более сильное взаимодействие с водой алюмосиликатов

щелочей по сравнению с менее полимеризованными бесщелочными силикатами подтверждается как более выраженным снижением температур плавления каркасных силикатов в присутствии водного пара, так и более высокой растворимостью их во флюидной фазе.

Влияние восстановительных условий на взаимодействие флюидов с силикатами можно проследить на основе экспериментальных данных работы [132, 194, 195]. Было показано, что растворимости при высоких давлениях флюидов метанового или метан-водородного составов в силикатных расплавах значительно ниже, чем растворимости воды и двуокиси углерода. Учитывая аналогию ликвидусных и флюидно-минеральных равновесий, можно заключить, что растворимость силикатов в богатых метаном флюидах будет очень низкой. Этот вывод согласуется также со свойствами метана как неполярного растворителя. В работе [194] было найдено, что  $\text{CH}_4$  растворяется в расплавленных силикатах частично в форме окисленных молекул с одновременным восстановлением части двуокиси кремния в моноокись. При декомпрессии, однако, подобные расплавы выделяют  $\text{CH}_4 + \text{H}_2$  с небольшой примесью окисленных соединений.

В целом можно заключить, что сильно восстановительные условия должны привести к расширению разрыва между составами флюидов и расплавов, и, следовательно, критические конечные точки не будут достигнуты даже при очень высоких давлениях. Следует также отметить, что солидусные температуры в системах с восстановленными флюидами значительно повышаются по сравнению с параметрами плавления в присутствии воды [194] и это должно привести к значительно более широким полям  $P$ — $T$  параметров, в пределах которых восстановленные флюиды могут существовать в верхней мантии, по сравнению с более окислительными условиями.

*Сравнительный анализ поведения K и Na во флюидно-мантийных системах.* Высокие K/Na отношения являются типичнейшей характеристикой лампроитов и родственных им магматических пород. Для выявления возможных механизмов разделения щелочных элементов в глубинных процессах нами были поставлены экспериментальные исследования сравнительной растворимости силикатов K и Na в высокобарных флюидах и особенностей изоморфизма K и Na в минералах, устойчивых при высоких давлениях.

Вхождение калия в пироксены было открыто в ходе исследования природных высокобарных минералов [80, 153]. Предпринятые затем попытки экспериментального изучения этого эффекта привели к неопределенным результатам из-за несовершенной аналитической техники [122, 191]. Поэтому весьма важно изучение вхождения калия в моноклинные пироксены жадеитового состава, для которых ожидаются наиболее широкие пределы изоморфных замещений. Полученные экспериментальные данные и анализ природного материала используются для уточнения параметров процессов, приводящих к геохимической дифференциации глобальных мантийных резервуаров.

Хотя в клинопироксенах из высокобарических парагенезисов (в

Таблица 62

Экспериментальные данные для системы жадеит—санидин—вода

Номер опыта	Температура, °С	Давление, кбар	Продолжительность, ч	Состав шихты, мас. %	
				SiO <sub>2</sub>	
1	2	3	4	5	
12A	600	20	19	33,87	
18A	600	20	17	31,62	
I	600	20	8	26,47	
II	600	20	12	29,06	
A1C	650	20	10	37,24	
A2C	650	20	10	35,10	
III	650	20	18	29,76	
IV	650	20	24	32,22	
11B	700	20	19	39,64	
46	700	20	19,5	37,73	
V	700	20	24	31,62	
VI	700	20	24	33,86	
41	600	20	17	45,27	
54	600	20	16	43,01	
37	600	22,5	21,5	39,10	
44	650	20	19	43,56	
45	700	20	15	43,56	
98	600	20	18	43,32	
103	600	20	36	45,86	
XIII	600	20	24	30,19	
XIV	600	20	20	27,70	
A48	650	20	12	46,50	
4A98	650	20	14	48,41	
XV	650	20	18	34,15	
XVI	650	20	19	31,61	
109	700	20	10	47,77	
121	700	20	18	49,05	
XVII	700	20	26	37,14	
XVIII	700	20	32	34,81	

Примечание. *Mu* — мусковит; *Jd* — жадеит; *Cor* — корунд; *Dias* — диаспор; *Fl* — флюид; *L* — расплав.

частности, включения в алмазах) были обнаружены в них высокие содержания калия [80, 152], вопрос изоморфного вхождения в этот минерал K<sub>2</sub>O рядом исследователей ставится под сомнение [103]. Для уточнения этого спорного момента нами был проведен синтез K-содержащих клинопироксенов жадеитового состава, а также экспери-

Состав шихты, мас. %				Продукты опыта
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	
6	7	8	9	10
16,56	3,50	5,13	40,94	<i>Jd + Mu + Fl</i>
15,46	3,28	4,79	44,85	<i>Jd</i>
12,94	2,74	4,00	53,85	<i>Phl</i>
14,21	3,01	4,40	49,32	<i>Jd + Fl</i>
18,20	3,86	5,64	35,06	<i>Jd + Mu + Fl</i>
17,16	3,64	5,32	38,78	<i>Jd + Fl</i>
14,55	3,08	4,51	48,10	<i>Fl</i>
15,75	3,34	4,87	43,82	<i>Jd + Fl</i>
19,38	4,10	6,00	30,88	<i>Jd + Mu + L</i>
18,44	3,91	5,71	34,21	<i>Jd + L</i>
15,46	3,28	4,79	44,85	<i>L</i>
15,56	3,51	5,13	40,96	<i>Jd + L</i>
22,13	4,69	6,86	21,05	<i>Jd + Mu + Fl</i>
21,03	4,46	6,51	24,99	<i>Jd + Mu + Fl</i>
19,11	4,05	5,92	31,82	<i>Jd + Mu + Fl</i>
19,64	11,15	0,65	25,00	<i>Jd</i>
19,64	11,15	0,65	25,00	<i>Jd + L</i>
13,40	2,09	9,20	32,00	<i>Mu + Dias + Fl</i>
14,18	2,21	9,76	28,00	<i>Mu + Jd + Dias + Fl</i>
9,34	1,45	6,41	52,60	<i>Mu + Cor + Fl</i>
8,57	1,33	5,88	56,52	<i>Cor + Fl</i>
14,38	2,24	9,88	27	<i>Mu + Cor + Fl</i>
14,97	2,33	10,29	24	<i>Mu + Cor + Jd + Fl</i>
10,56	1,64	7,26	46,39	<i>Mu + Cor + Fl</i>
9,78	1,52	6,72	50,37	<i>Cor + Fl</i>
14,77	2,30	10,16	25	<i>Mu + Cor + L</i>
15,17	2,36	10,42	23	<i>Mu + Jd + Cor + L</i>
11,49	1,79	7,89	41,69	<i>Mu + Cor + L</i>
10,77	1,68	7,40	45,34	<i>Cor + L</i>

ментальное изучение распределения калия между жадеитом и другими фазами в разрезе жадеит—санидин—вода.

Все эксперименты производились по закалочной методике на установке поршень—цилиндр [105]. Результаты приведены в табл. 62. Был обнаружен инконгруэнтный характер растворимости санидина в

водном флюиде в разрезе жадеит—санидин—вода, который выражается в появлении мусковита, а также диаспора и (или) корунда. В разрезе жадеит—санидин—вода установлена устойчивость мусковита до 25 кбар и 700°C. В отличие от равновесных кристаллов пироксена закалочные кристаллы жадеита, образовавшиеся из флюида, не содержат калия.

Рассмотрение полученных результатов приводит к следующим заключениям: во-первых, даже при давлении 20 кбар, отвечающем границе шпинель—гранат—лерцолитовой фации, натриевые моноклинные пироксены, сосуществующие со слюдой, содержали до ~1,0 мас. %  $K_2O$ , причем сумма катионов на 6 атомов кислорода близка к теоретической [74] именно с учетом калия, т.е. изоморфное замещение им натрия в структуре клинопироксена не вызывает сомнений. Во-вторых, появление в разрезе жадеит—санидин—вода при 20—25 кбар и 600—700°C мусковита вместо санидина, а также небольших количеств диаспора и (или) корунда, свидетельствует о том, что флюиды здесь характеризуются  $K_a > 1$  даже в присутствии высокоглиноземистых фаз. Это подтверждает сделанный ранее вывод о щелочном характере водных флюидов, равновесных с породообразующими минералами мантии при высоких давлениях [103].

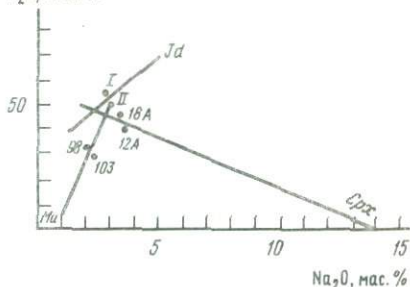
Наконец, полученные нами экспериментальные данные позволяют оценить коэффициенты распределения калия между жадеитовым моноклинным пироксеном и расплавом или флюидом.

Для этого была проведена серия экспериментов по определению растворимости жадеита в воде при 20—25 кбар и 600—700°C по ранее описанной методике [69]. В опытах с невысокими концентрациями калия в исходной шихте валовое содержание силикатных компонентов во флюиде может быть приравнено к растворимости чистого жадеита при тех же параметрах. В дальнейшем на основании результатов растворимости оцениваем долю флюида для равновесных продуктов этих экспериментов и затем — концентрацию калия во флюиде.

Однако для экспериментов с более высокими содержаниями калия, в продуктах которых присутствует мусковит, растворимость силикатов во флюиде должна быть более высокой, чем в разрезе жадеит—вода. Графическим решением на диаграмме  $Na_2O—H_2O$  (рис. 46) получаем состав флюида, равновесного как с мусковитом, так и с жадеитом. В дальнейшем с учетом полученных результатов строим проекции фазовых полей на треугольник составов разреза  $NaAlSi_2O_6—KAlSi_3O_8—H_2O$  (рис. 47). Один из основных выводов, полученных при анализе построенных диаграмм, — вывод об изменении характера равновесной водосодержащей фазы. Добавление калиевого компонента к разрезу  $NaAlSi_2O_6—H_2O$  приводит к резкому увеличению содержания силикатных компонентов во флюиде и к постепенному переходу от типичных водных растворов в разрезе жадеит—вода к фазам, промежуточным по составу между надкритическими водными флюидами и водосодержащими силикатными

Рис. 46. Граница фазовых полей на  $\text{H}_2\text{O}$ , мас. %  
 диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$  при  $T = 600^\circ \text{C}$ ,  $P = 20$  кбар

Составы, отвечающие опытам, приведены в табл. 62



расплавами (см. рис. 47). Возрастание содержаний силикатных компонентов во флюиде отражается на характере продуктов опытов резким увеличением доли закалочного материала. Используя экспериментальные результаты, а также составы клинопироксенов, оцениваем значения коэффициентов распределения калия для пары клинопироксен—флюид или расплав. Однако из-за методических трудностей (в первую очередь колебания концентрации калия в клинопироксенах из продуктов одного и того же эксперимента, связанные с трудностями достижения равновесия при невысоких температурах — порядка  $700^\circ$ ) не удалось выявить четких систематических вариаций коэффициента распределения калия в пределах рассматриваемого интервала термодинамических данных (рис. 48). Все оцененные величины указанного коэффициента укладываются в интервал  $0,15 \pm 0,1$ . При этом важно отметить, что коэффициент распределения калия между клинопироксеном и расплавом несколько ниже величины коэффициента распределения между клинопироксеном и флюидом. Подобный эффект может быть связан с уменьшением коэффициента распределения с ростом температуры.

Анализ клинопироксенов, сосуществующих со слюдой флогопитового состава из гранат-шпинелевых лерцолитовых ксенолитов, выносимых щелочными базальтоидами, показывает, что содержание в них калия ниже чувствительности микронзондового анализа (первые десятые процента или ниже). Термодинамические оценки свидетельствуют о том, что подобные породы были сформированы при температурах и давлениях, близких к условиям наших опытов, откуда можно заключить, что наличие больших содержаний в клинопироксене диоксидового компонента резко снижает коэффициенты распределения калия между этими минералами и другими фазами.

При высоких давлениях, приближающихся к параметрам основания континентальной литосферы, коэффициент распределения калия для клинопироксена может быть оценен с учетом данных природных парагенезисов. Рассмотрим хорошо изученный образец флогопит-содержащего гранатового лерцолита — обр. 2125 из кимберлитовой трубки Мотае (ЮАР). Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в клинопироксене составляет 0,023% [103]. Оценка температуры и давления минерального равновесия, проведенная с помощью геотермобарометрического метода,



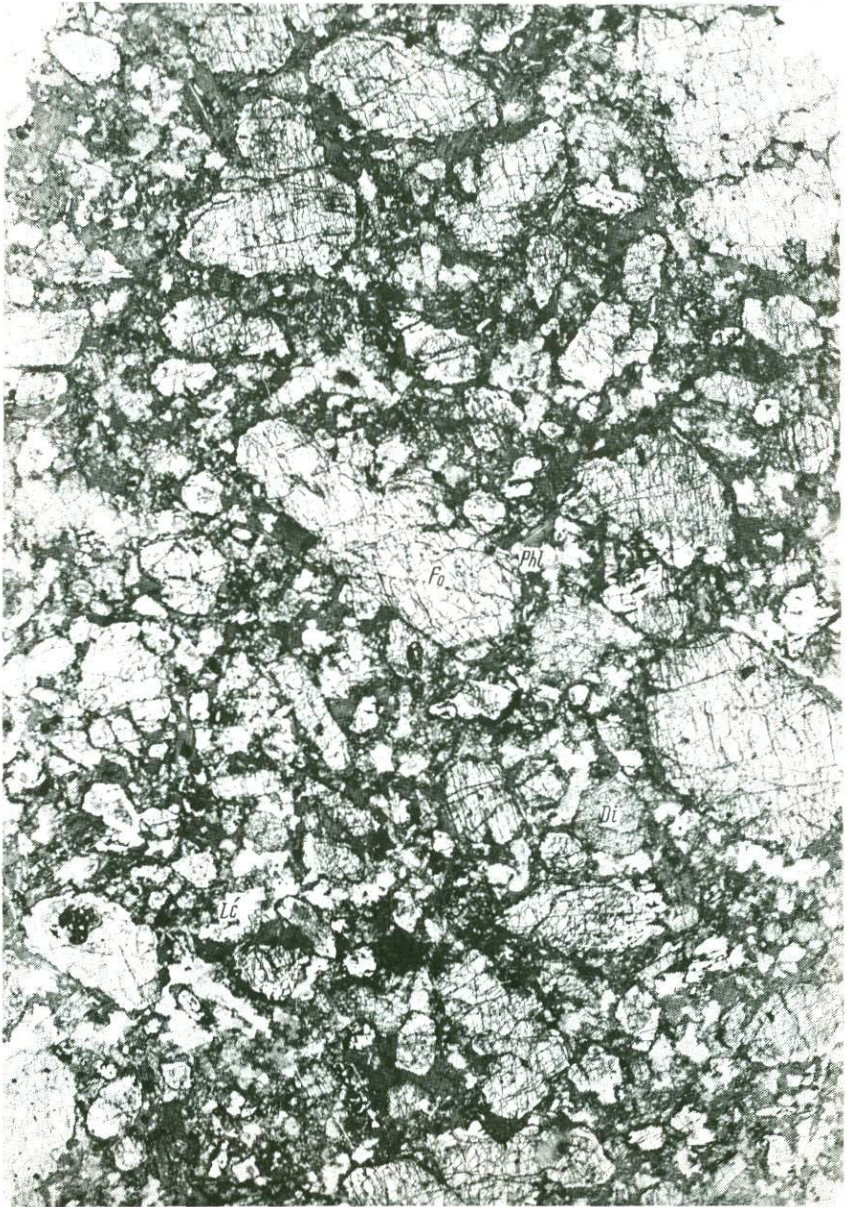
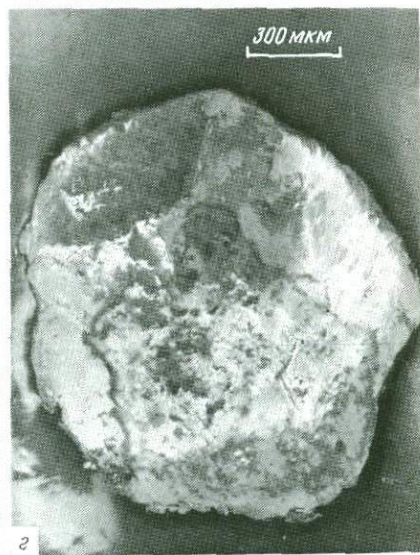
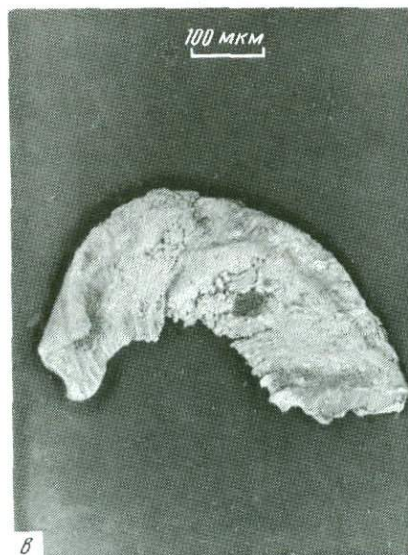
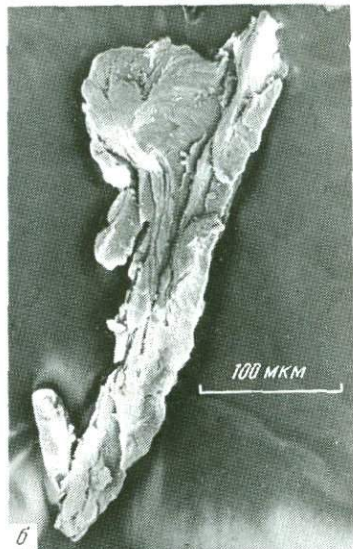
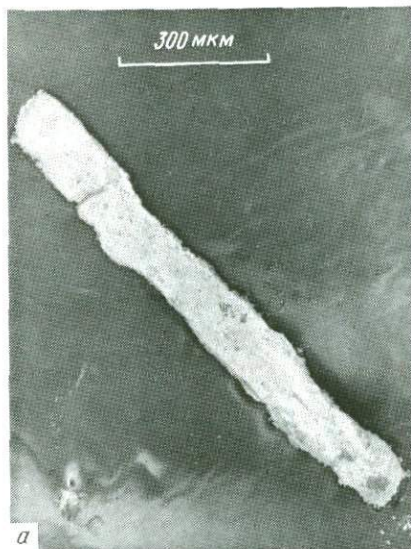
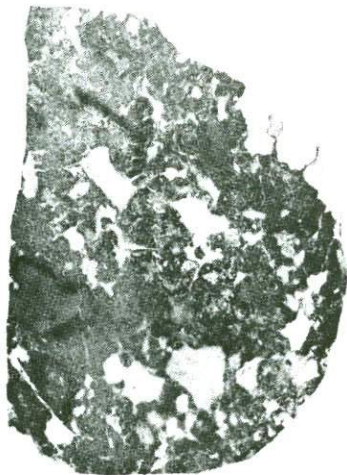
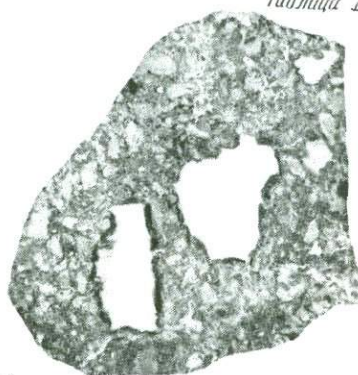
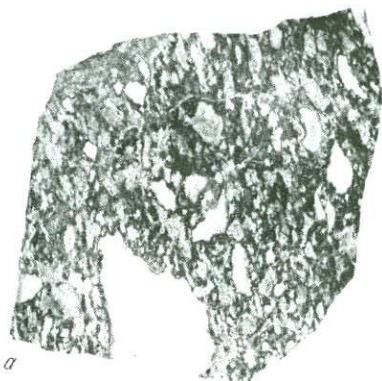


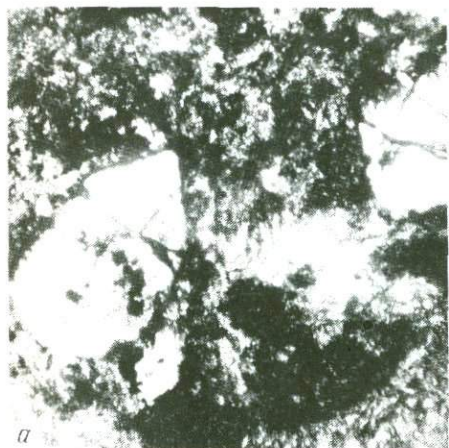
Таблица II





γ

δ





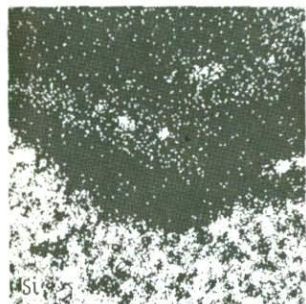
$e^-$



O



W



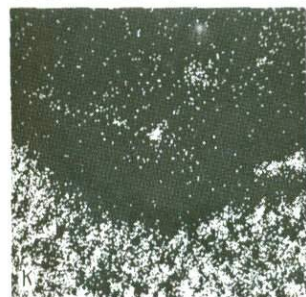
Sl



Al



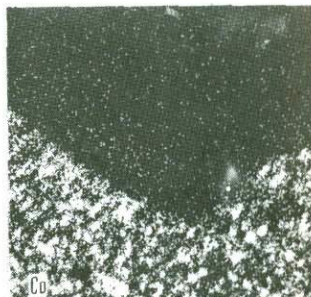
Cu



K

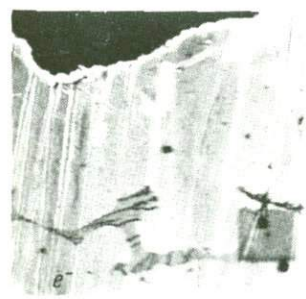


Fe

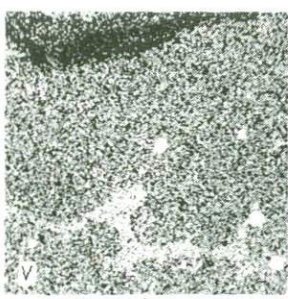


Co

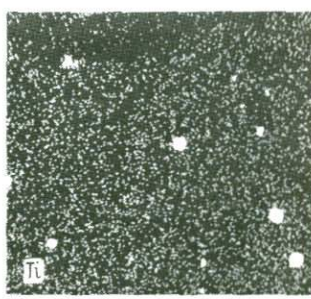
$\alpha$



$e^-$

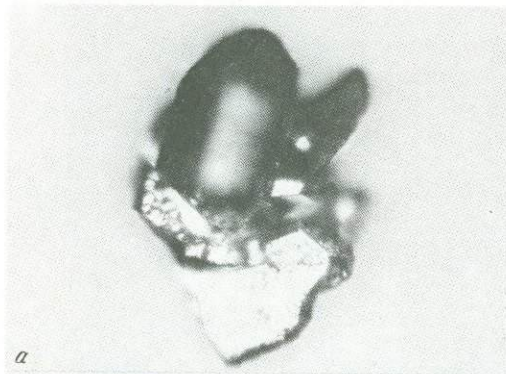


V



Ti

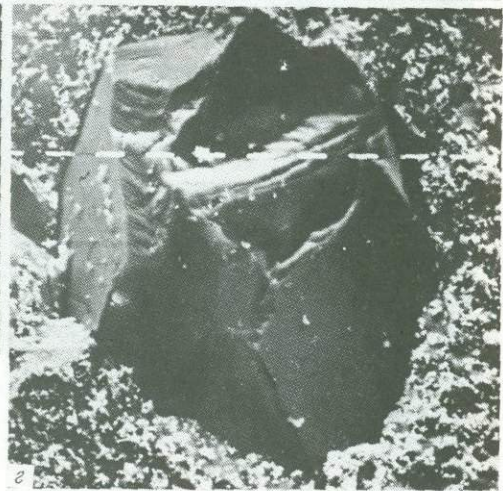
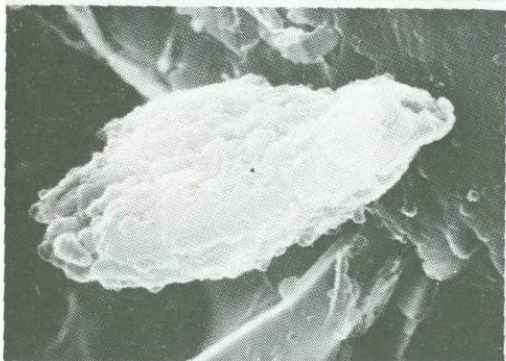
$\beta$



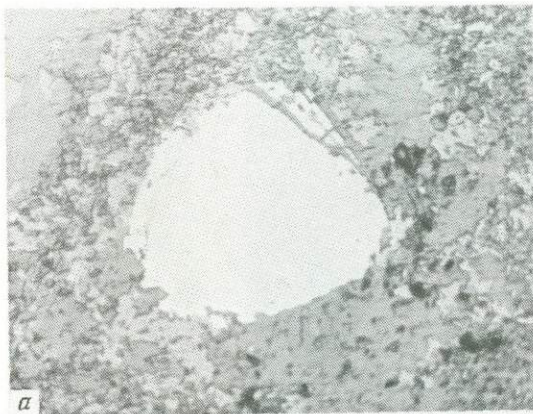
*a*



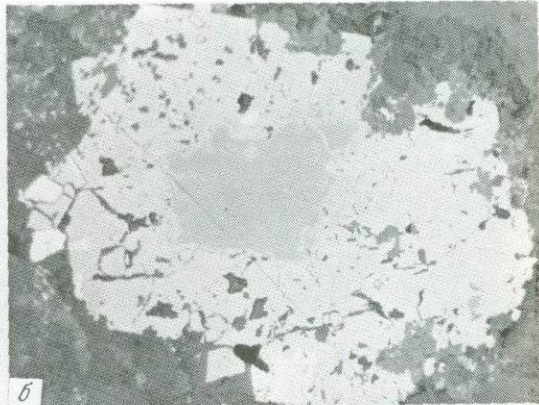
*б*



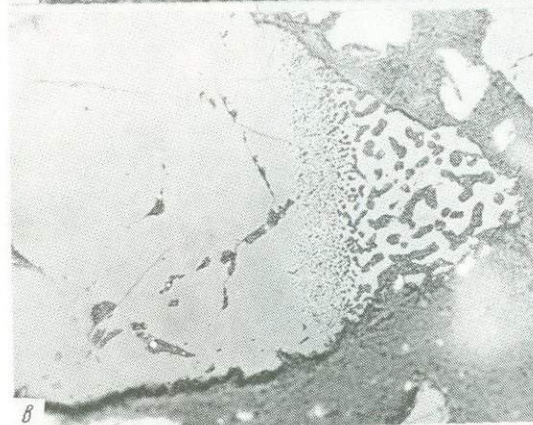
*в*



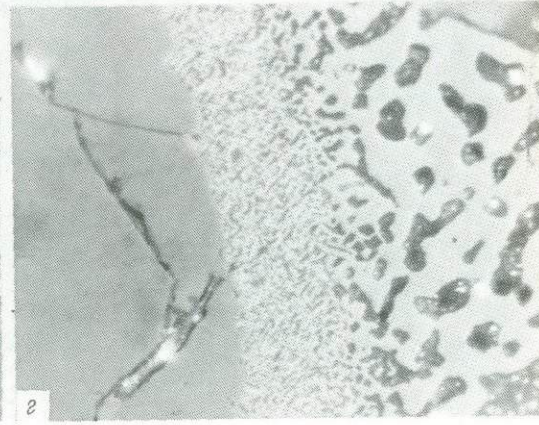
а



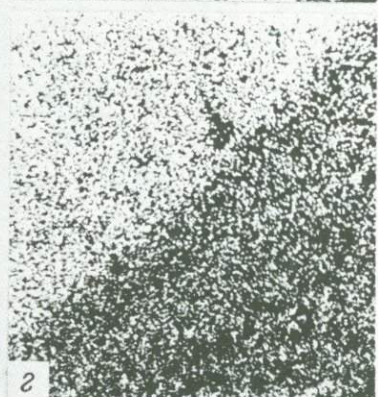
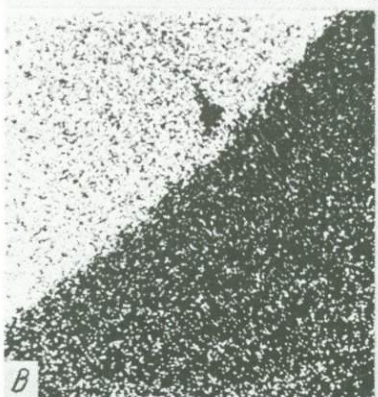
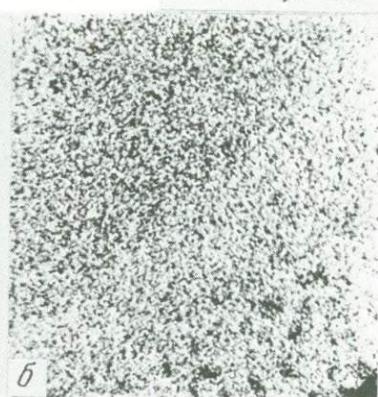
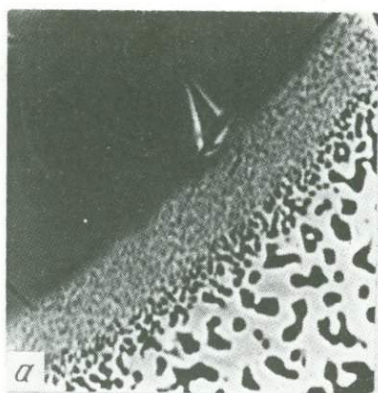
б

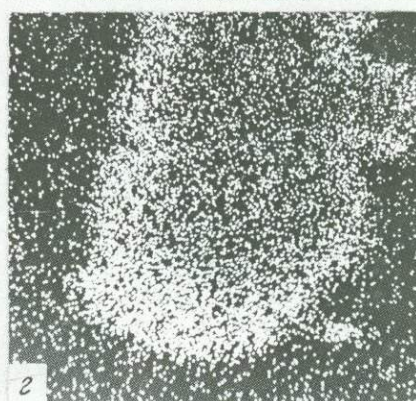
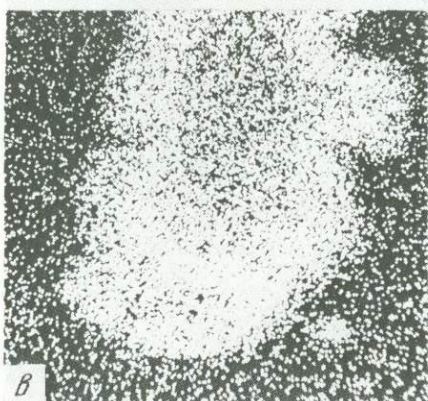
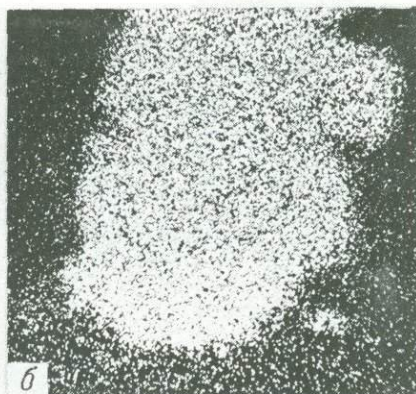
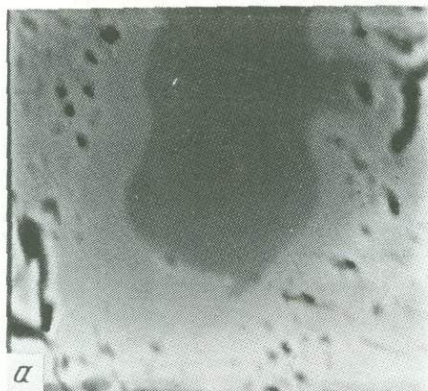


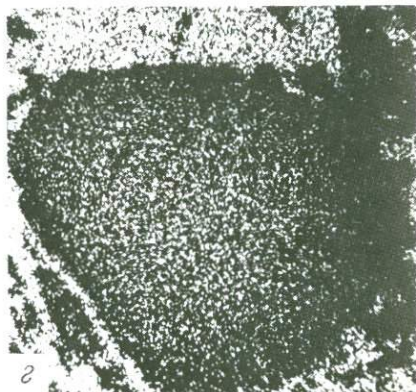
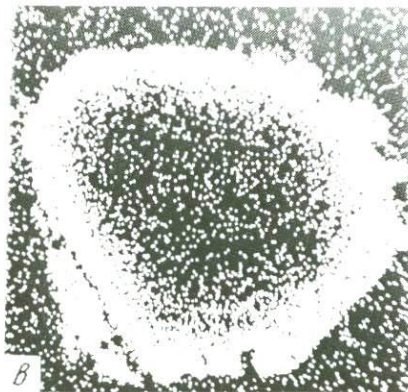
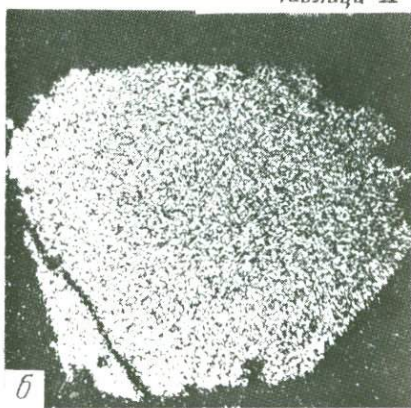
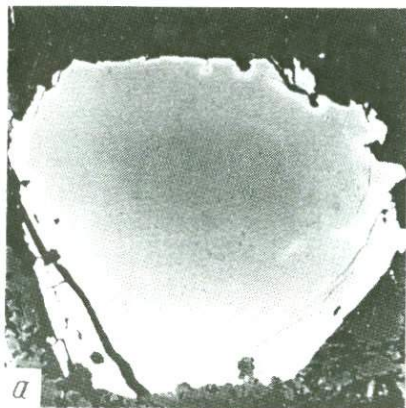
в

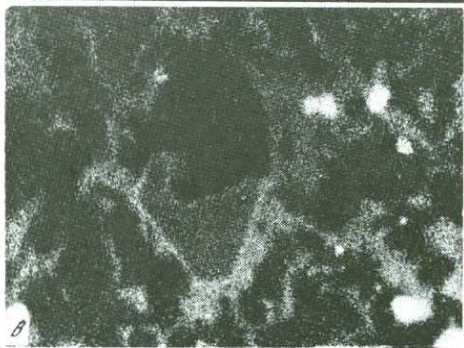
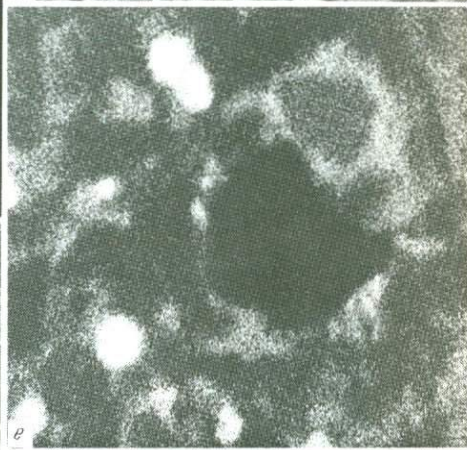
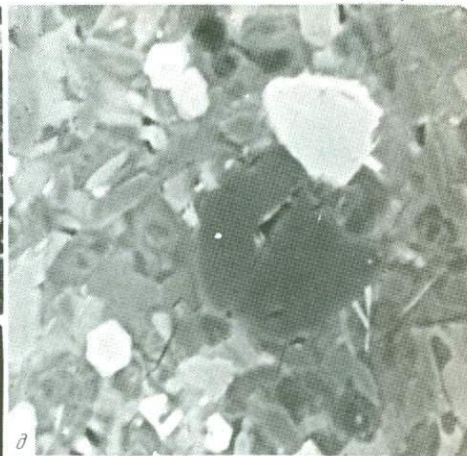
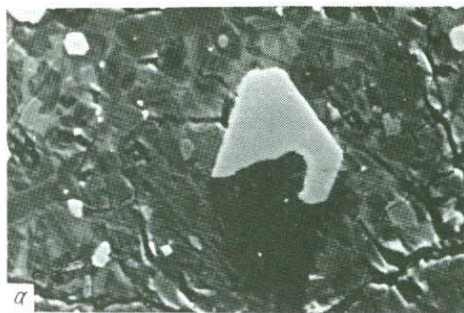


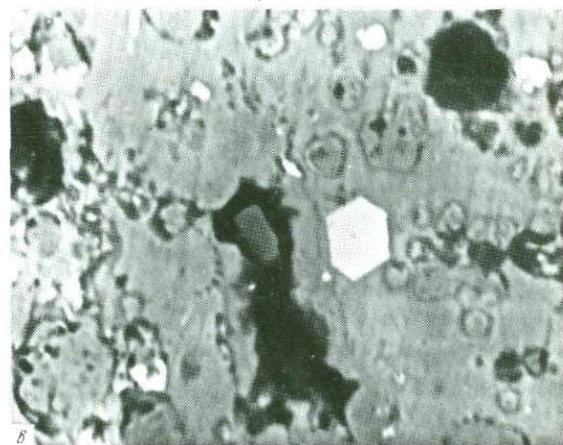
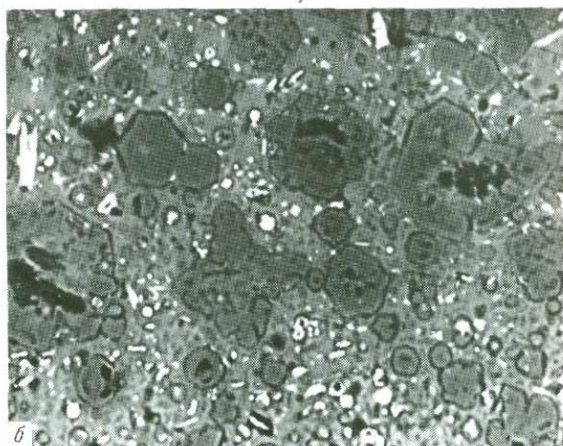
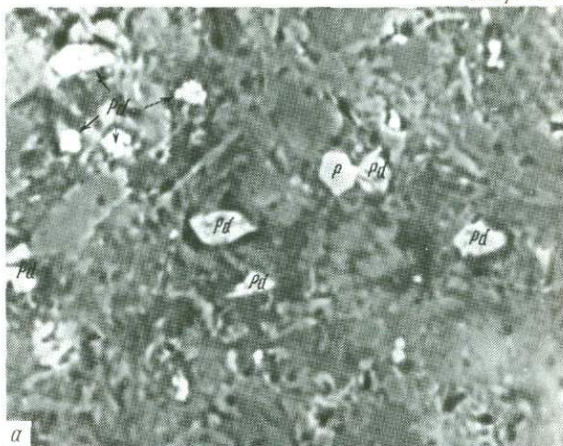
г

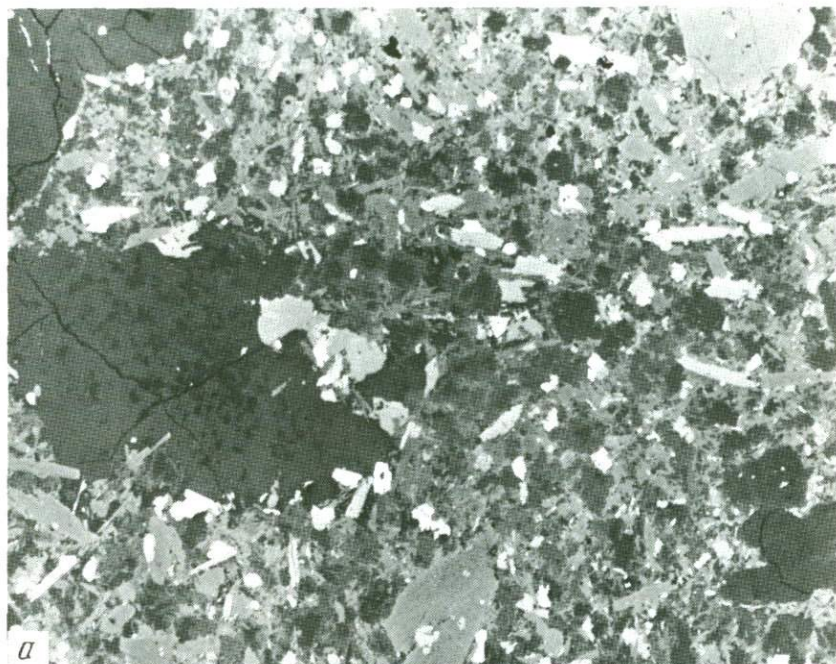




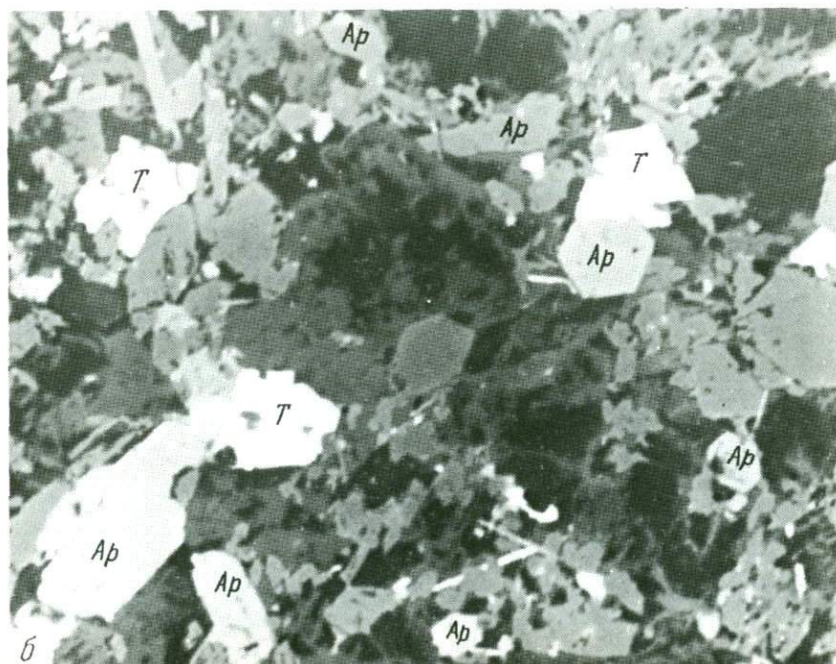




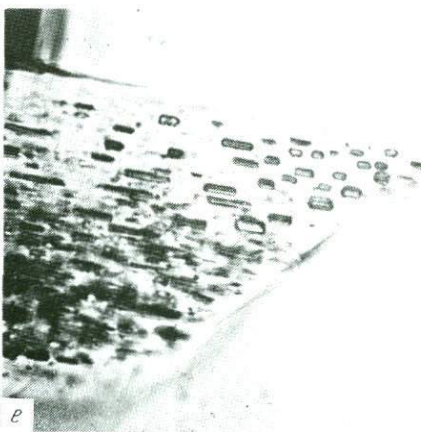
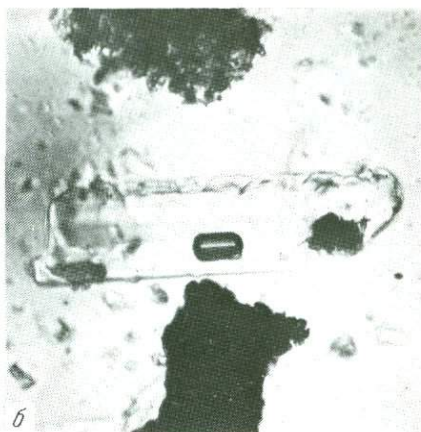
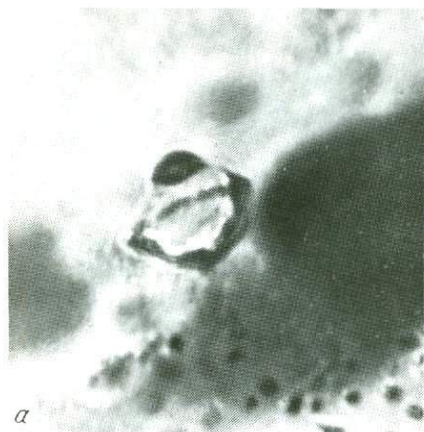


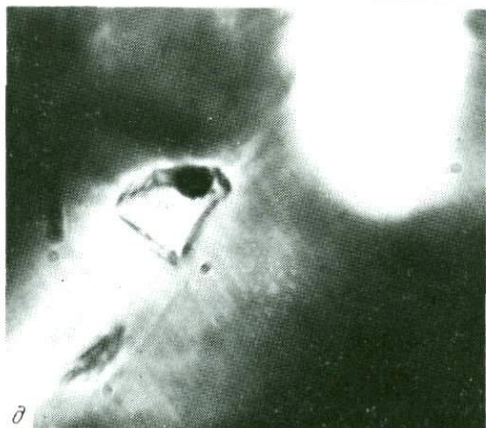
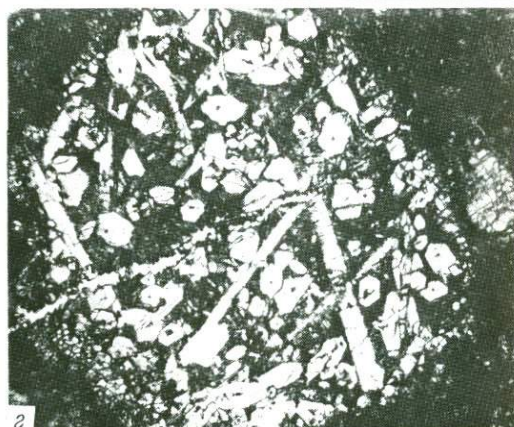
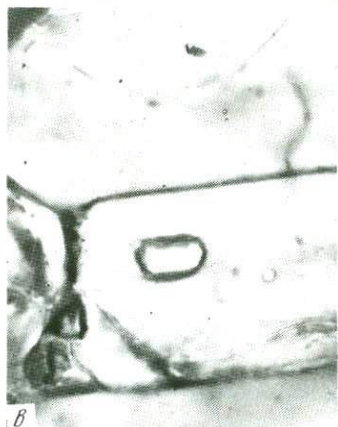
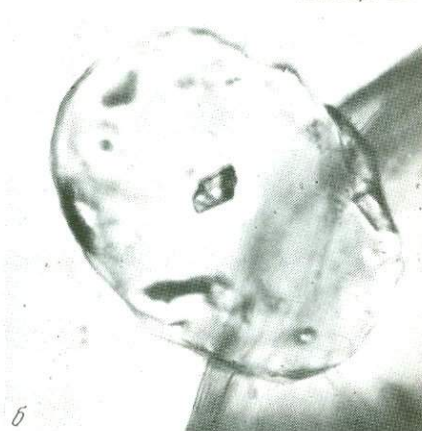
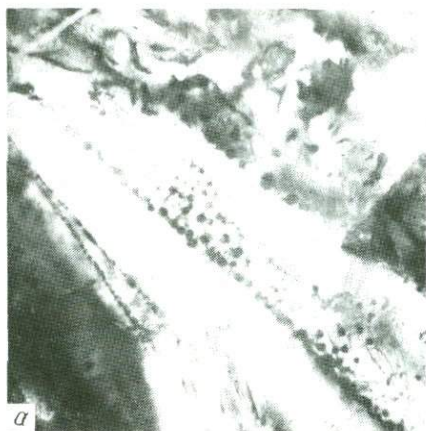


а



б





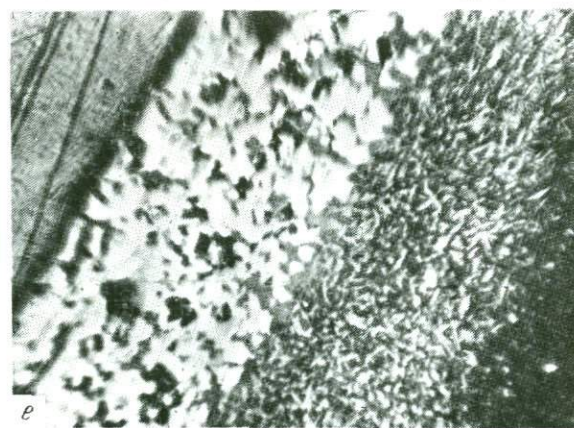
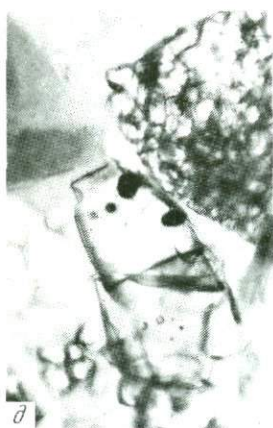
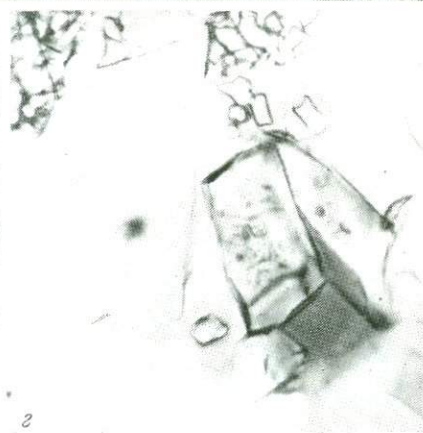
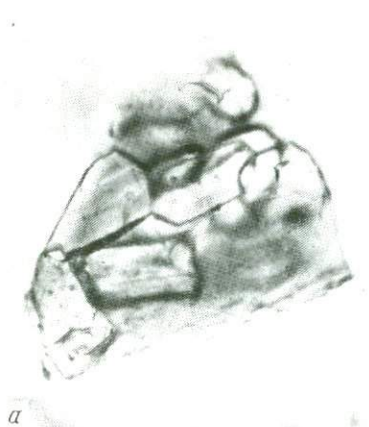
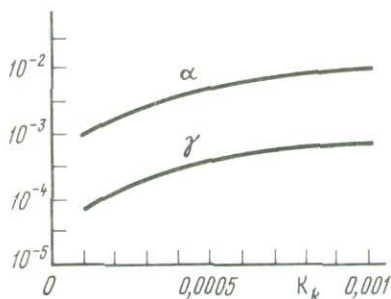


Рис. 48. Зависимость комбинированного коэффициента распределения калия ( $K_k$ ) от степени плавления ( $\alpha$ ) первичной мантии [141] и от доли интерстициального расплава ( $\gamma$ ) в истощенной мантии [142]



конвектирующей мантии по сравнению с "примитивными" лерцолитами. С этой целью рассмотрим зависимость изменения концентрации K и Rb в кристаллическом рестите, содержащем определенную долю интерстициального расплава, от степени плавления, от доли интерстициального расплава и от содержания микропримесей в исходном субстрате [142, 147]. Кристаллический рестит с интерстициальным расплавом в нашем рассмотрении отвечает истощенному мантийному резервуару, а исходный субстрат — примитивной мантии.

Основываясь в своих расчетах на соотношениях баланса масс, описывающих поведение рассматриваемого компонента в ходе равновесного плавления, и подставляя реальные концентрации K и Rb в примитивной мантии и в истощенном источнике океанических толентов, получаем, что степени плавления, необходимые для наблюдаемого разделения рубидия и калия в мантийных резервуарах, лежат в интервале от  $\sim 0,01$  до  $\sim 0,001$ .

Эти оценки приводят нас к ряду интересных петрологических следствий. Прежде всего для значений, приближающихся к нижней границе рассчитанного интервала (0,001) и содержаний воды ( $\sim 0,1\%$ ) в примитивной мантии, оцененные в работе [63], мы вместо силикатного расплава будем иметь существенно водный флюид с растворенными в нем силикатными компонентами. Подобная фаза низкой вязкости и более высокой подвижности, чем силикатные расплавы, может существовать в мантии с нормальным температурным градиентом. Данная фаза способна к механическому перемещению, даже при малых количествах. Уход из участков конвектирующей мантии в литосферу подобной фазы может обеспечить не только возрастание в деплетированном резервуаре K/Rb отношения, но и эффективное разделение других пар максимально несовместимых элементов, например U и Th. В то же время потеря этим резервуаром флюида либо магм низких степеней плавления не столь сильно отразится на концентрациях основных петрогенных элементов, а также на концентрациях совместимых и умеренно совместимых элементов.

Попадание обогащенных несовместимыми компонентами флюидов или магм в литосферу может привести к появлению в ней участков с повышенными содержаниями редких элементов и к относительному

увеличению содержаний элементов с более низкими коэффициентами распределения (в частности, к понижению K/Rb отношения). Интересно отметить, что лампроитовые магмы, источником которых, вероятно, служила континентальная литосфера, действительно характеризуются пониженными значениями K/Rb отношений (171—299) [74] по сравнению со срединными значениями (~513) [141].

Следует обратить внимание на то, что разделение в мантии K и Rb может быть достаточно эффективным только при высоких давлениях, обеспечивающих входение всего калия в клинопироксен, так как для флогопита, например, коэффициенты разделения K и Rb различаются недостаточно сильно. Основываясь на оценке содержания  $K_2O$  в примитивной мантии (~0,03%) [141], мы должны ожидать клинопироксен с содержанием в нем  $K_2O$  0,15% при давлении более высоком, чем 40 кбар (при 40 кбар хромдиоксид, сосуществующий с флогопитом, содержит 0,02—0,03%  $K_2O$ ), отвечающем, вероятно, параметрам основания континентальной литосферы. Аналогично, оцениваются условия и для океанического источника. При содержании  $K_2O$  порядка 0,005% в истощенной мантии [142] концентрация в клинопироксене порядка 0,025%, возможно, достижима только при давлениях свыше 40 кбар.

*Карбонатные расплавы как возможные агенты мантийного метасоматизма.* Первые жидкости, появляющиеся на начальных стадиях плавления карбонатизированного перидотита, сильно обогащены карбонатными компонентами [214, 215]. Состав карбонатного расплава, равновесного с природным амфиболовым лерцолитом при 22 кбар, был изучен довольно детально [120, 213]. Было показано, что Na весьма сильно экстрагируется расплавом из пироксена и амфибола и что после выделения из подобной жидкости ~60% доломита могут получиться натро-карбонатиты, сходные по составу с лавами Олдоньо-Ленгаи. В то же время калий переходит в карбонатный расплав в значительно меньшей степени — концентрация его в жидкой фазе примерно в 2 раза ниже, чем в сосуществующем амфиболе [213].

Наши эксперименты при 50 кбар показали, что при повышении давления фракционирование Na в карбонатный расплав становится менее выраженным [66]. Сходная закономерность в изменении в зависимости от давления отмечается и для коэффициента распределения Na между клинопироксенами и сухими силикатными расплавами [181], а также для равновесий клинопироксенов с водными флюидами, что объясняется стабилизацией жадеитового компонента в клинопироксене с ростом давления. Состав близкого к доломиту расплава в карбонатизированном лерцолите при 50 кбар и 1400°C близок к доломиту с небольшой примесью  $Na_2CO_3$ .

Первичные карбонатные расплавы могут быть эффективными агентами мантийного метасоматизма, поскольку изменение температур и

давлений резко смещает их равновесия с мантийными минералами, вызывая протекание реакции замещения. При их охлаждении в условиях высоких давлений взаимодействие с лерцолитом может привести к формированию магнезитсодержащего верлита, в то время как при декомпрессии получится бескарбонатный верлит с обильными включениями  $\text{CO}_2$ , а при частичной декарбонатизации — кальцитсодержащий верлит [66]. В то же время ввиду слабой экстракции карбонатными расплавами калия ярко выраженный калиевый метасоматизм с участием карбонатных жидкостей маловероятен.

Резюмируя физико-химическую информацию по агентам мантийного метасоматизма, мы можем отметить, что высокая растворимость калиевых минералов в водных флюидах должна обеспечить интенсивный транспорт калия и других элементов, концентрирующихся в лампроитах. Тем самым обеспечивается возможность метасоматических изменений определенных участков литосферы, которые могут служить источником лампроитовых магм. Положительная корреляция агпаитности твердого остатка мантийных флюидов с давлением также имеет важное значение, определяя характер реакции при флюидно-мантийном взаимодействии. В связи с этим становится понятным ведущий характер фиксации за счет замещения высокоглиноземистой фазы — граната. Не исключено, что далеко зашедшие процессы мантийного метасоматизма в условиях больших глубин могут привести к формированию агпаитовых метасоматитов, последующий анатексис которых приведет к генерации магм с избытком калия по отношению к алюминию. Впрочем, возникновение агпаитового субстрата, возможно, и не является необходимой предпосылкой лампроитового магмообразования, так как расширение поля граната с ростом давления может привести к генерации магм с калиевой агпаитностью даже при анатексисе обогащенного калием гранатсодержащего вещества, как об этом свидетельствуют описанные выше результаты нашего предварительного эксперимента.

Как уже указывалось, высокая щелочность флюидов, сосуществующих при больших давлениях с типичными мантийными минералами, имеет следствием подвижность в них высокочargedных катионов, включая титан. В этом плане обращают на себя внимание высокие содержания в лампроитах Ti, Zr и других подобных компонентов, отражающиеся в частности, в присутствии таких необычных агпаитовых минералов, как вадент и прайдерит. Эти особенности соответствуют гипотезе о формировании лампроитовых магм в результате частичного плавления мантийного вещества, предварительно измененного взаимодействием с высокобарными флюидами.

С другой стороны, метасоматизм с участием карбонатитовых расплавов вряд ли имел определяющее значение в качестве предшественника процессов генерации лампроитовых магм в связи с упомянутой выше сравнительно низкой способностью существенно

карбонатных жидкостей экстрагировать калий. Впрочем, учитывая обнаруживаемую в последнее время высокую растворимость карбоната кальция в высокобарных щелочных водных флюидах, можно предполагать, что карбонатный материал в лампроитах должен играть определенную роль.

Что касается восстановленных метано-водородных флюидов, то, как отмечалось выше, растворимость в них нелетучих силикатных соединений даже при высоких давлениях, по-видимому, низка. В связи с этим ведущая роль восстановленных флюидов в лампроитообразовании представляется сомнительной. В более общем плане можно отметить, что доказательства широкого развития в мантии процессов высокобарного метасоматизма являются дополнительным свидетельством в пользу относительно окислительной обстановки в верхней мантии, по крайней мере до нижней границы континентальной литосферы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 1978 г. в калиевых высокомагнезиальных щелочных породах — лампроитах — в Австралии были установлены промышленные месторождения алмазов. Это послужило мощным стимулом для интенсивного исследования во всем Мировом сообществе пород с особым вниманием к лампроитам — новому некимберлитовому источнику алмазов. Первые итоги этих исследований были подведены на 4-й Международной кимберлитовой конференции (Австралия, г. Перт, 1986 г.). В том числе было сообщено о новых районах распространения лампроитов (США, Южная Африка и др.), предложены варианты классификации этих пород, модели их генезиса. В докладах и материалах конференции содержались подробные петрологические, геохимические, минералогические данные по лампроитам Австралии и ряда других регионов Мира. Что касается крупнейшего в Мировом сообществе месторождения алмазов в лампроитах трубки Аргайл (Восточное Кимберли, Западная Австралия), то производство алмазов на нем достигло 25 млн. карат алмазов в год при расчетной отработке месторождения в течение 20 лет.

К настоящему времени по проблеме лампроитов появились уже первые зарубежные обобщающие статьи, посвященные, правда, пока еще частным вопросам (типоморфизм минералов лампроитов и т.д.).

В ИГЕМ АН СССР исследования калиевых щелочных пород являются традиционной тематикой. Учитывая актуальность изучения лампроитов, в 1985—1989 гг. в план НИР ИГЕМ АН СССР была включена тема "Изучить петрологию и минералогию высококалийных ультраосновных пород (лампроитов) в связи с их алмазоносностью". Исследования по теме были сосредоточены в первую очередь на изучении вещественного состава лампроитов и условиях их образования. Уделялось также внимание историко-геологическим, структурно-тектоническим, геоморфологическим аспектам.

Объектами служили лампроиты Алдана, лампроитоподобные трубчатые тела Чаткало-Кураминского региона Средней Азии, а также классические проявления лампроитов ряда зарубежных провинций (Испанской, Северо-Американской, Западно-Австралийской). При этом материал по зарубежным объектам был частично собран авторами во время зарубежных командировок, а также предоставлен для исследования другими, в том числе зарубежными, специалистами. Полученные результаты охватывают четыре главных направления и сводятся к следующему.

## КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ, КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ЛАМПРОИТОВ

1. Впервые с использованием методов математической статистики произведен анализ распределения породообразующих редких и редкоземельных элементов в лампроитах и других калиевых породах (лейциты, лампрофиры, кимберлиты и др.) Мира. Обоснованы статистически значимые отличия лампроитов от кимберлитов и других калиевых пород, что подтвердило вывод о самостоятельности пород лампроитовой серии.

2. Выявлена геохимическая неоднородность лампроитов главных провинций Мира (методами математической статистики). Выделены три геохимических типа лампроитов: высоко- (Австралия, Индия), умеренно- (Северная Америка, Антарктида, Африка) и низко-титано-цирконо-кальциевые (Средиземноморье, Алдан). Геохимические типы лампроитов коррелируются с различным геодинамическим режимом развития земной коры. Так, лампроитовый магматизм высокотитанистого типа развивается при активизационно-рифтогенном режиме преимущественно во внутренних областях докембрийских платформ. Умеренно-титанистые лампроиты обычно возникают при рифтогенной активизации краевых частей платформ, которые предварительно были вовлечены в процессы формирования складчатых поясов (передовые прогибы и т.д.). Лампроитовый магматизм низкотитанистого типа развивается в обстановке коллизионного режима либо на геосинклинально-складчатом основании (Средиземноморская провинция, Средняя Азия), либо на примыкающих платформах (Алданская провинция).

3. Разработан комплекс минералогических и петрохимических критериев выделения пород лампроитовой серии и их алмазосных разновидностей. В числе ведущих критериев: а) соотношение щелочей при  $K_2O/Na_2O$  всегда больше 1, а в подавляющем большинстве случаев больше 3; б) высокая  $mg'$  и содержания  $MgO > 19$  (до 28) мас. %, Ni, Co, Cr; в) обогащение  $SiO_2$  и высокий  $SiO_2$ ; всегда выше, чем в других породах калиевых серий; г) низкие содержания CaO и  $Al_2O_3$ ; д) особенности состава минералов, в том числе наиболее информативны клинопироксены (обычно диопсиды), слюды (флогопиты с  $Al_2O_3 \leq 14\%$ ), хромшпинелиды.

4. Разработана классификация пород лампроитовой серии с учетом принципов, утвержденных Номенклатурной комиссией Петрографического комитета нашей страны. Обосновано выделение лампроитовой серии магматических горных пород, а в ее рамках — трех новых семейств и 10 видов: ультраосновные лампроиты (2 вида), основные лампроиты (5 видов) и орендиты (средние лампроиты — 3 вида). Показано соотношение местных названий пород лампроитовой серии с разработанной номенклатурой.

Детальные петрографо-минералого-геохимические исследования в сочетании с геологическими данными послужили основой для выделения Алданской провинции лампроитов. Проявления лампроитового магматизма фиксируются в пределах как Западного (Мурунский массив), Центрального (трубки взрыва Мрачная, Ягодка и др.), так и Восточного Алдана (Ломамский массив). Впервые проведены детальные исследования возраста, состава и других особенностей лампроитов этого региона, при этом:

а) впервые в Мире (совместно с Институтом геохимии, г. Иркутск) выявлены небольшие по объему проявления лампроитового магматизма нижнепротерозойского возраста;

б) с учетом геолого-структурных особенностей и при детальных исследованиях К—Аг возраста лампроитов Алдана выявлено многоэтапное проявление лампроитового магматизма в регионе. Обосновано выделение следующих этапов: протерозойский — 1825, 1870 млн лет (Западный Алдан), верхнеюрский — 147—143 млн лет (Центральный Алдан), нижнемеловой — 137—133 млн лет (Центральный и Западный Алдан), 124—119 млн лет (Центральный и Восточный Алдан);

в) впервые выполненное сравнительное изучение вещественного (петрогеохимическое, минералогическое) состава лампроитов различных субпровинций Алданской провинции выявило их петрографические различия. Лампроиты Центрального Алдана принадлежат к миаскитовому типу, тогда как на Западном и Восточном Алдане развиты их агпаитовые разновидности;

г) обнаружено различие трендов дифференциации и минерального состава разнофациальных проявлений лампроитов — трубок взрыва (нижнемеловой возраст) и силлов (верхнемеловой возраст). Уровень содержания редких и редкоземельных элементов в нижнемеловых лампроитах из трубок взрыва выше, чем в верхнеюрских силлах лампроитов. Наиболее высокие содержания редких и редкоземельных элементов заметно ниже, чем в агпаитовых лампроитах Западной Австралии;

д) впервые обосновано предположение о комагматичности верхнеюрских лампроитов Центрального Алдана и ультраосновных пород Инаглинского массива, известного своей платиноносностью. На основе детального изучения мегакристов и ультраосновных включений в верхнеюрских лампроитах, а также с учетом геохимического анализа различных моделей кристаллизационной дифференциации была предложена модель эволюции верхнеюрских лампроитов в промежуточных магматических очагах. Эта модель включает кристаллизационную дифференциацию с последующим многократным смешением дифференциата с ультраосновными лампроитовыми расплавами. Предполагается, что в результате именно такого механизма магматической эволюции сформировались ультраосновные породы Инаглинского массива;

е) впервые детально изучена геохимия редких и редкоземельных элементов в породах лампроитовой серии Алданской провинции с

применением метода нейтронно-активационного анализа (в содружестве с ВНИИинформсистем МГ СССР). Сопоставление полученных результатов с лампроитами других провинций Мира с применением методов математической статистики выявило крайне примитивный состав лампроитов Алдана. Рассчитанные первичные расплавы пород лампроитовой серии Алданской и Западно-Австралийской провинций оказались заметно различными. Высказано предположение, что выявленные различия в определенной мере зависят от механизма процессов метасоматического обогащения мантии.

## ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЛАМПРОИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Выделенные авторами лампроитоподобные породы имеют узко локальное распространение в пределах трубчатых тел (трубок взрыва), завершающий вулканизм карбонового возраста Чаткало-Кураминского региона. Проведенными исследованиями установлено:

1) распространение трубчатых тел лампроитоподобных пород Чаткало-Кураминского региона, как и калиевых щелочных базальтоидов, комагматических им интрузивных тел Даубабинского вулканического поля, контролируется единой меридиональной системой сквозных нарушений, получившей название Куляб-Наратаусской, а отрезок ее в пределах рассматриваемой территории — Лашкерек-Пскемской. К этой же зоне приурочены выходы щелочных базальтоидов хр. Каржантау. Лашкерек-Пскемская зона имеет, по-видимому, глубокие корни, фиксируясь в рельефе поверхности Мохоровичича. Пространственная позиция каждого локального ареала распространения щелочных базальтоидов контролируется узлами пересечения меридиональных систем разломов Лашкерек-Пскемской зоны с поперечными нарушениями и другими структурными элементами;

2) магматический цемент эксплозивных брекчий трубчатых тел (Кошмансай) имеет лампроитоподобный состав, отличаясь необычным сочетанием ассоциации фенокристаллов, свойственных лампроитам (оливин, пироксен, флогопит, железистый санидин, лейцит), и стекловатой основной массой кварц-латитового состава, обогащенной железом. Контрастно дифференцированный характер лампроитоподобных пород с накоплением железа в поздних продуктах кристаллизации (вулканическое стекло) следует феннеровскому тренду кристаллизации, указывая на восстановленный характер исходного расплава, промежуточного по составу между лампроитами и щелочными базальтами;

3) ревизия авторских материалов и новые сравнительные исследования калиевых щелочных базальтоидов Даубабинского вулканического поля с лампроитоподобными породами трубчатых тел Кошмансай и типичными лампроитами выявило некоторые черты их сходства, в частности, их петрохимических особенностей: повышенные содержания магния, калия, обогащение стронцием, барием, хромом, никелем, рубидием, фосфором, фтором. Известные на Даубабинском поле калиевые пикриты по петрогеохимическим осо-

бенностям оказались статистически близки лампроитоподобным породам из цемента брекчий трубчатых тел Кошмансай. Они попадают в единый эллипсоид рассеяния, занимающий промежуточное положение между лампроитами и щелочными базальтоидами;

4) детальные исследования состава минералов лампроитоподобных пород трубчатых тел Кошмансай позволило расшифровать некоторые условия их формирования, а именно:

а) обнаружены признаки обогащения стекловатой матрицы лампроитоподобных пород флюидной фазой: псевдоморфозы карбидов металлов ( $Fe_3C$ ) по фенокристам пироксена, флогопита и концентрация самородных металлов (Cu) в пузырьчатых участках стекла позволяют допустить, что флюидная фаза была обогащена углеводородами. С помощью Оже-спектроскопии и метода SIMS (совместные работы с ИСМ АН УССР) выполнено прямое определение реликтов восстановительных флюидов; в поверхностных слоях самородных металлов и алмаза обнаружены осколки молекул углеводородов, хлор, фтор, азот, что дает представление о сложном составе флюидной фазы;

б) по особенностям состава хромшпинелидов в лампроитоподобных породах диагностированы два разноглубинных типа ксенолитов — мантийные перидотиты шпинель-перидотитовой фации глубинности и коматиитовые базальты. Подтверждено индикаторное значение цинковых разновидностей хромшпинелидов как показателей первичной коматиитовой природы содержащих их измененных ксенолитов. Полученные данные позволяют реконструировать отдельные интервалы разреза земной коры в рассматриваемом регионе;

в) установлена негомогенность шпинелей и резко выраженная зональность. При этом отмечено сходство составов промежуточных зон кристаллов шпинелей с составами шпинелей, включенных в алмазы. Допускается, что негомогенность состава хромшпинелидов связана с нарушением равновесий в расплаве под воздействием флюидной фазы. Повышение восстановительного потенциала системы и привнос углерода фиксируются в конце кристаллизации первых кумулусных фаз (вкрапленники оливина, пироксена, магнезиальный хромпикот). Выявлена аномальная обогащенность пород углеродом;

г) помимо ксенолитов мантийных шпинелевых перидотитов и коматиитовых базальтов, в взрывной брекчии трубки Кошмансай обнаружены ксенокристаллы алмаза, титанистого корунда, пароморфозы кварца по коэситу и реликты хромистого пироба, источником которых, вероятно, служили дезинтегрированные ксенолиты высокоглиноземистых эклогитов. Показано, что алмазы из лампроитоподобных пород трубчатых тел Кошмансай характеризуются октаэдрическим габитусом с грубоступенчатым рельефом граней (III), с признаками пластических деформаций. Определены полупроводниковые свойства алмаза.

Проведено изучение расплавных микровключений в минералах ультракальциевых пород (лампроитах) Испании, Алдана и США (Арканзас) в условиях высоких температур и давлений (от 5 до 20 кбар) на установке цилиндр—поршень. Предварительное теоретическое рассмотрение проблемы влияния давления на температуру гомогенизации расплавных включений в оливинах и ее соответствие условиям кристаллизации минералов показало хорошее совпадение с результатами экспериментов. Выяснено, что на температуры гомогенизации, получаемые в опытах при 1 атм внешнего давления, требуется вносить поправку порядка  $7^\circ/\text{кбар}$ .

В результате проведенной работы было установлено, что кристаллизация лампроитовых магм Испании начиналась в условиях  $T = 1160 - 1170^\circ \text{C}$ , что на  $50-40^\circ$  ниже, чем предполагалось ранее. В то же время для включений в оливинах лампроитов Алдана подтверждена высокая температура гомогенизации ( $>1250^\circ \text{C}$ ) в условиях высоких ( $>4$  кбар) давлений. Анализ гомогенизированных расплавов во включениях показал высокое содержание F (0,38 мас.%) и Cl (0,26 мас.%). Этим можно объяснить тот факт, что флюидный компонент расплавных включений при неполной гомогенизации практически всегда содержит кристаллы галогенидов.

Лампроиты гипабиссальных интрузий (США) резко отличаются по условиям кристаллизации от пород Испании и Алдана. Наиболее характерной их чертой являются низкие температуры (в интервале  $1000-1050^\circ \text{C}$ ), давления  $>4,5$  кбар, а также высокие летучести кислорода.

Установлено, что лампроиты Западной Австралии, Испании и Алдана имеют общую высокую насыщенность летучими компонентами. Однако каждый из трех названных регионов развития лампроитов, как и отдельные проявления в пределах названных регионов, обладает определенной спецификой, которая характеризуется следующими особенностями:

а) не в одной из генераций оливинов Западной Австралии не встречаются собственно первичные флюидные включения. Они появляются на более поздней стадии кристаллизации породы и зафиксированы в виде плотных единичных первично-вторичных обособлений (без последующего нарушения целостности вакуолей) в оливине и низкоплотных — во флогопите и диопсиде.

В лампроитах Испании первичные флюидные включения наблюдаются уже в оливинах, а в отдельных кристаллах более позднего диопсида они весьма обильны.

Во всех случаях флюиды представлены смесью углекислоты и незначительного количества других компонентов, среди которых диагностирован азот. Кроме того, во флюидах и расплавных включениях в оливинах из лампроитов Испании обнаружены рудный минерал и бесцветные идиоморфные кристаллы-галогениды, что может свидетельствовать о растворении и переносе летучими некоторыми петрогенными компонентами;

б) во флюидном компоненте первичных расплавных включений в минералах лампроитов присутствует также вода. Однако если в лампроитах Западной Австралии концентрация ее незначительна, то в некоторых испанских образцах в расплавных включениях присутствует двухфазный (жидкость + газ) флюид при комнатной температуре. Судя по проведенным дополнительным экспериментам, состав жидкости (при температуре эвтектики) отвечает системе  $KCl-H_2O$ , а ее концентрация в эквиваленте на  $KCl = 3,5-3,8 \%$ ;

в) в испанских лампроитах вокруг почти всех включений, как флюидных, так и расплавных, в кристаллах наблюдается ореол, свидетельствующий о потере части их вещества. Для первичных расплавных включений в оливинах лампроитов Западной Австралии типичны скелетные формы в краевых зонах кристаллов, которые возникают обычно при резком падении температуры;

г) в стеклах мезостазиса веритов Испании установлены явления микроликвации, отсутствующие в остальных изученных лампроитах, и, согласно проведенным ранее экспериментам и по аналогии с иными изученными породами для магм испанских лампроитов, на одном из этапов их кристаллизации можно предположить восстановительные условия на уровне буфера магнетит—вюстит;

д) интервал температур кристаллизации лампроитов Западной Австралии отвечает  $1170-880^\circ C$ , однако в оливинах первой генерации расплавные включения гомогенизируются даже при  $1215^\circ C$ . Температура ликвидуса испанских лампроитов близка к  $1160-1170^\circ C$ . Породы лампроитовой серии Алдана характеризуются высокими температурами (до  $1300$  и  $1190^\circ C$ ) в двух изученных образцах.

На основании данных по химическому анализу вещества во включениях оценены составы первичных магм лампроитовых серий. Для всех изученных объектов эти составы имеют высокие концентрации  $Mg$ ,  $K$ ,  $Ti$ ,  $Ba$ ,  $P$  и значительные вариации содержания  $Si$ ,  $Ca$ ,  $Al$ .

Эксперименты по плавлению при высоких давлениях вещества, аналогичного первичной лампроитовой магме провинции Арканзас (США), показали, что при высоких давлениях ( $> 20$  кбар) и температурах не выше  $1200^\circ C$  близкиликвидусная ассоциация в присутствии водно-углекислого флюида включает оливин, ромбический пироксен и флогопит.

Вполне вероятно, что первичные расплавы лампроитовых серий Алдана, Австралии и Испании также содержат флогопит на ликвидусе. На основании этого предполагается, что эти магмы образовывались путем плавления флогопитсодержащего перидотита. Различия составов по главным петрогенным элементам могут быть следствием как вариаций состава субстрата, так и отделения лампроитовых магм на разных уровнях глубинности.

Образование флогопита в мантийном перидотите связывается с процессами перемещения водного флюида (метасоматоз мантии). При  $P-T$  параметрах верхней мантии такой флюид содержит большое количество петрогенных окислов и может быть весьма эффективным

агентом переноса щелочей, а также фосфора и других некогерентных элементов. Метасоматоз с участием карбонатных расплавов не приводит к заметному обогащению измененных участков мантии калием. Сильно восстановленный флюид, в котором доминируют  $H_2$  и  $CH_4$ , растворяет очень немного силикатных компонентов, и его роль в мантийном метасоматозе не может быть большой.

В заключение подчеркнем, что лампроиты, как и многие другие щелочные магматические породы, имеют гетерогенную природу. Различие составов и физико-химических условий образования первичных расплавов, путей их дифференциации, влияние процессов контаминации обусловили в значительной степени разнообразие этой уникальной серии высококалиевых высокомагнезиальных пород, которое наблюдается в современном эрозионном срезе Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Абрамов В.А., Абрамова В.А.** Глубинное строение земной коры Алданского щита (по геофизическим данным) // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток: Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 81—91.
2. Анализ космических снимков при тектоно-магматических исследованиях. М.: Наука, 1979. 164 с.
3. **Арапов В.А.** Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1983. 225 с.
4. **Арсеньев А.А., Нечаева Г.А.** Оливиновые лейцититы р. Молбо (Сибирская платформа) // Докл. АН СССР 1955. Т. 104, № 6. С. 910—911.
5. **Багдасаров Э.А., Илупин И.П.** О направленном изменении составов микро- и макрокристаллов кимберлитовых ильменитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1988. Ч. 117, вып. 6. С. 686—691.
6. **Билибин Ю.А.** Петрография Алдана: Послеюрские интрузии Алданского района // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 264—431.
7. **Богатиков О.А., Еремеев И.В., Махоткин И.Л.** и др. Лампронты Алдана и Средней Азии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 4. С. 936—940.
8. **Богатиков О.А., Кононова В.А., Махоткин И.Л.** и др. Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы генезиса лампронтов Центрального Алдана // Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 15—29.
9. **Богатиков О.А., Махоткин И.Л., Кононова В.А.** Лампронты: состав и вопросы петрогенезиса // Кристаллическая кора в пространстве и времени (магматизм): Тр. сов. геологов к XXVIII МК. М.: Наука, 1989. Т. 13. С. 92—100.
10. **Богатиков О.А., Махоткин И.Л., Кононова В.А.** Лампронты и их место в систематике высокомагнезиальных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 3—10.
11. **Борисенко А.С.** Изучение солевого состава растворов газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16—27.
12. **Булин Н.К., Афанасьев Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И.** Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134—139.
13. **Бутовская Е.М., Атабаев Х.А., Фленова М.Г.** Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмическим данным // Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. С. 21—27.
14. **Вавилов М.А., Базарова Т.Ю., Подгорных Н.М.** и др. Характеристика и условия формирования калиевых щелочных пород Ломамского массива // Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 40—46.
15. **Ветлужский В.Г.** Закономерности размещения мезозойских рудно-магматических узлов Алданского щита // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1986. С. 64—74.
16. **Владыкин Н.В.** Первая находка лампронтов в СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 718—722.
17. **Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н.** Морфоструктурный анализ в геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 151 с.
18. **Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н.** Морфоструктурный метод изучения горных областей // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1969. № 3. С. 62—67.

19. *Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Кузаков Ю.М.* и др. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки — проявление пород лампроитовой серии в строительно-тепловой системе // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 41—50.
20. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А.* Минералогия ильменита из связующей массы кимберлитов // Материалы XIII конф. мол. ученых. Сер. "Минералогия кимберлитовых и родственных им пород". М., 1986. С. 180—207. Деп. в ВИНТИ № 6967-В.
21. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А.* Минералогия шпинелидов из связующей массы кимберлитов // Материалы XIII конф. мол. ученых. Сер. "Минералогия и петрология кимберлитов". М., 1987. С. 37—130. Деп. в ВИНТИ № 7087-В 87.
22. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А.* Вертикальная зональность трубки Мир // Геология руд месторождения. 1987. № 5. С. 11—26.
23. Геологическая карта восточной части Средней Азии. Масштаб 1:500 000. М.: ГУГК, 1958.
24. *Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Генезис коматитов и коматитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.
25. *Далимов Т.Н.* Орогенный вулканизм и глубинное строение земной коры (на примере Среднего и Южного Тянь-Шаня) // Узб. геол. журн. 1980. № 3. С. 43—55.
26. *Далимов Т.Н., Рафиков Я.М., Ганиев И.Н.* О явлениях рифтогенеза в верхнем палеозое Чаткало-Кураминских гор // Там же. 1984. № 3. С. 14—22.
27. *Духовский А.А., Артамонова Н.А., Дудко Е.А.* и др. Глубинное строение кимберлитовых полей Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 4. С. 920—924.
28. *Евдомиков А.Н., Багдасаров Э.А.* Микрокристаллический ильменит связующей массы кимберлитов Куонамского района (Якутия) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 5. С. 570—581.
29. *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 135 с.
30. *Ефимова Е.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н.* Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса (на примере Якутии, Урала и Сибирской платформы) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 3. С. 300—310.
31. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 210 с.
32. *Зуев П.П.* К петрологии кимберлитоподобных пород Центрально-Алданского района (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 1. С. 205—208.
33. *Имаев В.С.* Тектонические критерии сейсмичности Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 127 с.
34. *Йереског К.Г., Кловай Д.И., Реймент Р.А.* Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 222 с.
35. *Каминский Ф.В.* Новый тип коренных месторождений алмазов // Разведка и охрана недр. 1988. № 5. С. 57—62.
36. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
37. *Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Н., Кригман Л.Д.* Условия концентрирования циркония в магматических процессах. М.: Наука, 1988. 120 с.
38. *Конев А.А., Бекман И.К., Воробьев Е.И., Пискунова Л.Ф.* Лейцитовые лампроиты р. Молбо // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 3. С. 707—710.
39. *Кочетков А.А., Лазебник К.А.* Щелочные ультрабазиты Якутского массива (Центральный Алдан) // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1984. С. 62—80.
40. *Кривенко А.П.* Мезозойские калиевые пикритонды Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 2. С. 465—469.
41. *Купин Н.Я., Поцальев С.В., Шейхзаде Э.Р.* Основные особенности рельефа поверхности Мохоровичича Азии // Там же. 1985. Т. 291, № 3. С. 673—677.
42. *Курчавов А.М.* Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 62—73.
43. *Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А., Чудиновских Л.Т.* и др. Экспериментальные исследования при высоких давлениях в связи с проблемами мантийного магматизма // Эксперименты в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 7—28.
44. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
45. Магматические горные породы. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 416 с.

46. Махоткин И.Л., Аракелянц М.М., Владыкин Н.В. О возрасте лампритов Алданской провинции // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 3. С. 703—707.
47. Минералы: Справочник. М.: Наука, 1981. Т. 3, вып. 2. 614 с.; Вып. 3. 398 с.
48. Миронюк Е.П. К открытию лампритов на Алданском щите // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1960. Ч. 89, вып. 4. С. 3—22.
49. Митчел Р.Х. Ламприты — семейство щелочных горных пород // Там же. 1988. Ч. 117, вып. 5. С. 575—586.
50. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
51. Наумов В.Б. Методика определения концентрации летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. М.: Наука, 1980. С. 60—69.
52. Наумов В.Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Наука, 1982. С. 85—94.
53. Нейман Л.А., Исхандерова А.Д., Тимашков А.И., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород Ханнинского апатитоносного района // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 3. С. 713—717.
54. Николаев В.А., Арапов Ю.А. Основные этапы геологического развития Киргизской ССР // Геология СССР. М.: Недра, 1954. Т. XXV: Киргизская ССР. С. 93—116.
55. Новгородова М.И., Галускин Е.В., Боярская Р.М., Мохов А.В. Акцессорные минералы из лампритоподобных пород Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 16—28.
56. Новгородова М.И., Галускин Е.В., Цепин А.И., Голованова Т.И. Цинксодержащие хромшпинелиды в эксплозивных породах Средней Азии // Геология руд. месторождений. 1988. № 3. С. 11—23.
57. Новгородова М.И., Юсупов Р.Г., Свешникова Е.В. Самородные металлы и карбиды из трубок взрыва щелочных базальтоидов // Самородные металлы в изверженных породах. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1985. С. 12—14.
58. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Польской С.Ф. и др. Взаимодействие во-  
дорода с магматическими расплавами // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 48—69.
59. Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 250 с.
60. Петрографический словарь. М.: Наука, 1981. 496 с.
61. Плаксенко А.Н., Чернышев Н.М. Зональность хромшпинелидов // Геология руд. месторождений. 1982. № 6. С. 13—24.
62. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 276 с.
63. Рябчиков И.Д. Водные растворы верхней мантии и проблема дегазации Земли // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1983. С. 176—206.
64. Рябчиков И.Д. Соединения углерода в условиях верхней мантии // Геохимия. 1988. № 11. С. 1539—1546.
65. Рябчиков И.Д., Беттчер А.Л. Состав водных флюидов, равновесных с флогопитсодержащими мантийными парагенезисами при высоких давлениях и температурах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 56—62.
66. Рябчиков И.Д., Брей Г.П., Когарко Л.Н., Булатов В.К. Частичное плавление карбонатизированного перидотита при 50 кбар // Геохимия. 1989. № 1. С. 3—9.
67. Рябчиков И.Д., Грин Д.Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 403. С. 49—64.
68. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Коваленко В.И. и др. Редкоземельные элементы как индикаторы эволюции мантийного вещества (по данным изучения мантийных нодулей) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 2. С. 440—443.
69. Рябчиков И.Д., Маккензи В.С. Растворимость жадеита в воде при 20 и 30 кбар // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 125—128.
70. Рябчиков И.Д., Никсель К.Г., Брей Г.П. Термометрия мантийных перидотитов на основе экспериментальных данных в простых и природных системах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 207—211.
71. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Е. и др. Экспериментальное изучение мобилизации сульфидов меди, никеля водно-щелочными флю-

- идами при высоких температурах под давлением 20 кбар // Там же. Т. 296, № 2. С. 437—441.
72. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Трубкин Н.В., Каленчук Г.Е. Первичные и закалочные минералы в системе перидотит— $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{CO}_2$  при 20 кбар, 900°C // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1989. Ч. 118, вып. 6. С. 1—11.
  73. Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Соболев Н.В. и др. Азот в лампроитовых магмах // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 4. С. 976—979.
  74. Рябчиков И.Д., Уханов А.В., Ишин Т.С. Окислительно-восстановительные равновесия в ультраосновных породах из верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции // Геохимия. 1985. № 8. С. 1110—1123.
  75. Сатиан М.А., Ханзатян Г.А. Породы лампроитовой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа // Изв. АрмССР. Науки о Земле. 1987. Т. 40, № 5. С. 64—67.
  76. Свешникова Е.В., Лапутина И.П. Особенности вещественного состава эпидейцитовых вулканитов некоторых регионов СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 10—21.
  77. Середин В.В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987. 180 с.
  78. Соболев А.В., Слуцкая А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984. № 12. С. 97—110.
  79. Соболев А.В., Соболев Н.В., Смит К.Б., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии оливинных лампроитов Западной Австралии по результатам исследования магматических включений в оливинах // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 1. С. 196—201.
  80. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 262 с.
  81. Соболев Н.В., Харьков А.Д., Похиленко Н.П. Кимберлиты, лампроиты и проблемы состава верхней мантии // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 18—28.
  82. Соловова И.П., Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д. Микроликвационная гетерогенность в расплавленных включениях и мезостазице андезита // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 5. С. 1209—1211.
  83. Соловова И.П., Гирнис А.В., Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Геохимические особенности лампроитов Прайер-Крик по данным изучения микровключений в оливинах // Геохимия. 1989. № 10. С. 1449—1459.
  84. Томшин М.Д., Округин А.В., Олейников Б.В. и др. Дайка лампроитов на северном склоне Алданского щита // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1986. С. 64—74.
  85. Фаворская М.А., Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. и др. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 168 с.
  86. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. 547 с.
  87. Харьков А.Д., Афанасьев В.П., Петрова М.А. Трубки взрыва пород щелочно-ультраосновного состава // Ультраоснов. магмы и их металлогения: Тез. докл. Всесоюз. симпоз., Владивосток, 20—22 сент. 1983. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 147—148.
  88. Шилина Г.П., Цейтлин С.М. О первой находке кимберлитов на Алдане // Сов. геология. 1959. № 10. С. 132—136.
  89. Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. 526 с.
  90. Adam J. Dry, hydrous, and  $\text{CO}_2$ -bearing liquidus phase relationships in the CMAS system at 28 kb, and their bearing on the origin of alkali basalts // J. Geol. 1988. Vol. 96, N 6. P. 709—719.
  91. Adams G.E., Bishop F.C. The olivine-clinopyroxene geobarometer: experimental results in the  $\text{CaO}$ — $\text{FeO}$ — $\text{MgO}$ — $\text{SiO}_2$  system // Contrib. Miner. and Petrol. 1986. Vol. 94, N 2. P. 230—237.
  92. Arima M., Edgar A.D. A high pressure experimental study on a magnesia rich leucite lamproite from the west Kimberley area, Australia // Ibid. 1983. Vol. 84, N 2/3. P. 228—234.
  93. Arima M., Edgar A.D. High pressure experimental studies of a katungite and their bearing on the genesis of some potassium-rich magmas of the West Branch of the African Rift // J. Petrol. 1983. Vol. 24, N 2. P. 166—187.
  94. Atkinson W.I., Hughes F.E., Smith C.B. A review of the kimberlitic rocks of Western Australia // Kimberlites I:

- Kimberlites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1984. Vol. 2A. P. 194—224.
95. *Bally A.W.* Phanerozoic basin evolution in North America // Episodes. 1987. Vol. 10, N 4. P. 248—252.
  96. *Barton M.* A comparative study of some minerals occurring in the potassium-rich alkaline rocks of the Leucite Hills, Wyoming, the vico volcano, Western Italy and the Toro-Ankole region, Uganda // Neues Jb. Miner. Abh. 1979. Bd. 137, N 2. P. 113—134.
  97. *Barton M., Bergen M.* Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hills, Wyoming // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 77, N 2. P. 101—114.
  98. *Barton M., Hamilton D.L.* Water-saturated melting relations to 5 kbar of three Leucite Hills lavas // Ibid. 1978. Vol. 66, N 1. P. 41—49.
  99. *Barton M., Hamilton D.L.* The melting relationships of a madupite from the Leucite Hills, Wyoming to 30 kb // Ibid. 1979. Vol. 69, N 1. P. 133—142.
  100. *Barton M., Hamilton D.L.* Water-undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas // Miner. Mag. 1982. Vol. 45, N 337. P. 267—278.
  101. *Bergman S.C.* Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: A review of their occurrence, mineralogy and geochemistry // Alkaline igneous rocks // Ed. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. L., 1987. P. 103—190 (Geol. Soc. Spec. Publ.; N 30).
  102. *Best M.G., Henage L.F., Adams J.A.S.* Mica peridotite, wyomingite and associated potassic igneous rocks in Northeastern Utah // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 5/6. P. 1041—1048.
  103. *Bishop F.C., Smith J.V., Dawson J.B.* Na, K, P and Ti in garnet, pyroxene and olivine from peridotite and eclogite xenoliths from African kimberlites // Lithos. 1978. Vol. 11, N 2. P. 155—173.
  104. *Boettcher A.L., Wyllie P.J.* The system CaO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O — Second critical end-point on the melting curve // Geochim. et cosmochim. acta. 1969. Vol. 33, N 5. P. 611—632.
  105. *Boyd F.C., England J.L.* Apparatus for phase equilibrium measurement at pressures to 50 kb and temperatures to 1750°C // J. Gheophys. Res. 1960. Vol. 65, N 2. P. 741—748.
  106. *Briguen L., Bouguolt H., Joron J.L.* Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, N 2. P. 297—308.
  107. *Bunh T.E., Keil K., Olsen E.* Mineralogy Mineralogy and petrology of silicate inclusion in iron meteorites // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 4. P. 297—340.
  108. *Bulanova G.P.* Compositional evolution of syngenetic inclusions of ultrabasic association in Yakutian diamonds // Geol. Soc. Austral. Abstr. Ser. 1986. N 16. P. 371—373.
  109. *Carmichael S.S.E.* The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 15, N 1. P. 24—66.
  110. *Cullers R.L., Ramakrishnan S., Berendsen P., Griffin T.* Geochemistry and petrogenesis of lamproites, Late Cretaceous Age, Woodson Country, Kansas, USA // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49, N 6. P. 1383—1402.
  111. *Cundari A.* Petrology of the leucite-bearing lavas in New South Wales // J. Geol. Soc. Austral. 1973. Vol. 20, pt 4. P. 465—492.
  112. *Cundari A., O'Hara H.J.* Experimental study at atmospheric and high pressures of a mafic leucitite from New South // Austral. Progr. Exp. Petrol. III Rep. NERC Publ. Ser. D. Wales, 1976. Vol. 6. P. 260—261.
  113. *Dawson J.B., Smith J.V., Herving R.L.* Late-stage diopside in kimberlite matrix // Neues Jb. Miner. Mitt. 1977. Vol. 12. P. 529—553.
  114. *Dawson J.B., Stephens W.E.* Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol. 1975. Vol. 83, N 5. P. 589—607.
  115. *Delaney J.S., Smith J.V., Carswell D.A., Dawson J.B.* Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths — II. Primary and secondary-textured micas from peridotite xenoliths // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44, N 6. P. 857—872.
  116. *Dixon J.E., Stolper E., Delaney J.R.* Infrared spectroscopic measurements of

- CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O in Juan de Fuca Ridge basaltic glasses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90, N 2. P. 87—104.
117. *Edgar A.D., Arima M.* Conditions of phlogopite crystallization in ultrapotassic volcanic rocks // *Miner. Mag.* 1983. Vol. 47, N 1. P. 11—19.
  118. *Edgar A.D., Condliffe E., Baruett R.T.* et al. An experimental study of an olivine ugandite magma and mechanisms for the formation of its K-enriched derivatives // *J. Petrol.* 1980. Vol. 21, N 5. P. 475—497.
  119. *Edgar A.D., Green D.H., Hibberson W.O.* Experimental petrology of highly potassic magma // *Ibid.* 1976. Vol. 17, N 3. P. 339—356.
  120. *Eggler D.H.* The effect of CO<sub>2</sub> upon partial melting of peridotite in the system Na<sub>2</sub>O—CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub> to 35 kb, with a analysis of melting in a peridotite H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> system // *Amer. J. Sci.* 1978. Vol. 278. P. 305—343.
  121. *Emeleus C.H., Andrews J.R.* Mineralogy and petrology of kimberlite dike and sheet intrusions and included peridotite xenoliths from South-West Greenland // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. N 9. P. 179—197.
  122. *Erlank A.J., Kushiro J.* Potassium contents of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1971. Vol. 68. P. 233—236.
  123. *Esperanca S., Holloway J.R.* On the origin of some micalamprophyres: experimental evidence from a mafic minette // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1987. Vol. 95, N 2. P. 207—216.
  124. Extended Abstracts Fourth International Kimberlite Conference, Perth // *Geol. Soc. Austral. Abstr.* 1986. N 16. P. 511.
  125. *Fenner C.N.* The crystallization of basalts // *Amer. J. Sci.* 1929. Vol. 18. P. 225—253.
  126. *Foley S.F.* The oxidation state of lamproitic magmas // *Tschermaks miner. und Petrogr. Mitt.* 1985. Vol. 34. P. 217—238.
  127. *Foley S.F.* The genesis of lamproitic magmas in a reduced, fluorine-rich mantle // *Geol. Soc. Austral. Abstr.* 1986. N 16. P. 173—175.
  128. *Foley S.F., Taylor W.R., Green D.H.* The role of fluorine and oxygen fugacity in the genesis of the ultrapotassic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1986. Vol. 94, N 2. P. 183—192.
  129. *Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.* The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth-Sci. Rev.* 1987. Vol. 24, N 2. P. 81—134.
  130. *Gallo F., Giammetti F., Venturelli G., Verma L.* The hamafugitic rocks of San Venanzo and Cupaello // *Neues Jb. Miner. Mh.* 1989, N 5. P. 198—210.
  131. *Gogineni S.V., Melton C.E., Giardini A.A.* Some petrological aspects of the Prairie Creek diamond-bearing kimberlite diatreme, Arkansas // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1978. Vol. 66, N 3. P. 251—261.
  132. *Green D.H., Falloon T.J., Taylor W.R.* Mantle derived magmas—role of variable source peridotite and variable C—H—O fluid compositions // *Magmatic processes: physicochemical principles* / Ed. B.O. Mysen. 1987. P. 139—154 (*Geochem. Soc. Spec. Publ.*; N 1).
  133. *Green T.H., Pearson N.J.* Ti-rich accessory phase stability in hydrous mafic-felsic compositions at high P, T // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 54, N 3/4. P. 185—201.
  134. *Groves D.J., Barrett F.M., Binns R.A., McQuenn K.G.* Spinel phases with metamorphosed volcanic-type iron-nickel sulfide ores from Western Australia // *Econ. Geol.* 1977. Vol. 72. P. 1224—1244.
  135. *Guilhaumou N.* Analyse ponctuelle des inclusions fluides par microsonde moléculaire a laser (mole) et microthermometrie // *Trav. Lab. geol.* 1982. Vol. 14. P. 50—64.
  136. *Gupta A.K., Yagi K., Lovering J.* et al. Geochemical and microprobe studies of diamond-bearing ultramafic rocks from Central and South India // *Geol. Soc. Austral. Abstr.* 1986. N 16. P. 27—29.
  137. *Irvine T.H.* Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting // *The evolution of the igneous rocks: (Fiftieth Anniversary Perspectives)* / Jr. Ed. H.S. Yoder. Princeton (N.J.): Princeton Univ. press, 1979. P. 245—306.
  138. *Jaques A.L., Creaser R.A., Ferguson J., Smith C.B.* A review of the alkaline rocks of Australia // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1985. Vol. 88. P. 311—334.

139. *Jaques A.L., Lewis I.D., Smith C.B.* et al. The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberley region, Western Australia // Kimberlites 1: Kimberlites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1984. Vol. 2A. P. 225—254.
140. *Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B.* The kimberlites and lamproites of Western Australia // Geol. Surv. W. Austral. Bull. 1986. Vol. 132. P. 268.
141. *Jaqoutz E., Palme H., Baddenhausen H.* et al. The abundances of major minor and trace elements in the earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. X Lunar Planet. Sci. Conf. 1979. P. 2031—2050.
142. *Jochum K.P., Hofman A.W., Jto E.* et al. K, U and Th in midocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle // Nature. 1983. Vol. 306, N 5942. P. 431—436.
143. *Jones A.P., Smith J.V.* Petrological significance of mineral chemistry of the Agathla Peak and Thumb minettes, Navajo volcanic field // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 6. P. 643—656.
144. Kimberlites 1: Kimberlites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1984. Vol. 1/2. 350 p.
145. *Kovalenko V.I., Solovova I.P., Ryabchikov I.D.* et al. Fluidized CO<sub>2</sub>—sulphide—silicate media as agents of mantle metasomatism and megacrysts formation: evidence from a large druse in a spinel-lherzolite xenolith // Phys. Earth and Planet. Inter. 1987. Vol. 45, N 3. P. 280—293.
146. *Kuehner S.M., Edgar A.D., Arima M.* Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 7/8. P. 663—677.
147. *Kushiro J.* Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures // J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 2. P. 311—334.
148. *Lloyd F.E., Arima M., Edgar A.D.* Partial melting of a phlogopite clinopyroxenite nodule from South-West Uganda: An experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics // Contrib. Miner. and Petrol. 1985. Vol. 91, N 4. P. 321—329.
149. *Lopes Ruiz J., Rodrigues Badiola E.* La region volcanica neogena del sureste de Espana // Estud. geol. 1980. Vol. 36, N 1. P. 5—63.
150. *Martin Escorza C., Lopes Ruiz J.* On modelo geodinamico para el volcanismo neogeno del Sureste Iberico // Ibid. 1988. Vol. 44. P. 243—251.
151. *Mattlioli G.S., Wood B.J.* Upper mantle oxygen fugacity recorded by spinel lherzolites // Nature. 1986. Vol. 322. P. 626—628.
152. *Meyer H.O.A.* Inclusions in diamond // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. 1987. P. 501—522.
153. *Meyer H.O.R., Bond R.* Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds // Geochim. et cosmochim. acta. 1972. Vol. 36, N 11. P. 125.
154. *Michael P.J.* The concentration, behaviour and strage of H<sub>2</sub>O in suboceanic upper mantle / Implications for mantle metasomatism // Ibid. 1988. Vol. 52, N 2. P. 555—566.
155. *Mitchell R.H.* A review of the mineralogy of lamproites // Trans. Geol. S. Afr. 1985. Vol. 88. P. 411—437.
156. *Mitchell R.H.* Kimberlites: their mineralogy, geochemistry and petrology. N.Y.: Plenum. press, 1986. 436 p.
157. *Mitchell H.R., Bell K.* Rare earth element geochemistry of potassic lavas from the Birunga and Toro-Ankole regions of Uganda, Africa // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. Vol. 58, N 3. P. 293—303.
158. *Mitchell R.H., Lewis R.D.* Priderite-bearing xenoliths from the Prairie Creek mica peridotite, Arkansas // Canad. Miner. 1983. Vol. 21, N 1. P. 59—64.
159. *Mitchell R.H., Platt R.G., Downey M.* Petrology of lamproites from Smoky Butte, Montana // J. Petrol. 1987. Vol. 28, N 4. P. 645—677.
160. *Nakamura Y., Kushiro I.* Composition of the gas phase in Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O at 15 kbar // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1974. Vol. 73. P. 255—258.
161. *Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G., Wasserburg G.J.* Mantle — derivier fluids in diamond microinclusions // Nature. 1988. Vol. 335, N 6193. P. 784—789.
162. *O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum I.S.* Evolution of minette, lamproite and mafic phonolite magmas in the Highwood Mountains Province, Montana, USA: Geochem. and miner. evidence // 4 IKC. Extended Abstr., Perth., 1986. P. 199—201.
163. *O'Neill H.St.C.* The transition between

- spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1981. Vol. 77, N 2. P. 185—194.
164. O'Neill H.St.C., Jacques A.L., Smith C.B., Moon J. Diamond-bearing peridotite xenoliths from the Argyal (AK 1) pipe // *Intern. Kimber. Conf. Perth.*, 1986. P. 300—303.
  165. O'Neill H.St.C., Wall V.J. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the earth's upper mantle // *J. Petrol.* 1987. Vol. 29, N 6. P. 1169—1192.
  166. Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // *Amer. J. Sci.* 1959. Vol. 257, N 9. P. 609—647.
  167. Paul D.K., Potts P.J., Gibbson J.L., Harris P.G. Rare earth abundances in India kimberlites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25, N 2. P. 151—158.
  168. Paraskevopoulos J.M., Economou M. Zoned Mn-rich chromite from podiform type chromite ore in serpentinites of Northern Greece // *Amer. Miner.* 1982. Vol. 66, N 9/10. P. 1013—1019.
  169. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths.* Natwich: Shive publ., 1983. P. 230—249.
  170. Peccerillo A., Manetti P. The potassium alkaline volcanism of Central-Southern Italy: A review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance // *Trans. Geol. S. Afr.* 1985. Vol. 88. P. 379—394.
  171. Peccerillo A., Poli G., Serri G. Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from Central Italy // *Canad. Miner.* 1988. Vol. 26, pt 1. P. 45—65.
  172. *Physics and Chemistry of the earth.* B.: Pergamon press, 1975. Vol. 9. 940 p.
  173. Reddy T.A.K. Kimberlite and lamproite rocks of Vajrakarur area, Andhra Pradesh // *J. Geol. Soc. Ind.* 1987. Vol. 30. P. 1—12.
  174. Reed J.C. Precambrian geology of the USA // *Episodes.* 1987. Vol. 10, N 4. P. 243—247.
  175. Rock N.M.S. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1984. Vol. 74. P. 193—227.
  176. Rock N.M.S. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: Alnöites and allied rocks // *J. Petrol.* 1986. Vol. 27, pt 1. P. 155—196.
  177. Roden M.F. Field geology, chemistry and petrology of Buell Park minette diatreme, Apache County, Arizona // *Kimberlites, diatomes and diamonds* // Ed. F.R. Boyd, H.O.A. Meyer, Wash. (D.C.), 1979. P. 364—381.
  178. Roedder E. The system  $K_2O$ — $MgO$ — $SiO_2$  // *Amer. J. Sci.* 1951. Vol. 249, N 2. P. 81—130; N 3. P. 224—248.
  179. Roedder E. A reconnaissance of liquids relations in the system  $K_2O \cdot 2SiO_2$ — $FeO$ — $SiO_2$  // *Ibid.* 1952. Bowen vol., pt 2. P. 456.
  180. Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the earth // *Amer. Miner.* 1980. Vol. 65, N 9/10. P. 915—919.
  181. Ryabchikov I.D., Bogatnikov O.A., Piloyan G.O., Babanskiy A.D. Primary magmas of series of oceanic tholeiites // *Intern. Geol. Rev.* 1982. Vol. 24, N 2. P. 143—156.
  182. Ryabchikov I.D., Schreyer W., Abraham K. Compositions of aqueous fluids in equilibrium with pyroxenes and olivines at mantle pressures and temperatures // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1982. Vol. 79, N 1. P. 80—84.
  183. Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti—Nb—Ta depletion in island-arc basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 86, N 2/4. P. 225—239.
  184. Sapozhnikova E.N. Morphostructure of the eastern margin of asia in connection with the peculiarities of its geology and metallogeny // *Geotechn. et metallogen.* 1988. Vol. 12, N 2. P. 123—135.
  185. Scott Smith B.H., Skinner E.M.W. A new look at Prairie Creek, Arkansas // *Kimberlites 1: Kimberlites and related rocks.* Amsterdam: Elsevier, 1984. Vol. 2A. P. 255—283.
  186. Scott Smith B.H., Danchin R.V., Harris J.W., Stracke K.J. Kimberlites near Orroroo, South. Australia // *Ibid.* P. 121—142.
  187. Scott Smith B.H., Skinner E.M.W. Kimberlite and American mines, Near Prairie Creek, Arkansas // *Ann. Sci. Univ. Clermont-Fd. II.* 1984. Vol. 74. P. 27—36.
  188. Scott Smith B.H., Skinner E.M.W.,

- Loney P.E. The Kapamba lamproites of the Luangwa Valley, Eastern Zambia // Kimberlites and related rocks: IV IKC. Carlton; Cambridge: Blackwell, 1989. P. 189—205.
189. Sheraton J.W., Cundari A. Leucitites from Gaussberg, Antarctica // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 71 N 4. P. 417—427.
190. Sheraton J.W., England R.N. Highly potassic mafic dykes from Antarctica // J. Geol. Soc. Austral. 1980. Vol. 27, N 1/2. P. 129—135.
191. Shimizu N. An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba between clinopyroxene and silicate liquid at high pressures // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 38, N 12. P. 1789—1798.
192. Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // J. Geol. 1970. Vol. 78, N 3. P. 304—325.
193. Stolper E. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 74, N 1. P. 13—27.
194. Taylor W.R., Green D.H. The petrogenetic role of methane: Effect of liquidus phase relation and the solubility mechanism of reduced C—H volatiles // Magmatic processes physicochemical principles / Ed. B.O. Mysen. 1987. P. 121—138 (Geochim. Soc. Spec. Publ.; N 1).
195. Taylor W.R., Green D.H. Measurements of reduced peridotite—C—O—H solidus and implications for redox melting in the mantle // Nature. 1988. Vol. 322, N 6152. P. 349—352.
196. Terzic M. "Kajanite" Jugoslavije // Zb. rad. X Jubil. kongr. geol. Jugosl. Budva, 1982.
197. The alkaline igneous rocks / Ed. H. Sorensen. N.Y.; L.; Sydney: Wiley, 1974. 622 p.
198. Thostlund P., Wickman F., Nyström J.O. The ordovician chondrite from Brunflo, Central Sweden. General description and primary minerals // Lithos. 1984. Vol. 17, N 1. P. 87—100.
199. Thompson R.N. Primary basalts and magma genesis. III Alban Hills, Roman Comagmatic Province, Central Italy // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 60, N 1. P. 91—108.
200. Thompson R.N. et al. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma, genesis: and elemental approach // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1984. Vol. 310, N 1514. P. 549—590.
201. Thy P., Strucher O., Korstgard J.A. Mineral chemistry and crystallization sequences in kimberlite and lamproite dikes from the Sisimint area, Central West Greenland // Lithos. 1987. Vol. 20, N 5. P. 391—417.
202. Turpin Laurent T., Velde D., Pinte G. Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European hercynian orogen: trace element and Pb—Sr—Nd isotope constraints on their origin // Earth and Planet Sci. Lett. 1988. Vol. 87, N 1/2. P. 73—86.
203. Trögger W.E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur—Kompendium. B.: Dt. miner. Ges., 1935. 300 S.
204. Velde D. A note on an analcite-bearing lamproite from Devonshire // Geol. Mag. 1971. Vol. 108, N 3. P. 201—204.
205. Venturelli G., Capedri S., di Battistini G. et al. The ultrapotassic rocks from Southeastern Spain // Lithos. 1984. Vol. 17, N 1. P. 37—54.
206. Venturelli G., Mariani E.S., Foley S.F. et al. Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish Lamproitic Rocks // Canad. Miner. 1988. Vol. 26, pt. 1. P. 67—79.
207. Vila J.M., Hernandez J., Velde D. Sur la presence d'un filonde rare lamproitique (trachyte potassique a olivine) recoupant le flysch de type (Guerrouch entre Azzaba (ex-Jemmapes) et Hamman-Meskoutine dans l'Est du Constantinois (Algerie) // C.r. Acad. sci. D. 1974. Vol. 278. P. 2589—2591.
208. Wade A., Prider R.T. The leucite-bearing rocks of the West Kimberley area, Western Australia // Quart. J. Geol. Soc. 1940. Vol. 96. P. 39—98.
209. Wagner C. Mineralogy of the type hajanite from Kalimantan. Similarities and differences with typical lamproites // Bull. Miner. 1986. Vol. 109, N 5. P. 589—598.
210. Wagner C., Velde D. The mineralogy of K-richterite-bearing lamproite // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 17—37.
211. Wagner C., Velde D. Lamproites in North Vietnam? A re-examination of cocites // J. Geol. 1986. Vol. 94, N 5. P. 770—776.

212. *Wagner C., Velde D.* Aluminous spinels in lamproites: occurrence and probable significance // *Amer. Miner.* 1987. Vol. 72, N 7/8. P. 689—696.
213. *Wallace M.E., Green D.H.* An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature.* 1988. Vol. 335, N 6188. P. 343—346.
214. *Wyllie P.J., Huang W.L.* High CO<sub>2</sub> solubilities in mantle magmas // *Geology.* 1976. Vol. 4. N 1. P. 21—24.
215. *Wyllie P.J., Huang W.L.* Carbonation and melting relations in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub> at mantle pressures, with geophysical and petrological applications // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1976. Vol. 54, N 2. P. 79—107.
216. *Zindler A., Jagoutz E.* Just where is the K in the mantle? // *Terra cognita.* 1986. Vol. 6, N 2. P. 137—138.

# ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Микрофото оливин-диопсидового ультраосновного лампронита верхнеюрского возраста, Верхне-Якутская впадина, Центральный Алдан  
Прозр. шлиф, увел. 20

Таблица II

Самородные металлы в лампронитах Центрального Алдана  
а — медь с примесью цинка; б — алюминий; в — цинк; г — железо

Таблица III

Типы брекчий лампронитоподобных пород (Кошмансай)  
а — "пестрая брекчия" с ксенолитами известняка и кислых лав; б — "зеленая брекчия" (скарнированные участки) вокруг ксенолитов известняка (белое), видна кайма новообразованного магнетита (черное); в—г «черная брекчия»; в — карбонатизированная, г — хлоротизированная; видны ксенолиты различных пород.  
Уменьш. в 2 раза

Таблица IV

Псевдоморфозы по силикатам (Кошмансай)  
а — измененный ксенолит перидотитов с псевдоморфозами по оливину в брекчии черного цвета. Прозр. шлиф, увел. 40; б — псевдоморфозы котенита по фенокристаллам флогопита (заметна реликтовая спайность). Полир. шлиф, увел. 250; в — псевдоморфозы по фенокристаллам и микролитам оливина в девитрифицированном стекле. Прозр. шлиф, увел. 40; г — тени фенокристаллов пироксена в нацело измененном стекле брекчии (светлое — гематит). Полир. шлиф, увел. 80

Таблица V

Картины сканирования алмаза и самородного железа в характеристическом излучении элементов  
а — обломок кристалла алмаза в девитрифицированной стекловатой матрице, насыщенной самородными металлами и карбидами. Полир. шлиф, снято в поглощенных электронах  $e^-$  и характеристических лучах C, W, Si, Al. Размер кадра 300 × 300 мкм; б — самородное железо с включениями мелких кубиков хамрабаевита (TiC) и прожилком ванадия содержащего магнетита. Полир. шлиф, снято в поглощенных электронах  $e^-$  и Ti, V

Таблица VI

Акцессорные минералы из брекчии трубки Кошмансай  
а — сросток кристаллов зеленого муассонита. Отр. свет, увел. — 200; б — микрорельеф поверхности пинакоида уплощенного кристалла муассонита из сростка,

показанного на а. Отр. свет, увел. 800; в — включение агрегата хромитного железа в волокнистом графите из тяжелой фракции протолочки.

Стереоскан, увел. 10 000; г — ксенокристалл алмаза в девитрифицированном стекле брекчи черного цвета. Одно деление масштабной линейки 10 мкм

Таблица VII

Хромшпинелиды из брекчи трубки Кошмансай

а — выделение железистого хромпикотита в девитрифицированном стекле черной брекчи. Полир. шлиф, увел. 160; б — реликты хромпикотита (темное) в магнетите. Полир. шлиф, увел. 180; в — зерно хромпикотита с высокохромистыми оторочками из симплектитовых сростков. Полир. шлиф, увел. 140; г — фрагмент зерна, показанного на в. Полир. шлиф, увел. 280

Таблица VIII

Картини сканирования симплектитовых оторочек на зернах хромпикотита, размер кадра  $100 \times 100$  мкм

а — поглощенные электроны; б—г — в лучах: б — Cr, в — Al, г — Mg

Таблица IX

Картини сканирования реликтов цинкового алюмохромита в магнетите с промежуточными зонами, обогащенными Mn и Zn, размер кадра  $200 \times 200$  мкм

а—е<sup>-</sup>; б — Cr; в — Zn; г — Mg

Таблица X

Картини сканирования хромпикотита с каймой, обогащенной цинком, размер кадра  $100 \times 100$  мкм

а—е<sup>-</sup>; б — Cr; в — Zn; г — Mg

Таблица XI

Микрокристаллические выделения рудных минералов в связующей массе лавы флогопит-оливинового лампронта из трубки Эллендейл-11, Австралия

а—г — сросток оливина ( $Fo_{91,5}$ ) (черное) и зонального выделения с ядром высокомагнезиального Ti—Al-содержащего хромита и тонкой каймой высокомагнезиального Ti—Al-содержащего хромшпинелида (серое), увел. 1500; д—ж — сросток оливина ( $Fo_{91}$ ) (темно-серое) и зонального выделения с ядром высокомагнезиального Ti—Al-содержащего хромита с тонкой каймой высокомагнезиального Ti—Al-содержащего хромшпинелида (светло-серое) и мелкие гомогенные идиоморфные (гексагональных очертаний) выделения перовскита, увел. 1200. Изображения во вторичных электронах и в рентгеновских лучах  $CrK_{\alpha}$  (б),  $TiK_{\alpha}$  (в, е),  $FeK_{\alpha}$  (г) и  $CaK_{\alpha}$  (ж)

Таблица XII

Выделения рудных минералов в связующей массе лампронтов Австралии

а — прайдерита ( $Pd$ ) и перовскита ( $P$ ) в оливин-лейцитовом лампронте из трубки Маунт-Седрик, увел. 1000; б — апатита (зерна белого цвета изометричной формы) и рутила (зерна белого цвета пластинчатой формы) из лавы фицронтов трубки Жерло 81-я мили, увел. 500; в — гексагональное сечение кристалла апатита из лавы фицронтов той же трубки, увел. 1500. Изображения в отраженных электронах с вещественным контрастом

### Таблица XIII

Микрокристаллические выделения рудных минералов в связующей массе хумилита Испании

*а* — общий вид, увел. 150, видны многочисленные выделения апатита, ильменита и шпинелидов (светлое); *б* — фрагмент предыдущего фото, видны включения апатита (*Ар*) и магнезиального титаномагнетита (*Т*), увел. 1200. Изображения в отраженных электронах с вещественным контрастом

### Таблица XIV

Микровключения в минералах из лампроитов Австралии и Испании

*а* — комбинированное включение (ортопироксен + расплав + флюид) в оливине лампроита Австралии; *б* — первичное флюидное включение (~20 мкм) в диопсиде лампроита Австралии; *в* — первичное расплавленное включение типа расплав + дочерние кристаллы клинопироксена + флюид в оливине лампроита Испании; *г* — первичное силикатное расплавленное включение в магматическом кальците веритов Испании. Во флюиде включения видна жидкая и газообразная фазы  $H_2O$ ; *д* — первичное флюидное разгерметизированное включение в оливине хумилита Испании, содержащее удлинённый прозрачный кристалл. Полоса соответствует 10 мкм; *е* — кристалл диопсида основной массы, насыщенный первичными трубчатыми флюидными включениями. Полоса соответствует 10 мкм

### Таблица XV

Микровключения минералов из лампроитов Испании. Алдана (СССР), Прери-Крик (США)

*а* — локально развитая микроликвация в основной массе верита Испании; *б* — кристаллическое включение  $Sr_x Ba_{1-x}$  лампроита Испании, содержащее расплавленное включение; *в* — гомогенизированное расплавленное включение в апатите, заключенном в оливине (обр. 126, Алдан); *г* — ксенолит в лампроите Прери-Крик. Общий вид; *д*, *е* — первичные расплавленные включения в диопсиде из реакционной каймы вокруг ксенолита (Прери-Крик); *д* — включение при 20°C; *е* — гомогенизированное включение

### Таблица XVI

Продукты экспериментальных исследований лампроитовых расплавов

*а* — опыт 26А. Кристаллы ортопироксена в стекле; *б* — опыт 5В. Крупные кристаллы равновесного и мелкие — закалочного флогопита; *в* — опыт 21В. Агрегат из кристаллов оливина; *г* — опыт 19А. Кристаллизация крупных, до 70 мкм, кристаллов оливина, содержащих расплавленные включения; *д* — опыт 19А. Выделения кристаллов рудной фазы из расплава; *е* — опыт 5В. Обособление в краевой зоне сегрегаций из крупнокристаллического оливина. Стекло содержит слюду и закалочные фазы

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ.....	4
<i>Глава 1.</i>	
СИСТЕМАТИКА ЛАМПРОИТОВ И ИХ МЕСТО В ОБЩЕЙ КЛАССИФИКАЦИИ КАЛИЕВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. <i>О.А. Богатиков, В.А. Кононова, И.Л. Махоткин.....</i>	5
Классификация калиевых магматических горных пород.....	5
Петрохимические и минералогические критерии диагностики пород лампроитовой серии.....	16
Номенклатура и систематика лампроитов.....	22
<i>Глава 2.</i>	
ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОВИНЦИИ ЛАМПРОИТОВ МИРА. <i>В.А. Кононова, О.А. Богатиков, И.Л. Махоткин.....</i>	25
Провинции лампроитов зон рифтогенной активизации.....	28
Западно-Австралийская провинция.....	28
Северо-Американская провинция.....	31
Антарктическая провинция.....	37
Индийская провинция.....	38
Африканская провинция.....	39
Провинции лампроитов зон коллизий.....	41
Западно-Средиземноморская провинция.....	42
Британская провинция.....	44
<i>Глава 3.</i>	
ЛАМПРОИТЫ АЛДАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ. <i>И.Л. Махоткин.....</i>	46
Геологическое строение района, возраст и геодинамический режим.....	47
Лампроиты Центрального Алдана.....	55
Лампроиты Мурунского массива, рек Молбо и Хани.....	97
Лампроиты Ломамского массива.....	104
Некоторые вопросы генезиса лампроитов Алданской провинции.....	107
<i>Глава 4.</i>	
ЛАМПРОИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ. <i>М.И. Новгородова, Е.В. Галускин, Н.В. Еремеев, Е.Н. Саложникова.....</i>	114
Геолого-структурная характеристика районов развития лампроитоподобных пород.....	114
Петрография и минеральный состав эксплозивных брекчий трубки Кошмансая.....	120
Петрохимия лампроитоподобных пород трубки Кошмансая.....	152
Некоторые вопросы генезиса лампроитоподобных пород западной части Срединного Тянь-Шаня.....	157

<i>Глава 5.</i>	
ПЕТРОГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЛАМПРОИТОВ МИРА (сравнительный анализ с привлечением данных по кимберлитам, минеттам, щелочным базальтоидам).....	161
Сравнительная петрогеохимия лампроитов и их гетерогенность. <i>И.Л. Махоткин, О.А. Богатиков, В.А. Кононова</i> .....	161
Обсуждение результатов .....	171
Минералогия лампроитов мира.....	174
Породообразующие минералы. <i>В.А. Кононова, М.И. Новгородова</i> .....	174
Минералогия оксидов из связующей массы лампроитов. <i>О.А. Богатиков, В.К. Гаранин, В.А. Кононова, Г.П. Кудрявцева, И.Л. Махоткин, О.А. Михайличенко</i> .....	194
<i>Глава 6.</i>	
УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ МАГМ. <i>И.Д. Рябчиков, И.П. Соловова, А.В. Гирнис, И.И. Ганеев, Л.Н. Когарко, В.Б. Наумов</i> .....	218
Ликвидусные равновесия высококалийевых магм при высоких давлениях и состав мантийного источника.....	219
Температуры кристаллизации и состав высококалийевых магм по данным изучения микровключений и экспериментальным исследованиям.....	226
Мантийный метасоматизм и формирование высококалийевых перидотитов.....	262
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	277
ЛИТЕРАТУРА.....	285

# CONTENTS

INTRODUCTION.....	3
APPROVED ABBREVIATIONS.....	4
<i>Chapter 1.</i>	
SYSTEMATICS OF LAMPROITES AND THEIR PLACE IN GENERAL CLASSIFICATION OF POTASSIUM MAGMATIC ROCKS. <i>O.A. Bogatikov, V.A. Kononova, I.L. Machotkin</i> .....	5
Classification of potassium magmatic rocks.....	5
Petrochemical and mineralogical criteria for diagnostics of rocks from lamproitic series.....	16
Nomenclature and systematics of lamproites.....	22
<i>Chapter 2.</i>	
MAIN PROVINCES OF THE WORLD LAMPROITES. <i>V.A. Kononova, O.A. Bogatikov, I.L. Machotkin</i> .....	25
Lamproitic provinces from the zones of riftogenic activation.....	28
West Australian zone.....	28
North American zone.....	31
Antarctic zone.....	37
Indian zone.....	38
African zone.....	39
Lamproitic provinces from collision zones.....	41
West Mediterranean zone.....	42
British zone.....	44
<i>Chapter 3.</i>	
LAMPROITES FROM THE ALDAN PROVINCE. <i>I.L. Machotkin</i> .....	46
Geological composition of the region, age and geodynamic regime.....	47
Lamproites from Central Aldan.....	55
Lamproites from Murun massif and Molbo.....	97
Lamproites from Lomam massif.....	104
Some problems on the genesis of lamproites from the Aldan province.....	107
<i>Chapter 4.</i>	
LAMPROITE-LIKE ROCKS FROM THE WESTERN PART OF THE MEDIAN TYAN'—SHAN'. <i>M.I. Novgorodova, Ye.V. Galuskin, N.V. Yermeev, Ye.N. Sapozhnikova</i> .....	114
Geological structural characteristics of the regions with lamproitic rock development.....	114
Petrography and mineral composition of explosive breccias of Koshmansai.....	120
Petrochemical lamproite-like rocks.....	152
Several problems of the genesis of lamproite-like rocks from the western part of the median Tyan'—Shan'.....	157

*Chapter 5.*

PETROCHEMISTRY AND MINERALOGY OF LAMPROITES OF THE WORLD (comparative analysis with application of data on kimberlites, minettes, alkaline basalts) .....	161
Comparative petrochemistry of lamproites and their heterogeneity. I.L. Machotkin, O.A. Bogatikov, V.A. Kononova .....	161
Mineralogy of the world lamproites .....	174
Rock-forming minerals. V.A. Kononova, M.I. Novgorodova. ....	174
Mineralogy of oxides from the cementing mass of lamproites. O.A. Bogatikov, V.K. Garinin, V.A. Kononova, G.P. Kudryavtseva. I.L. Machotkin, O.A. Michailichenko.....	194

*Chapter 6.*

GENERATION AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF HIGH POTASSIUM MAGMAS. I.D. Ryabchikov, I.P. Solovova, A.V. Girnis, I.I. Ganeev, L.N. Kogarko, V.B. Naumov .....	218
Liquidus equilibrium in magmas at high pressures and the composition of the mantle source .....	219
Temperatures of crystallization and the composition of high potassium magmas according to data of microinclusion study and experimental investigations .....	226
Mantle metasomatism and formation of high potassium peridotites.....	262
CONCLUSION .....	277
BIBLIOGRAPHY .....	285

Научное издание

## ЛАМПРОИТЫ

*Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии  
и геохимии АН СССР*

Заведующий редакцией *Г.Г. Мергасов*

Редактор *В.И. Бондаренко*

Художник *А.Г. Кобрин*

Художественный редактор *И.В. Монастырская*

Технические редакторы *И.И. Джиоева, О.В. Аредова*

Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве  
на компьютерной технике

ИБ № 48239

Подписано к печати 05.05.91. Формат 60х90 1/16  
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Сов. Кириллица  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 19,0+1,7 вкл.  
Усл.кр.-отт. 21,0. Уч.-изд.л. 23,5. Тираж 600 экз.  
Тип. зак. 1539.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства "Наука"  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА" -

**готовятся к печати книги:**

### **Проблема радиогеохимии и космохимии. 20 л.**

Книга посвящена вопросам использования природной радиоактивности вещества для поисков и разведки полезных ископаемых, исследования геохимии естественных радиоизотопов в подземных водах, почве, атмосфере, океане и их миграции, геохимии искусственных радионуклидов с учетом влияния их на экологию окружающей среды. Обобщены изотопные данные по определению абсолютного возраста химических элементов, Земли и метеоритов в свете космогонических проблем.

Для геохимиков, геофизиков, космохимиков, специалистов в области охраны окружающей среды.

### **Петровская Н.В. Золотые самородки. 25 л.**

В книге анализируются вариации форм, строения, состава и условий нахождения золотых самородков, рассматриваемых как минералогические аномалии, созданные особыми условиями концентрации золота. Выдвигается идея о существовании планетарных золотоносных зон, к фланговым частям которых тяготеют области распространения самородков. Обосновываются представления о формировании самородков в эндогенных условиях, в зонах длительного действия потоками глубинного тепла и флюидов, приуроченных к активным окраинам древних платформ.

Для геологов, минералогов и геохимиков.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"  
с указанием магазинов и отделов "Книга—почтой"

Магазины "Книга—почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7;  
117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга—почтой", 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга—почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга—почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга—почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга—почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга—почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга—почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга—почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга—почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга—почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга—почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга—почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга—почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга—почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга—почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга—почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга—почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга—почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга—почтой"

5296



Таблица 2  
Классификация пород лампритовой серии

Группа	Ультраосновные породы				Основные породы				Средние породы			
Ряд	Щелочной				Щелочной				Щелочной			
Семейства горных пород	Ультраосновные лампронты				Основные лампронты				Орентиды			
Типоморфные существенные минералы семейств	<i>Ol, Mc, ± Cpx, ± F, ± alkAm</i>				<i>Cpx, Mc, ± Ol, ± F, ± Ort, ± alkAm</i>				<i>Ort, Lc, Cpx, Phl, ± Ol, ± alkAm</i>			
Виды горных пород	Оливин-диопсидовый ультраосновной лампронт (1)	Оливин-флогопитовый ультраосновной лампронт (2)	Оливин-диопсид-флогопитовый основной лампронт (3)	Оливин-диопсидовый основной лампронт (4)	Диопсид-флогопитовый основной лампронт (5)	Диопсид-флогопит-амфиболовый основной лампронт (6)	Лейцит-флогопитовый основной лампронт (7)	Лейцитовый орендит (8)		Орендит (9)	Амфиболовый орендит (10)	
Типоморфные существенные минералы видов	<i>Ol, Di, Phl, ± Lc, ± alkAm</i>	<i>Ol, Phl, ± (Lc'-ort)</i>	<i>Ol, Di, Phl, Lc, (Lc'-ort)</i>	<i>Ol, Di, Lc, (Lc'-ort)</i>	<i>Di, Phl, Ort, Lc</i>	<i>Di, Phl, alkAm, Lc, Ort</i>	<i>Phl, Lc, (Lc'-ort)</i>	<i>Lc, Ort, Di, Phl</i>		<i>Ort, Di, Phl, ± Lc</i>	<i>Ort, alkAm, Phl, Lc</i>	
Граничные содержания минерального модалного состава видов (в об. %), за исключением стекла и продуктов его изменения	<i>Ol</i> 20—40 <i>Di</i> 10—27 <i>Phl</i> 10—25 <i>Lc(Lc'-ort)</i> 3—10 <i>alkAm</i> 0—5	<i>Ol</i> 20—40 <i>Phl</i> 5—30 <i>Di</i> 0—5 <i>Lc'-ort</i> 0—2	<i>Ol</i> 10—25 <i>Di</i> 18—32 <i>Phl</i> 10—30 <i>c(Lc'-ort)</i> 7—30 <i>alkAm</i> 0—5	<i>Ol</i> 10—20 <i>Di</i> 10—30 <i>Lc(Lc'-ort)</i> 10—40 <i>alkAm</i> 0—7 <i>Ol</i> 2—10 <i>Anc</i> 0—10	<i>Di</i> 15—45 <i>Phl</i> 15—35 <i>Ort(Lc)</i> 10—45 <i>alkAm</i> 0—7 <i>Ol</i> 2—7	<i>Di</i> 10—25 <i>Phl</i> 10—25 <i>alkAm</i> 10—25 <i>Lc(ort)</i> 25—30 <i>Ol</i> 0—7	<i>Phl</i> 15—35 <i>Lc(Lc'-ort)</i> 25—55 <i>alkAm</i> 0—10 <i>Di</i> 3—10 <i>Ol</i> 0—10	<i>Lc</i> 15—55 <i>Ort</i> 5—20 <i>Di</i> 5—15 <i>Phl</i> 10—20 <i>alkAm</i> 0—8 <i>Ol</i> 0—7	<i>Lc</i> 15—55 <i>Ort</i> 5—20 <i>Di</i> 5—15 <i>Phl</i> 10—20 <i>alkAm</i> 0—8 <i>Ol</i> 0—7	<i>Ort</i> 15—60 <i>Phl</i> 10—22 <i>Di</i> 7—20 <i>Lc</i> 0—10 <i>alkAm</i> 0—8 <i>Ol</i> 0—12 <i>Anc</i> 0—10 <i>En</i> 0—12	<i>Ort</i> 20—50 <i>alkAm</i> 10—25 <i>Phl</i> 8—17 <i>Di</i> 8—15 <i>Lc</i> 0—10 <i>Ol</i> 0—13	
Граничные содержания химических компонентов видов (в мас. %)	<i>SiO<sub>2</sub></i> 38,0—45,0 <i>TiO<sub>2</sub></i> 0,4—5,0 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 2,0—6,8 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 3,8—8,8 <i>FeO</i> 2,4—6,0 <i>MnO</i> 0,1—0,2 <i>MgO</i> 19,0—29,2 <i>CaO</i> 3,9—8,0 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,4—0,8 <i>K<sub>2</sub>O</i> 2,0—5,3 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,4—2,3	<i>SiO<sub>2</sub></i> 37,0—46,0 <i>TiO<sub>2</sub></i> 0,3—5,0 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 4,0—6,0 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 2,3—8,0 <i>FeO</i> 2,9—8,0 <i>MnO</i> 0,1—0,2 <i>MgO</i> 18,0—24,0 <i>CaO</i> 3,0—7,0 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,1—0,8 <i>K<sub>2</sub>O</i> 1,3—4,9 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,3—1,0	<i>SiO<sub>2</sub></i> 43,0—50,0 <i>TiO<sub>2</sub></i> 4,3—6,0 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 4,0—8,8 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 2,5—6,6 <i>FeO</i> 1,10—7,70 <i>MnO</i> 0,12—0,17 <i>MgO</i> 13,3—22,0 <i>CaO</i> 2,7—8,2 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,3—1,3 <i>K<sub>2</sub>O</i> 3,5—5,5 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,5—1,5	<i>SiO<sub>2</sub></i> 45,0—52,5 <i>TiO<sub>2</sub></i> 0,7—2,0 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 7,5—10,2 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 3,5—6,6 <i>FeO</i> 3,3—5,3 <i>MnO</i> 0,12—0,15 <i>MgO</i> 11,0—17,3 <i>CaO</i> 6,2—10,5 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,8—2,9 <i>K<sub>2</sub>O</i> 2,8—5,0 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,6—1,3	<i>SiO<sub>2</sub></i> 43,8—52,8 <i>TiO<sub>2</sub></i> 0,8—7,5 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 7,0—9,3 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 4,6—6,6 <i>FeO</i> 0,8—6,8 <i>MnO</i> 0,06—0,25 <i>MgO</i> 6,0—14,4 <i>CaO</i> 6,1—13,0 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,4—2,3 <i>K<sub>2</sub>O</i> 5,4—8,2 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,55—1,4	<i>SiO<sub>2</sub></i> 43,0—53,0 <i>TiO<sub>2</sub></i> 1,2—8,0 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 5,5—9,5 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 3,0—6,8 <i>FeO</i> 0,6—5,0 <i>MnO</i> 0,08—0,20 <i>MgO</i> 5,9—18,7 <i>CaO</i> 2,9—7,3 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,43—2,60 <i>K<sub>2</sub>O</i> 6,5—10,2 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,3—1,1	<i>SiO<sub>2</sub></i> 46,5—53,5 <i>TiO<sub>2</sub></i> 1,3—6,9 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 7,2—11,2 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 5,0—10,2 <i>FeO</i> 0,9—2,6 <i>MnO</i> 0,08—0,10 <i>MgO</i> 5,8—2,0 <i>CaO</i> 2,6—5,0 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,2—2,9 <i>K<sub>2</sub>O</i> 6,0—10,5 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,7—2,2	<i>SiO<sub>2</sub></i> 53,0—59,0 <i>TiO<sub>2</sub></i> 1,7—7,0 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 7,0—11,7 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 2,4—7,4 <i>FeO</i> 0,5—3,8 <i>MnO</i> 0,06—0,12 <i>MgO</i> 4,5—10,8 <i>CaO</i> 1,1—5,0 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,2—0,7 <i>K<sub>2</sub>O</i> 8,5—12,6 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,3—1,5	<i>SiO<sub>2</sub></i> 53,0—58,2 <i>TiO<sub>2</sub></i> 1,3—2,7 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 9,0—14,5 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 2,2—5,2 <i>FeO</i> 0,6—1,7 <i>MnO</i> 0,05—0,12 <i>MgO</i> 4,4—11,8 <i>CaO</i> 3,0—7,0 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 1,2—2,2 <i>K<sub>2</sub>O</i> 5,4—8,5 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,2—1,6	<i>SiO<sub>2</sub></i> 52,5—59,3 <i>TiO<sub>2</sub></i> 1,4—5,5 <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 8,4—10,9 <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> 0,8—5,8 <i>FeO</i> 0,8—4,2 <i>MnO</i> 0,06—0,15 <i>MgO</i> 4,8—15,5 <i>CaO</i> 1,0—5,8 <i>Na<sub>2</sub>O</i> 0,5—3,1 <i>K<sub>2</sub>O</i> 0,7—10,5 <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i> 0,2—2,2		
Важнейшие петрохимические характеристики видов	$mg' = \frac{100MgO}{MgO + FeO}$ (в мол. %) 78—89 $K_2O/Na_2O$ (в мас. %) 3—13 $K_a = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ (в мол. %) 0,75—1,0 (агпайто-миаскитовый)	80—90 1,5—3,2 0,75—1,2	75—85 2,0—7,6 0,8—1,0 (миаскитовый)	70—85 1,2—4,0 0,84—1,0 (миаскитовый)	66—82 2,6—8,0 0,8—1,0 (миаскитовый)	61—86 2,9—10 1,1—1,7 (агпайто-миаскитовый)	55—72 2,5—11,5 1,0—1,7 (агпайто-миаскитовый)	55—80 8—20 1,1—1,6 (агпайто-миаскитовый)	56—84 3—13 1,0—1,6 (агпайто-миаскитовый)	60—84 3—10 1,0—1,4 (агпайто-миаскитовый)		
Разновидности по возрастному или светлому минералу	Рихтеритовый ортоклазовый	Тетраферритфлогопитовый ортоклазовый	Рихтеритовый ортоклазовый	Рихтеритовый флогопитовый анализимовый	Оливиновый рихтеритовый ортоклазовый	Оливиновый рихтеритовый магнезиоарфведсонит-ортоклазовый	Оливиновый диопсидовый рихтеритовый	Оливиновый рихтеритовый	Оливиновый энстатитовый анализимовый рихтеритовый	Рихтеритовый оливиновый		

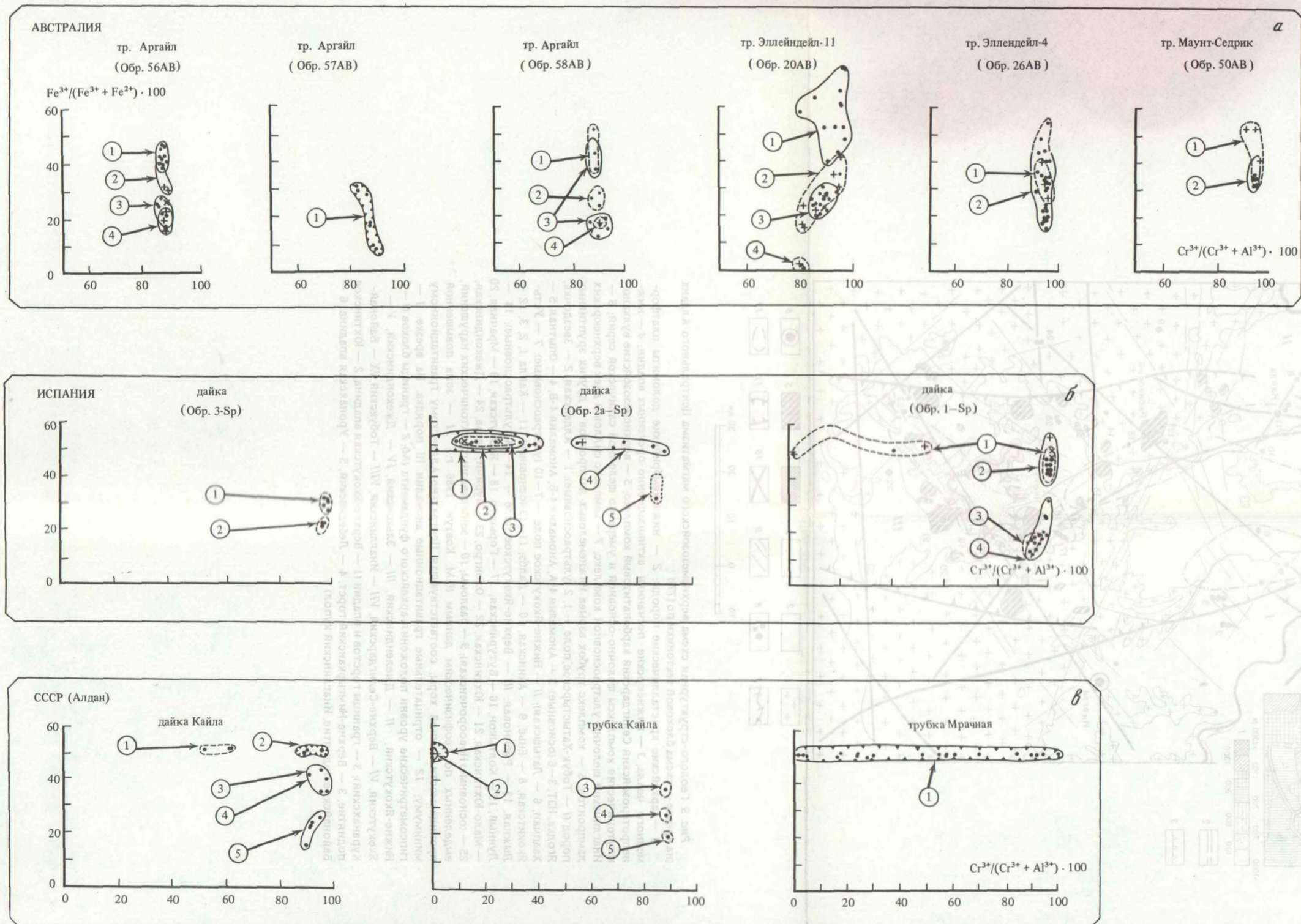


Рис. 38. Бинарная диаграмма в координатах  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) \cdot 100 - Cr^{3+}/(Cr^{3+} + Al^{3+}) \cdot 100$  для микрокристаллических выделений шпинелидов в связующей массе лампритов Австралии (а), Испании (б) и СССР, Алдан (в)  
 а: обр. 56AB: 1 — однородные и ядра зональных в матрице, 2 — однородные в оливине, 3 — однородные и каймы зональных в матрице, 4 — однородные в оливине; обр. 57AB: 1 — однородные в матрице; обр. 58AB: 1 — ядра зональных в матрице, 2 — каймы зональных в матрице, 3 — однородные в матрице, 4 — в оливине; обр. 20AB: 1 — ядра зональных в оливине и сростков с ним, 2 — каймы зональных в матрице, 3 — ядра зональных в оливине и сростков с ним, 4 — ядра зональных в матрице; обр. 26AB: 1 — однородные в оливине, 2 — в матрице; обр. 50AB: 1 — однородные в оливине, 2 — однородные и зональные в матрице.  
 б: обр. 3-Sp: 1 — однородные в оливине (*Fo<sub>86</sub>*) и *Orx*, 2 — в оливине (*Fo<sub>90</sub>*); обр. 2a-Sp: 1 — однородные в матрице, 2 — каймы зональных

в матрице, 3 — однородные в *Orx, Phl, Gl*, 4 — ядра зональных в матрице, 5 — однородные в оливине; обр. 1-Sp: 1 — однородные в оливине, матрице и каймы зональных в оливине, 2 — каймы зональных в матрице и из сростков с оливином, 3 — однородные и ядра зональных в оливине, 4 — ядра зональных в матрице и из сростков с оливином. в: дайка Кайла: 1 — однородные с *Cpx* и *Phl*, 2, 4 — однородные в матрице, 3 — каймы зональных в матрице, 5 — ядра зональных в матрице; трубка Кайла: 1, 3, 5 — однородные в матрице, 2 — в *Cpx*, 4 — в оливине; трубка Мрачная: 1 — однородные в матрице. Оконтурены поля развития фигуративных точек составов шпинелидов из связующей массы: сплошная линия с зубцами — для широко распространенных, сплошная — для распространенных, штриховая — для мало распространенных, пунктирная линия — для спорадически развитых