

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
КИМБЕРЛИТОВЫХ  
И ТРАППОВЫХ ПОРОД

ЯКУТСК 1979

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Якутский филиал  
Институт геологии

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
КИМБЕРЛИТОВЫХ  
И ТРАПОВЫХ ПОРОД**

(Сборник научных трудов)

ЯКУТСК  
Якутский филиал, СО АН СССР, 1979

В предлагаемом сборнике помещены статьи, в которых изложены результаты изучения геологии, петрографии, минералогии и химизма кимберлитовых пород, выполняющих одну из сложных кимберлитовых трубок Якутии. Трубка имеет послесреднедевонский — досреднекарбоновый возраст. Высказано мнение, что полосчатые кимберлитовые образования являются результатом сложного взаимодействия между кимберлитовыми флюидами и самой кимберлитовой породой, с одной стороны, ксенолитами и рифами осадочных пород, с другой. Впервые приводится информация об особенностях состава и условиях происхождения фенокристаллов гранатов в трапповых интрузиях, обсуждается петрогенетическое значение расплавных включений в протокристаллах плагиоклаза. Анализируются тенденции поведения хрома и олова в различных эндогенных процессах.

Сборник рассчитан на геологов, геохимиков и минералогов широкого профиля.

Следует заметить, что некоторые вопросы кимберлитового магматизма отражены в статьях Бюллетеня научно-технической информации Якутского филиала СО АН СССР «Минералогия и геохимия кимберлитовых пород» (июль, 1979).

*Ответственные редакторы:*

доктор геол.-минерал. наук **В. В. КОВАЛЬСКИЙ**  
кандидат геол.-минерал. наук **Б. В. ОЛЕЙНИКОВ**



Якутский филиал  
СО АН СССР, 1979 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Широкие и разносторонние исследования магматизма восточной части Сибирской платформы, проводимые научными и производственными геологическими организациями, ежегодно приносят много новых материалов, углубляющих и расширяющих наши познания в области строения, состава, особенностей образования и пространственного размещения кимберлитовых и трапповых тел.

Осуществляемый в последние два года перевод научных работ на программно-целевое планирование в рамках комплексной программы «Сибирь» позволил существенно усилить концентрацию исследований на важнейших направлениях, подчинить их решению фундаментальных и прикладных вопросов, наиболее важных на данном этапе развития производительных сил Якутской АССР. Усилилась лабораторная база, внедрены и широко используются современные методы аналитических исследований, включая высокоточные рентгеноспектральные анализы. Это дает возможность более глубоко проникать в тайны минерального вещества, получать ранее недоступные данные для расшифровки сложных процессов природного минералообразования.

Оперативное ознакомление широкого круга специалистов с такими данными и результатами их обработки и интерпретации несомненно будет способствовать прогрессу в области развития представлений об эволюции платформенного магматизма и генезисе месторождений полезных ископаемых, связанных с различными его типами.

Предлагаемый сборник по тематике помещенных в нем статей разделяется на две части. В первой изложены результаты комплексного изучения одной из недавно открытых кимберлитовых трубок, по строению и составу, пожалуй, наиболее сложной из всех известных на территории Якутской кимберлитовой провинции.

Начинается сборник статьей авторского коллектива сотрудников Института геологии ЯФ СО АН СССР и специалистов Амакинской и Ботуобинской экспедиций ЯТГУ, посвященной детальному описанию веществен-

ного состава слагающих трубку кимберлитовых пород, их взаимоотношениям, природе и условиям формирования. Несмотря на дискуссионность отдельных выводов, в целом статья представляет большой интерес. Приведенный в ней фактический материал дает возможность специалистам если не согласиться с авторами, то составить собственное мнение по спорным вопросам.

В статье Ф. Ф. Брахфогеля с соавторами освещены вопросы геологии и возраста трубы, который по результатам изучения различных органических остатков из ксенолитов, осадочных пород и анализа геологической ситуации установлен с достаточной достоверностью. Убедительно показано, что гибридные, иногда полосчатые породы верхней части трубы не могут быть отождествлены с осадочными кратерными отложениями, известными в ряде африканских кимберлитовых трубок.

Минералого-geoхимическая характеристика важнейших минералов кимберлита из этой трубы дана в статьях К. Н. Никишова с соавторами и Н. Д. Филиппова.

Вторую часть сборника составляют работы, освещающие различные стороны процессов довнутрикамерного преобразования базитовых расплавов. В статье А. Г. Копыловой рассмотрены основные черты геохимии хрома в ходе процессов исходного магмообразования в разных магмоподводящих зонах и различных эпохах магматической активизации Сибирской платформы, обсуждено поведение этого элемента на стадии протокристаллизации трапповых магм, а также при флюидо-магматическом взаимодействии интрапеллурических растворов и базитовых расплавов. Впервые для трапповых пород показан широкий диапазон изменения составов акцессорных гранатов пироп-альмандиновой и грессуляр-альмандиновой серий, среди которых А. В. Округин и В. Ф. Махотко выделяют шесть разновидностей. Все они кристаллизовались в базитовом расплаве до прихода его в гипабиссальную камеру. В статье М. Д. Томшина и В. Ю. Панкова дан фактический материал и обсуждаются петрологические следствия изучения гомогенизации расплавных включений в протокристаллах плагиоклаза пород различных типов трапповых интрузивов. Материалы всех трех работ, посвященных трапповому магматизму, наглядно иллюстрируют, что в веществе базитовых магматических систем до прихода его в камеру интрузий реализуются разнообразные процессы глубинного петрогенеза.

УДК 552.323.6(571.56)

Г. В. Зольников, В. В. Ковальский, Л. А. Зимин,  
В. П. Корнилова, А. Н. Корзилов, К. Н. Никишов,  
И. Я. Богатых, А. И. Крючков, И. В. Лашкевич,  
Э. А. Шамшина, В. В. Гамянина

## ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОДНОЙ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКАЙСКОГО ПОЛЯ

В последние годы в результате разведки кимберлитовых трубок на большие глубины (до 1 200 м) получен новый фактический материал, всестороннее изучение которого позволяет существенно дополнить и уточнить представления об условиях и механизме формирования кимберлитовых трубок, петрогенезе слагающих их пород.

Исследования показывают, что большинство детально разведенных на глубину трубок имеет сложное строение и в них можно выделить фазы внедрения и разновидности кимберлитовых пород. Различные структурные этажи трубок выполняются определенными разновидностями кимберлитовых пород, генезис и условия формирования которых трактуются исследователями по-разному.

Наиболее пестры по составу и текстурно-структурным особенностям кимберлитовые породы, выполняющие воронкообразные расширения, наблюдающиеся в верхней части некоторых трубок (до глубины 50—300 м). Эти расширения наряду с обычными кимберлитовыми брекчиями выполнены гетерогенными образованиями с обильным содержанием обломков и рифов осадочных пород, размеры которых достигают 50 м и более.

В данной статье излагаются результаты изучения строения и состава одной из кимберлитовых трубок, являющей собой пример наиболее четкого проявления разнородных структурно-морфологических элементов трубы, многофазности формирования и разнообразия разновидностей кимберлитовых пород.

Геологическое строение трубы исследовалось на материале керна многочисленных скважин и горных выработок (штреков). Вещественный состав пород изучался главным образом на представительном материале секционных керновых проб по разработанной ранее методике (Зольников и др., 1975).

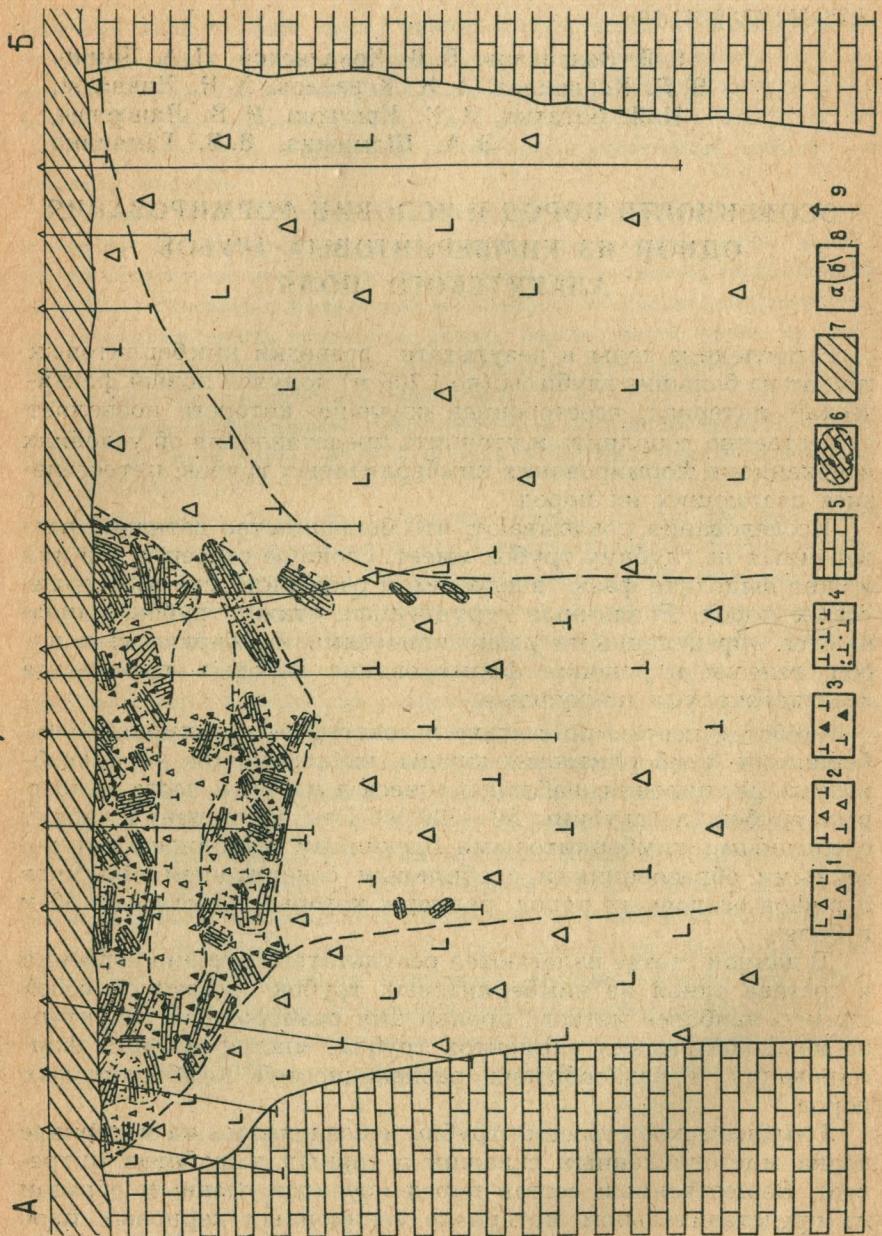


Рис. 1. Схематический геологический разрез по линии А — Б:

1 — кимберлитовая брекчия I разновидности; 2 — кимберлитовая брекчия II разновидности; 3 — кимберлитовая брекчия II разновидности с повышенным содержанием ксеногенного материала; 4 — мелкообломочные до афировых кимберлитовые породы; 5 — вмещающие трубку осадочные породы; 6 — блоки перемятых осадочных пород; 7 — перекрывающие трубку осадочные породы; 8 — контакты (а — резкий, б — постепенный); 9 — линии скважин

Кимберлитовая трубка обнажается на склоне возвышенности «предкатского» рельефа, колебания гипсометрических отметок ее поверхности достигают 40—45 м. Вмещающие породы представлены существенно карбонатными отложениями нижнего, среднего ордовика и нижнего силура до ландоверийского яруса включительно. Трубка перекрыта песчаниками, алевролитами, песчанистыми и углистыми алевролитами среднекарбонового — пермского возраста. Эти породы интенсивно интрузированы долеритовыми силлами сложной морфологии и резко меняющейся мощности.

Отчетливо выделяются крупные морфологические элементы трубки: воронкообразное расширение (до глубины 300 м), центральная столбообразная и периферийные части, отличающиеся по характеру выполняющих их пород (рис. 1). По петрографическим особенностям кимберлитовые породы трубы авторами подразделяются на 1) кимберлитовые брекчии I и II разновидности; 2) гибридные кимберлитовые породы. Периферийные (фланговые) части трубы сложены кимберлитовой брекчией I разновидности, центральная столбообразная часть — кимберлитовой брекчией II разновидности. В воронкообразном расширении трубы наблюдается частая перемежаемость кимберлитовой брекции II разновидности, гибридных (мелкопорфировых и афировых) кимберлитовых пород и блоков осадочных пород. На глубине 150 м от дневной поверхности гибридные мелкопорфировые и афировые кимберлитовые породы слагают жилообразные тела мощностью от первых десятков сантиметров до 1 м. В восточной части воронкообразного расширения эти тела падают на запад под углом 20°, в западной части — на юго-восток под углом 20—25° и довольно выдержаны по мощности и простиранию. В центральной части воронкообразного расширения эти породы наблюдаются в виде различного размера изометричных и вытянутых пятен, неясно выраженных струй субвертикального направления, локализованных внутри кимберлитовых брекций. Аналогичные по составу и строению кимберлитовые

породы встречаются также вблизи крупных рифов и блоков осадочных пород.

## КИМБЕРЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ

*Кимберлитовая брекчия I разновидности.* Характеризуется средним содержанием ксенолитов от 2 до 15%, которое вблизи рифов осадочных пород повышается до 35—65%. По строению цемента выделяются кимберлитовые брекчии с массивной текстурой (КБМ) и автолитовые кимберлитовые брекчии (КБА). Структура цемента в КБМ порфировая. Порфировые выделения представлены оливином, чаще полиминеральными псевдоморфозами по оливину, редкими таблицами флогопита, зернами граната, ильменита. Форма порфировых выделений оливина или псевдоморфоз по нему от идиоморфной до округлой с корродированными границами, размеры варьируют от 0,1 мм до 1,5 см. В составе псевдоморфоз присутствуют серпентин, пироаурит, магнетит, реже карбонат. Порфировые выделения флогопита имеют размеры от 0,3 до 5,0 мм. Количество их ограничивается одним—двумя зернами на шлиф. Вокруг зерен граната постоянны две келифитовые оболочки: одна — радиально-лучистого строения сложного состава, другая — из таблиц флогопита размером 0,1—0,3 мм.

Основная масса состоит из серпентина, карбоната, рудного минерала, перовскита, флогопита, пироаурита, апатита (табл. 1). Пироаурит наблюдается спорадически, в небольших стяжениях и мелких псевдоморфозах (0,03—0,8 мм), форма которых соответствует оливину. Размеры таблиц пироаурита не превышают 0,05 мм. Апатит присутствует в стяжениях совместно с пироауритом, а также в виде единичных включений в серпентине. Среди компонентов основной массы преобладает серпентин. Отношение серпентина и карбоната — 2:1. С глубиной содержание карбоната увеличивается, и соотношение серпентина и карбоната достигает 1:1.

Автолитовые кимберлитовые брекчии состоят из автолитов и связующей их массы. Автолитовые образования составляют в среднем 17,8% объема породы, размеры их от долей миллиметра до 20—30 см, форма от неправильной с извилистыми очертаниями до округлой. Мелкие автолиты в большинстве состоят из ядра и оболочки. Ядра представлены псевдоморфозой по оливину, редко с реликтами его, ксенолитом, зерном граната, ильменита или таблицей флогопита. Размеры мелких автолитов чаще всего определяются размером ядра, поскольку

ширина оболочек редко превышает 2—3 мм. Крупные автолиты, часть мелких и оболочки более 0,2 мм шириной имеют порфировую структуру. Состав их аналогичен вышеописанному для брекчий с массивной текстурой цемента. В тонких оболочках порфировые выделения отсутствуют, состоят они из серпентина, карбоната с включениями рудного минерала и перовскита.

Связующая автолиты масса представлена серпентином, мелко- и среднезернистым карбонатом, редкими выделениями пироаурита. Порфировые выделения составляют в среднем 25,2% (табл. 1) и связаны обратной зависимостью с количеством автолитов. На глубине 240—270 м скважиной вскрыта автолитовая кимберлитовая брекчия, несколько отличная по составу от вышеописанной. Автолитовые образования имеют четкие округлые контуры, флюидальную текстуру и микролитовую структуру основной массы. Микролиты представлены флогопитом и карбонатом и располагаются параллельно контуру автолитов. Ядрами автолитов являются ксенолиты осадочных пород (10,1%) или псевдоморфозы по оливину (11,7%).

*Кимберлитовая брекчия II разновидности.* Содержит ксеногенный материал, аналогичный таковому в брекчии I разновидности. Наблюдается повышенное содержание осадочных ксенолитов в верхних горизонтах трубки и около крупных рифов и увеличение примерно с глубины 250 м доли метаморфических ксенолитов.

Эта разновидность по строению цемента также подразделяется на кимберлитовые брекчии с массивной и автолитовой текстурой. Кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента слагают небольшой протяженности участки и отдельные блоки среди автолитовой брекчии и наблюдаются только в верхней части трубы. Структура цемента порфировая. В порфировых выделениях отмечаются псевдоморфозы серпентина и карбоната по оливину, редко гранат. Форма псевдоморфоз по оливину чаще всего неправильная с угловато-сглаженными нечеткими очертаниями. Идиоморфные вкрапленники редки. Количество порфировых выделений в среднем составляет 24,0% (табл. 1), значительно ниже, чем в I разновидности. Это связано с уменьшением количества мелких, меньше 0,5 мм, псевдоморфоз по оливину, которые затушеваны в результате постмагматических изменений. Основная масса карбонат-серпентиновая с флогопитом, рудным минералом, перовскитом и апатитом. Карбонат в основной массе зернистый и микролитоподобный. Зернистый карбонат с размером индивидов от сотых долей до 0,2 мм часто образует микро-

Таблица I

состав кимберлитовых пород

Компоненты	Кимберлитовая брекчия			
	I разновидности		II разновидности	
	КБМ (среднее из 17)	КБА (среднее из 7)	КБМ (среднее из 4)	КБА (среднее из 17)
Ксенолиты	1,4	4,8	1,5	6,9
Желваки серпентина	-	-	-	-
Автолиты	-	17,8	-	18,9
Псевдоморфозы по оливину	50,0	25,2	24,0	31,1
Основная масса	48,6	-	74,5	-
карбонат+серпентин	45,0	-	68,8	-
флогопит	0,9	-	1,7	-
рудный минерал+перовскит	2,7	-	4,0	-
Связующая масса	-	52,2	-	43,1
карбонат+серпентин	-	45,7	-	42,5
флогопит	-	0,5	-	0,2
рудный минерал+перовскит	-	0,6	-	0,4

прожилки, гнезда. Содержание микролитов карбоната, по визуальной оценке, составляет первые проценты. Они имеют моно- и полизернистое строение и размеры 0,05—0,15 мм. Размеры таблиц флогопита 0,03—0,1 мм. Апатит наблюдается в виде идиоморфных кристаллов размером до 0,05, иногда 0,1 мм. Неизмененные зерна перовскита редки, чаще всего перовскит преобразован в лейкоксен (?). В целом кимберлитовые брекчии II разновидности с массивной текстурой цемента значительнее изменены вторичными процессами, чем брекчии I разновидности.

Автолитовые образования в КБА II разновидности составляют в среднем 18,9% (табл. 1). Содержание их в верхних

Гибридные породы					
Кимберлитовые породы из жилообразных тел			Контаминированные породы		
афировые (среднее из 2)	мелкообломоч- ные и мелко- порfir. (среднее из 5)	среднеобло- мочные (среднее из 3)	афировые (среднее из 3)	мелкообло- мочные (среднее из 5)	среднеобло- мочные (среднее из 5)
-	7,0	10,5	-	14,2	30,6
Ед.эн.	5,9	4,8	Ед.эн.	2,2	4,1
Ед.эн.	0,4	12,5	Ед.эн.	2,9	4,1
I,4	19,9	18,7	I,7	9,8	5,2
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
98,6	66,8	53,5	98,3	70,9	56,0
94,1	64,7	53,3	93,6	68,7	55,2
2,9	1,2	0,2	I,9	I,5	0,5
I,6	0,9	Ед.эн.	2,9	0,7	0,3

горизонтах трубки варьирует от 0,2 до 31,3% и увеличивается на глубине до 56,3%. Размеры автолитов изменяются от 0,2 мм до 20 см. Морфоструктурные особенности автолитов аналогичны описанным особенностям автолитов I разновидности.

Порфировые выделения в автолитах представлены псевдоморфозами по оливину и по составу идентичны описанным для КБМ. Форма псевдоморфоз по оливину от идиоморфной до округлой, размеры от 0,1 мм до 1,0 см. В верхних частях трубки (до 300 м) основная масса в автолитовых образованиях состоит из тонкозернистого карбонат-серпентинового агрегата с большим количеством субмикроскопических зерен рудного минерала и более редких зерен перовскита. Содержание фло-

Таблица 2

## Химический состав разновидностей кимберлитовых

Окислы	Кимберлитовая брекчия				
	I разновидности		II разновидности		Мелкооблом. и афировые кимберлит. породы из жилообразных тел (среднее из 8)
	КБМ (среднее из 10)	КБА (среднее из 6)	КБМ (среднее из 10)	КБА (среднее из 35)	
SiO <sub>2</sub>	29,06	28,24	29,50	32,18	23,87
TiO <sub>2</sub>	1,27	1,18	1,17	0,85	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	1,80	1,81	2,08	2,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,16	0,19	0,15	0,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	4,59	3,72	3,54	4,35
FeO	1,97	1,68	2,37	2,88	1,33
MnO	0,19	0,13	0,15	0,11	0,24
NiO	0,22	0,18	0,23	0,11	0,10
CoO	0,01	0,008	0,01	0,01	0,005
MgO	31,19	29,10	28,88	30,81	25,29
CaO	9,68	12,28	12,44	8,76	16,76
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,12	0,04	0,06	0,09
K <sub>2</sub> O	0,32	0,31	0,32	0,40	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,35	0,47	0,36	0,26
S <sub>общ</sub>	0,09	0,12	0,29	0,10	0,11
CO <sub>2</sub>	6,70	9,20	8,15	6,94	13,81
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,30	10,66	10,14	10,41	10,07
Сумма...	100,00	100,11	99,88	99,75	99,62
Ni/Co	25,4	21,20	21,4	22,6	20,0
Ni/V	13,3	10,7	10,6	11,2	4,6
Ba	0,034	0,045	—	0,038	0,0096
Sr	0,007	0,006	—	0,007	0,007

гопита в основной массе варьирует от единичных знаков до заметных количеств. Флогопит мелкий, размеры таблиц не более 0,05 мм. Встречаются единичные микролиты карбоната. В более глубоких частях трубки в составе основной массы автолитовых образований увеличивается содержание флогопита (до 7,2%) и микролитов карбоната.

## пород и измененных осадочных пород, %

Гибридные породы		Измененные осадочные породы в контуре трубки (среднее из 10)	Ксенолит серпентинизированной карбонатной породы	Терригенно-карбонатная порода за контуром трубки
Контаминированные кимберлит. породы	кальцитом (среднее из 28)	доломитом (среднее из 13)		
22,75	21,10	16,71	23,10	28,26
1,01	0,80	0,52	0,30	0,33
2,35	2,60	2,84	4,54	5,11
0,14	0,11	0,04	0,01	0,00
3,78	3,17	2,82	0,99	0,88
1,92	2,08	2,05	2,54	0,79
0,11	0,17	0,26	0,01	0,04
0,11	0,08	0,05	0,008	0,004
0,01	0,009	0,004	0,002	0,001
16,45	16,50	11,99	19,79	12,50
25,06	24,64	31,16	22,81	19,06
0,10	0,07	0,33	0,04	0,08
0,33	0,51	0,08	0,22	2,93
0,39	0,28	0,65	0,11	0,10
0,63	0,50	0,23	0,07	0,34
19,09	22,36	25,44	17,53	27,85
5,76	4,87	4,61	7,62	1,06
99,99	99,86	99,78	99,69	99,33
16,8	12,8	13,07	5,00	3,20
5,8	5,1	2,7	0,6	0,2
0,05	0,034	0,05	0,003	0,053
0,02	0,024	0,024	0,0042	0,080

Связующая автолиты масса имеет карбонат-серпентиновый состав. Карбонат присутствует в виде зерен разной размерности, рассеянных в серпентине, в виде тонких прожилков, а также крустификационных кайм вокруг автолитов, равных по ширине одному зерну (0,007—0,01 мм). Карбонат в связующей массе представлен в основном кальцитом, реже ромбическими

Таблица 3

Содержание минералов тяжелой фракции в разновидностях кимберлитовых пород, кг/т  
(по данным секционных керновых проб)

Минерал	Периферийные части трубы		Центральное столбообразное тело		Воронкообразное расширение	
	кг	%	кг	%	кг	%
Кимберлитовая брекчия I разн. (77 проб)			Кимберлитовая брекчия II разн. (94 пробы)		Гибридные породы и кимберлитовая брекчия II разн. (50 проб)	
Гранат						
лиловый	0,26	2,35	0,57	4,12	0,45	6,29
красный	0,19	1,72	0,46	3,33	0,38	5,31
оранжевый	0,20	1,80	1,08	7,81	0,39	5,46
коричневый	0,02	-	1,01	7,30	0,11	1,54
розовый	3н.	-	0,11	0,80	0,07	0,98
Сумма...	0,67	5,87	3,23	23,36	1,40	19,58
Ильменит	0,60	5,42	1,39	10,05	1,08	15,10
Хромшпинель	0,09	0,81	0,19	1,37	0,14	1,96
Сумма 3-х минералов	1,36	12,10	4,81	34,78	2,62	36,64
Магнетит	8,49	76,62	8,45	61,10	3,09	43,22
Сульфиды	1,23	11,10	0,57	4,12	1,44	20,14
Сумма 5-ти минералов	11,08	100,00	13,83	100,00	7,15	100,00

кристаллами доломита размером от 0,03 до 0,1 мм. С глубиной количество карбоната в связующей массе заметно уменьшается.

По химическому составу описываемые разновидности кимберлитовой брекчии (табл. 2) близки. Незначительные отличия наблюдаются по отношению  $MgO/SiO_2$ . Для брекчии I разновидности отношение  $MgO/SiO_2 \geq 1$ , для II разновидности  $\leq 1$ . В среднем для разновидностей отмечается преобладание  $MgO$  над  $CaO$  и  $H_2O^+$  над  $CO_2$ . Внутри каждой разновидности автолитовые кимберлитовые брекчии по сравнению с кимберлитовыми брекчиями с массивной текстурой содержат меньше

Сравнение содержаний минералов тяжелой фракции кимберлитовых пород по участкам трубы и разновидностям с помощью критерия Стьюдента

Минерал	Кимберлитовая брекчия I разновидности (69 проб)		Кимберлитовые из воронкообразного расширения (25 проб)		Кимберлитовая брекчия из центрального столбика тела (72 пробы)		$t$ расч.			
	X	$S^2$	X	$S^2$	X	$S^2$				
Гранат (вес)	0,59	0,14	3,24	1,99	14,66	1,10	0,57	3,14	2,06	8,97
лиловый	0,22	0,02	0,57	0,06	10,47	0,29	0,05	0,57	0,06	5,46
красный	0,17	0,01	0,45	0,13	5,24	0,35	0,04	0,42	0,14	1,16
оранжевый	0,19	0,02	1,08	0,61	0,58	0,34	0,17	1,06	0,62	5,78
розовый	3н.	-	0,12	0,006	-	0,025	0,004	0,12	0,006	6,43
коричневый	3н.	-	1,01	0,86	-	0,10	0,014	0,97	0,90	-
Ильменит	0,46	0,11	1,39	0,46	10,34	1,33	1,16	1,33	0,40	0,04
Хромшпинель	0,08	0,01	0,19	0,03	6,40	0,25	0,04	0,24	0,03	0,27
Магнетит	8,50	61,22	8,45	36,60	1,04	2,68	10,17	9,75	39,24	7,24
Сульфиды	1,26	4,58	0,58	0,81	3,41	1,08	1,15	0,34	0,39	3,25

X - среднее содержание, кг;  $S^2$  - дисперсия;  $t$  расч. - рассчитанное значение критерия Стьюдента;  
табл. - табличное значение критерия Стьюдента.

$TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ,  $NiO$ ,  $MnO$ , а также  $SiO_2$ ,  $MgO$  и  $H_2O^+$  в I разновидности и  $CaO$  и  $CO_2$  — во II разновидности.

В табл. 3 и 4 показаны содержания минералов тяжелой фракции, полученные по материалу изучения секционных керновых проб. В обеих разновидностях кимберлитовых брекчий преобладающим по содержанию минералом кимберрита является гранат, далее следуют ильменит и хромшпинелиды. Кимберлитовые брекчики I и II разновидности значительно различаются между собой по содержанию почти всех минералов тяжелой фракции и цветовым разностям гранатов, за исключением оранжевого граната и магнетита. Более богата тяжелой фракцией II разновидность. В статье К. Н. Никишова и др. в настоящем сборнике показано, что в кимберлитовой брекчии I разновидности (проба 110/41) в подавляющем большинстве содержатся гранаты ультраосновного парагенезиса, а в брекчии II разновидности (проба 93/41) значительную долю составляют гранаты из метаморфических пород (коричневый гранат — альмандин).

### ГИБРИДНЫЕ ПОРОДЫ

Среди гибридных пород, исходя из текстурно-структурных особенностей их, выделяются: а) афировые породы, б) мелкопорфировые и мелкообломочные кимберлитовые породы, в) среднеобломочные до грубообломочных кимберлитовые породы.

### Афировые породы

Характеризуются отсутствием четко выраженной брекчевой текстуры и порфировой структуры. Порфировые выделения единичны и представлены псевдоморфозами серпентина и карбоната округлой формы. В переменных количествах присутствуют таблички флогопита размером до 0,1 мм, редкие корродированные зерна граната величиной до 0,1 мм, апатита. В некоторых наблюдаются мелкие (до 1,0 мм) неправильной формы автолиты кимберлитового состава.

Связующая масса афировых пород состоит из карбоната и серпентина. Постоянно отмечаются магнетит и сульфидные минералы, а также наличие разрозненных гипидиоморфных зерен просвечивающего бурого минерала (перовскита?). Карбонат связующей массы представлен ксеноморфными зерна-

ми кальцита, реже идиоморфными кристаллами доломита. Серпентин равномерно пропитывает тонкозернистую карбонатную породу и составляет от 20,0 до 45,0 % ее объема. Представлен он, по данным электронно-микроскопического изучения, лизардитом. В ряде образцов в афировых породах, слагающих жилообразные тела, установлен пироаурит.

### Мелкопорфировые и мелкообломочные кимберлитовые породы

В данную разность выделены кимберлитовые породы, в которых размеры компонентов (ксенолиты осадочных пород и минералов-вкрашенников) не превышают 3—4 мм.

Содержание обломочного материала в разновидности варьирует от 1,0 до 27,4 %, а порфировых выделений (псевдоморфоз по оливину) — от 12,3 до 28,2 %, что позволяет выделить здесь две разности (мелкопорфировую и мелкообломочную) в зависимости от преобладания в породе ксенолитов или вкрашенников. Наблюдаются также разности с минимальным содержанием и тех и других, являющиеся переходными к афировым породам.

Среди ксенолитов осадочных пород присутствуют обломки органогенных известняков, тонкозернистых известняков, доломитов, обломки метаморфических пород и минералов из них, серпентиновые обломки, условно относимые авторами к желвакам. Форма серпентиновых обломков от округлой и линзообразной до угловатой, иногда с заливообразными очертаниями. Цвет желваков изменяется от грязно-желтого до синевато-зеленого. Серпентин в желваках представлен смесью лизардита и хризотила. Кроме серпентина, в верхних горизонтах трубки (в зоне выветривания) в желваках отмечается монтмориллонит. Все перечисленные компоненты содержатся в мелкообломочных породах в различных соотношениях.

Автолиты кимберлитового состава присутствуют в переменных количествах (табл. 1). Состоят они из тонкозернистой карбонатной или карбонат-серпентиновой основной массы, в которую включены псевдоморфозы серпентина и карбоната по оливину размером до 0,5 мм, таблички флогопита величиной 0,02—0,2 мм.

Мелкообломочные и мелкопорфировые породы постоянно содержат зерна граната, иногда в келифитовых оболочках. Связующим материалом в этих породах является серпентин, реже мелко-, среднезернистый кальцит. В связующем мате-

риале содержатся зерна рудных минералов и первовскита, а иногда и доломита.

### Среднеобломочные до грубообломочных кимберлитовые породы

Характеризуются по сравнению с гибридными мелкообломочными и мелкопорфировыми кимберлитовыми брекчиями более четко выраженной брекчевой текстурой. Размеры ксенолитов осадочных пород и автолитов кимберлитового состава достигают 10 см в поперечнике.

В целом состав аналогичен описанному для мелкообломочных кимберлитовых пород (табл. 1). Отличаются они лишь наличием в их составе сравнительно более крупных по размеру компонентов кимберлитовых пород, в том числе и минералов-вкрапленников, а также более частой встречаемостью зерен граната, несущих келифитовые каймы.

В одном случае встречен достоверный ксенолит базитового состава, значительно измененный вторичными процессами.

Проведенный минералогический анализ протолочных проб показал, что гибридные породы характеризуются значительными вариациями в содержании минералов тяжелой фракции (табл. 5). Как видно из таблицы, для обеих разновидностей

Таблица 5

Содержание минералов тяжелой фракции в гибридных породах по данным протолочных проб, %

Минерал	Кимберлитовые породы из жилообразных тел		Контаминированные кимберлитовые породы		
	афировые (среднее из 3)	мелкопорфировые и мелкообломочные (среднее из 5)	афировые (среднее из 6)	мелкопорфировые и мелкообломочные (среднее из 7)	среднеобломочные до грубообломочных (среднее из 4)
Гранат	0,049	0,055	0,002	0,046	0,179
Ильменит	0,009	0,050	0,003	0,022	0,133
Хромшпинель	0,009	0,004	0,0002	0,025	0,039
Магнетит	0,604	0,253	0,001	0,084	0,006
Сульфиды	0,162	0,187	0,176	0,247	0,241
Сумма...	0,833	0,549	0,182	0,424	0,598

кимберлитовых пород характерны сравнительно низкие содержания минералов тяжелой фракции кимберлита (гранат, ильменит, хромшпинелиды) при закономерном увеличении количества их от афировых к мелкообломочным и среднеобломочным разностям пород. Афировые породы из жилообразных тел содержат в среднем минералов тяжелой фракции кимберлита (0,062%) на порядок больше, чем контаминированные афировые породы (0,005%). Значительно больше в первых и магнетита.

### ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ПОРОД В ТРУБКЕ

Изучение геологических разрезов по керну скважин и горным выработкам показало, что переходы между кимберлитовыми брекчиями I и II разновидности представлены зоной смешения материалов, достигающей нескольких десятков метров. В верхней части воронкообразного расширения встречаются изометричные и угловатые обломки (до 1,2x1,5 м) кимберлитовой брекции I разновидности среди кимберлитовых пород II разновидности, что однозначно указывает на их возрастные взаимоотношения.

Гибридные породы установлены: 1) в жилообразных телах; 2) в кимберлитовых брекчиях в виде неясных полос или пятен, достигающих по площади первых десятков метров; 3) около рифов осадочных пород.

Жилообразные тела сгруппированы обычно в серии из 3—4 субпараллельных тел мощностью от долей метра до 1 м, отстоящих друг от друга на расстоянии первых метров. Тела довольно выдержаны по мощности. При строгом, обычно линейном трассировании их иногда наблюдается резкий перегиб без нарушения сплошности или «обтекание» крупных ксенолитов осадочной породы, включений ультраосновного состава, автолитов кимберлита. В нескольких случаях отмечен разрыв сплошности тела со смещением его составляющих на 1,5—2 м.

Контакт жилообразных тел с вмещающей их кимберлитовой брекчией как резкий прямолинейный, так и нерезкий, представляющий собой зону постепенного перехода.

Жилообразные тела характеризуются полосчатым строением, обусловленным чередованием афировых, мелкопорфировых и мелкообломочных разностей кимберлитовых пород. Полосы ориентированы субпараллельно друг другу и контактам тел. Мощность отдельных полос варьирует от долей

сантиметра до 20 см. Переходы между ними как резкие, так и постепенные.

Внутри жилообразного тела полосы с тонким чередованием афировых и мелкопорфировых пород нередко смяты в складки (ширина складки до 2 см, амплитуда 1 см) и разорваны со смещением до нескольких сантиметров. Эти дислоцированные породы раскалываются на тонкие пластинки, несущие нередко на поверхности зеркала скольжения.

Образец Ш-3 (рис. 2) иллюстрирует постепенный переход снизу вверх по трубке вмещающей среднеобломочной кимберлитовой брекчии с автолитовой текстурой цемента в гибридную мелкообломочную брекцию и в афировую кимберлитовую породу. Последняя резко по восстанию контактирует с вмещающей кимберлитовой брекчии, аналогичной той, что «подстилает» жилообразное тело. Мощность зон перехода между разностями пород исчисляется первыми сантиметрами.

Структура кимберлитовых пород постепенно снизу вверх изменяется от среднепорфировой к мелкопорфировой до афировой.

В том же направлении все более масштабно отмечается процесс карбонатизации псевдоморфоз серпентина по оливину, вплоть до их почти полного замещения (табл. 6, 7).

Четко проявляется падение содержаний большинства наиболее показательных элементов (кроме титана, щелочей, стронция и глинозема) и минералов тяжелой фракции кимберлита к афировой кимберлитовой породе (табл. 7, 8). Гранулы

Таблица 6

Количественно-минералогический состав кимберлитовых пород из жилообразных тел, % (рис. 2)\*

Проба	Псевдоморфозы по оливину	Серпентин-карбонат	Флогопит	Рудные минералы	Перовскит	Ксенолиты осадочных пород
1	0,38	94,51	2,98	2,13	-	-
2	2,34	93,64	2,84	1,18	-	Зн.
3	12,29	83,37	1,93	2,40	-	Зн.
4	13,31	82,14	2,51	2,04	-	Зн.
5	41,78	50,49	2,93	1,78	Р.зн.	2,62

\* Здесь и далее характеристику пород и места взятия проб смотри на соответствующих рисунках.

Таблица 7

Химический состав кимберлитовых пород из жилообразных тел, % (рис. 2)

Оксиды	П р о б а				
	I	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	18,98	19,21	23,20	27,82	28,26
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,92	1,03	1,05	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	2,52	1,69	1,36	1,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,22	0,32	0,55	0,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	3,00	5,02	5,62	6,39
FeO	1,07	1,09	1,17	0,86	0,61
MnO	0,34	0,22	0,28	0,36	0,23
NiO	0,042	0,046	0,112	0,19	0,22
CoO	0,0022	0,003	0,006	0,008	0,010
MgO	22,25	19,63	26,55	31,58	32,45
CaO	21,24	24,91	15,72	9,16	8,01
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,08	0,05	0,10	0,07
K <sub>2</sub> O	0,20	0,17	0,20	0,17	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,19	0,24	0,31	0,33
S общ	0,14	0,12	0,11	0,20	0,15
CO <sub>2</sub>	17,46	19,43	12,60	7,48	6,56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,94	8,15	11,74	13,03	14,03
Сумма..	99,80	99,91	100,04	99,85	100,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,49	1,07	1,27	1,13	-
Ba	0,008	0,01	0,0078	0,007	0,022
Sr	0,0063	0,0084	0,006	0,0045	0,003

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитики Д.А.Кулагина, В.В.Гамянина.



Рис. 2. Постепенный переход вмещающей автолитовой кимберлитовой брекции (5) в гибридную мелкобломочную кимберлитовую породу (4, 3, 2) в жилообразного тела. 1 — гибридная афировая кимберлитовая порода. Обр. III-3.

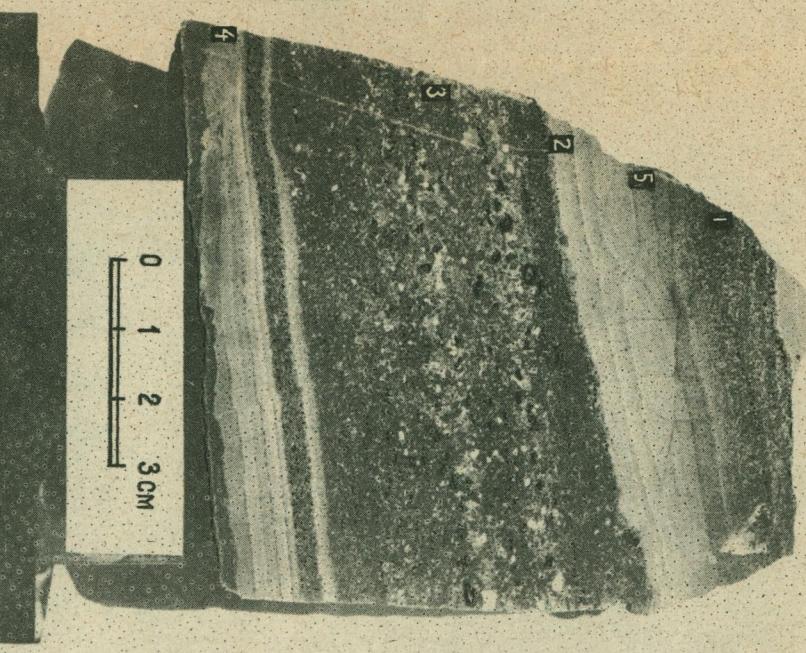


Рис. 3. Инъекции кимберлитового вещества в перидотитовую породу.  
1, 2, 4, 5 — контаминированная мелкотофрированная кимберлитовая порода; 3 — контаминированная мелкобломочная кимберлитовая порода. Обр. 93/260

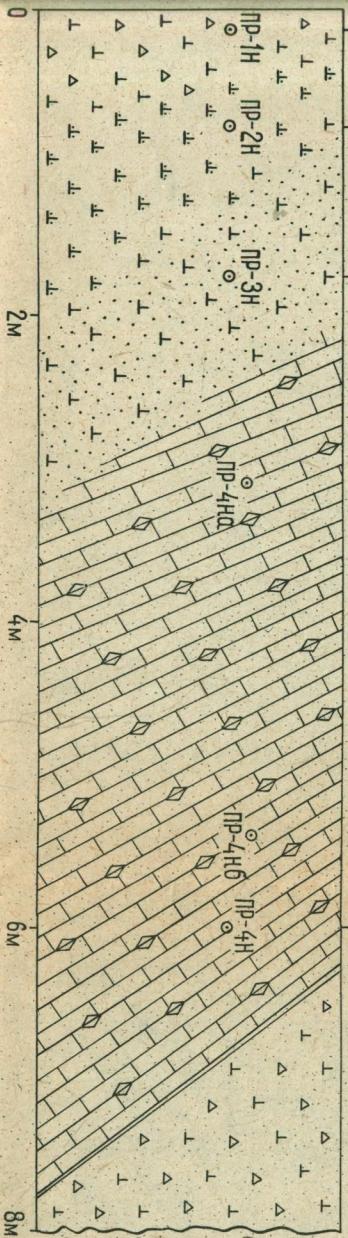


Рис. 7. Геологический разрез стенки штreta (фрагмент):

1 — среднеобломочная кимберлитовая брекция II разновидности; 2 — контаминированная мелкобломочная кимберлитовая порода; 3 — контаминированная афирировая кимберлитовая порода; 4 — измененный (серпентинизированный) известковистый доломит

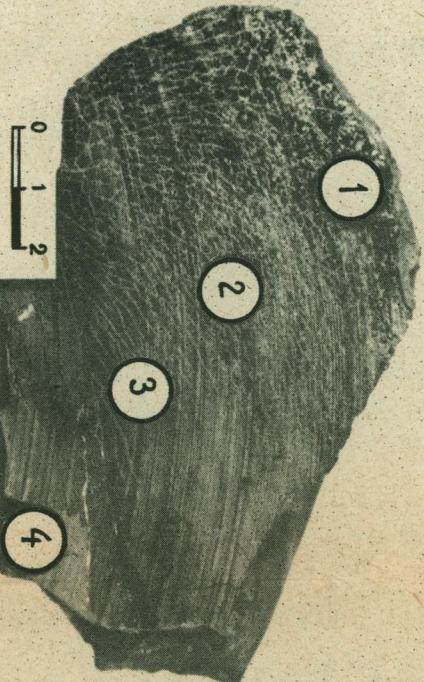


Рис. 9. Постепенный переход контаминированной афирировой кимберлитовой породы (3) в измененный (серпентинизированный) известковистый доломит (4):  
1, 2 — контаминированная мелкобломочная кимберлитовая порода. Обр. 185/69, 5

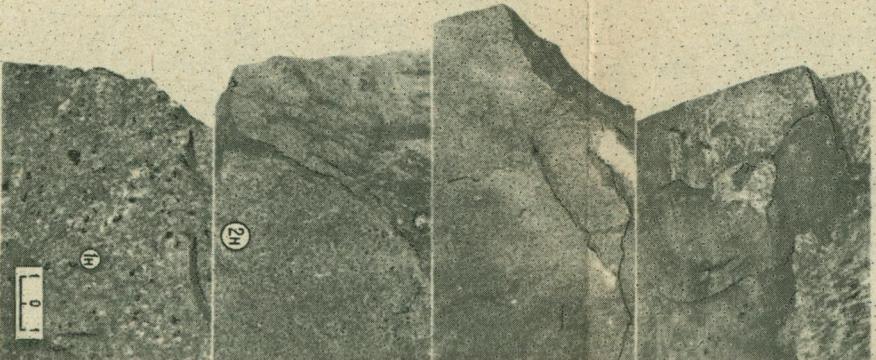


Рис. 8. Разновидности пелитового пелитоматического доломита:  
1н — среднеобломочная 1-я  
ностия; 2н — контаминирован-  
ная порода; 3н — контамини-  
рованная порода; 4н — измененный  
известковистый доломит

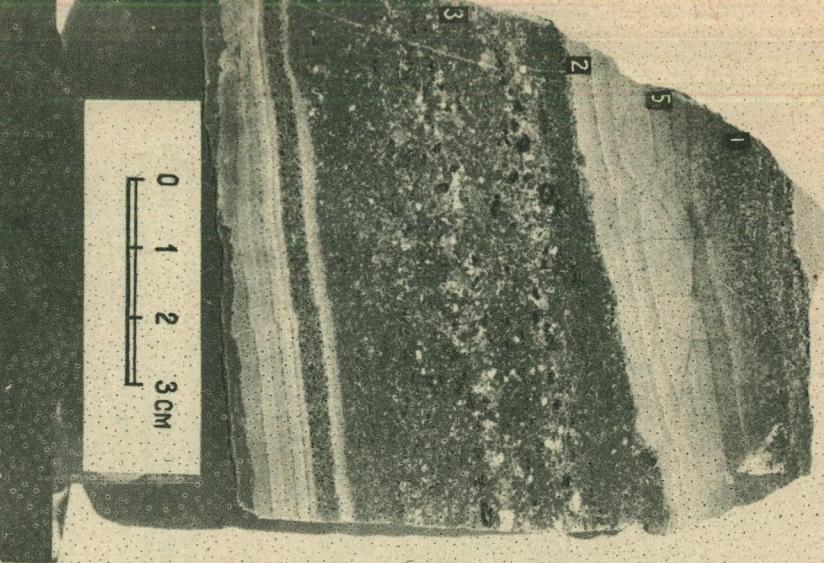


Рис. 4. Постойные инъекции (2) кимберлитового вещества в первичноосадочную пелитоморфную тонкослойстую породу (1).  
Обр. 188/74,5

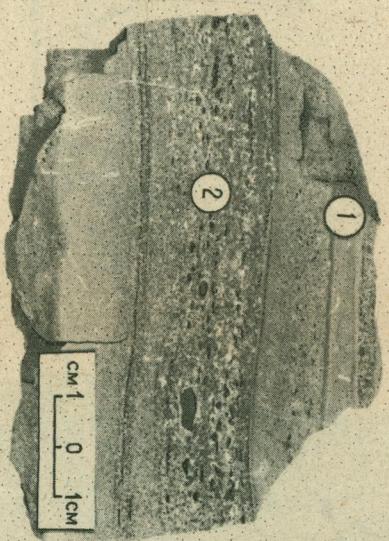


Рис. 5. Инъекции кимберлитового вещества в известняк с последующим смещением прожилков и проявлением гидротермальной серпентин-карбонатной минерализации:  
1, 2, 4 — контаминированные мелкообломочные (1, 2) до мелкогорифровых (4) кимберлитовые породы;  
3 — измененный (серпентинизированный) известняк. Обр. 101/83,8

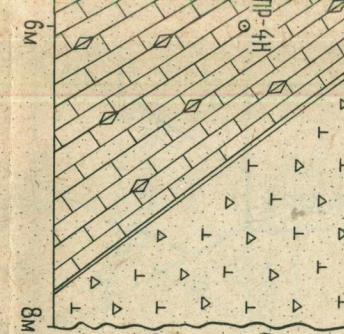
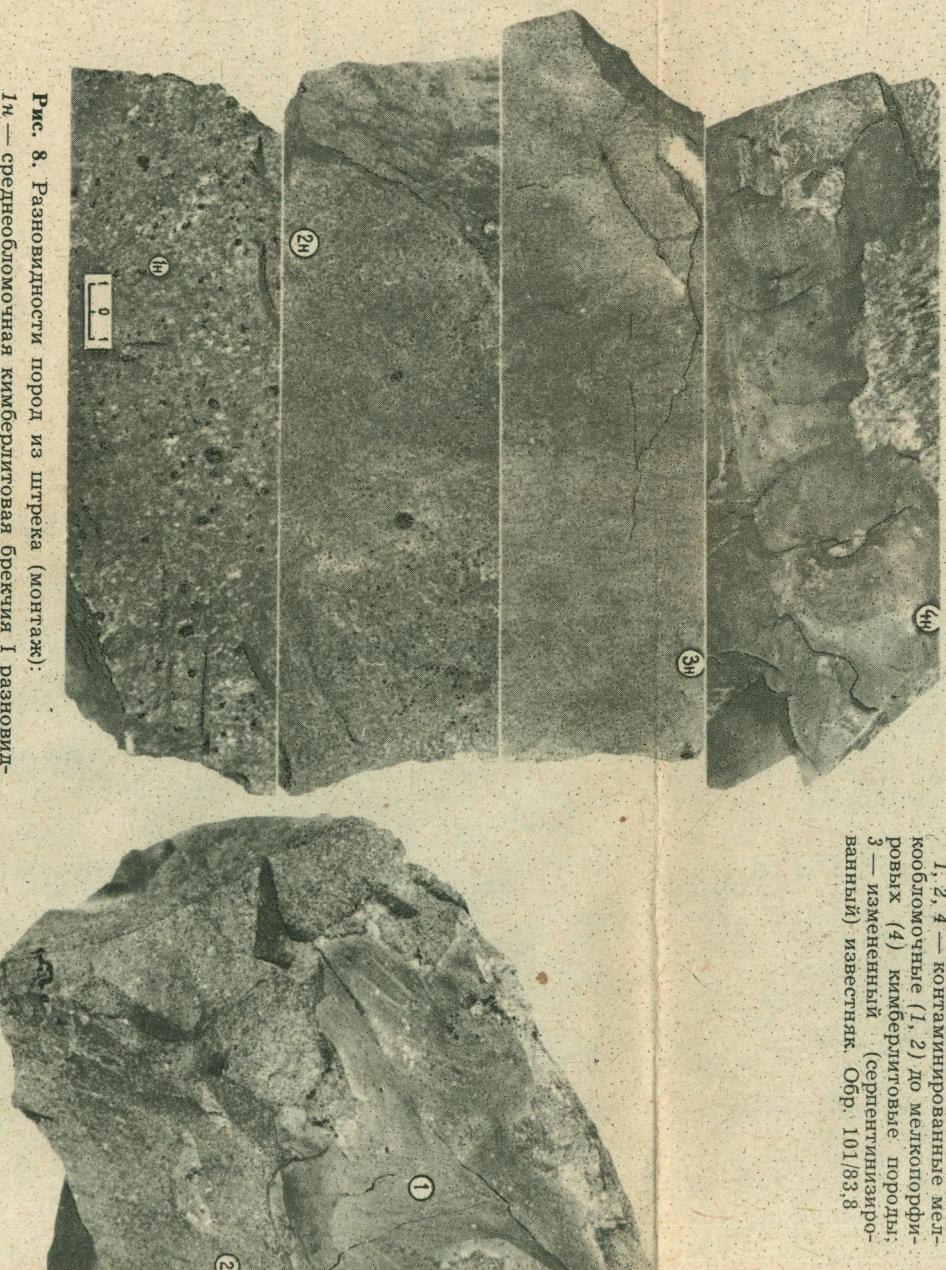


Рис. 3. Инъекции кимберлитового вещества в первичноосадочную породу:  
2, 4, 5 — контаминированная мелкогорифровая литовая порода; 3 — контаминированная мелкообломочная кимберлитовая порода. Обр. 93/260



литовая

Рис. 8. Разновидности пород из штрека (монтаж):

1н — среднеобломочная кимберлитовая брекчия I разновидности; 2н — контаминированная мелкообломочная кимберлитовая порода; 3н — контаминированная афировая кимберлитовая порода; 4н — измененный (серпентинизированный) известняк

Рис. 10. Корродированные реликты карбонатной породы (1), скементированы

(2). Обр. III-361,2

см 1 0 1 см

инъекции (2) кимберлитовую  
первичноосадочную  
истину породу (1).

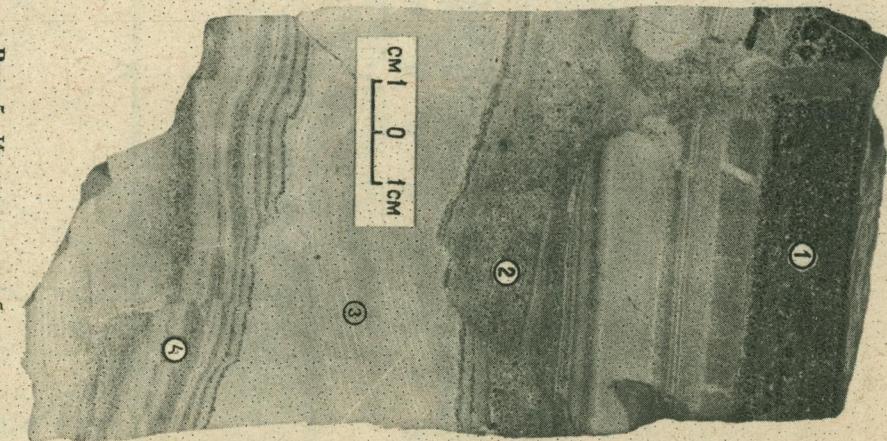


Рис. 5. Инъекции кимберлитового вещества в известняк с последующим смешением прожилков и проявлением гидротермальной серпентин-карбонатной минерализации:

1, 2, 4 — контаминированные мелкообломочные (1, 2) до мелкопорфировых (4) кимберлититовые породы;

3 — измененный (серпентинизированный) известняк. Обр. 101/83, 8

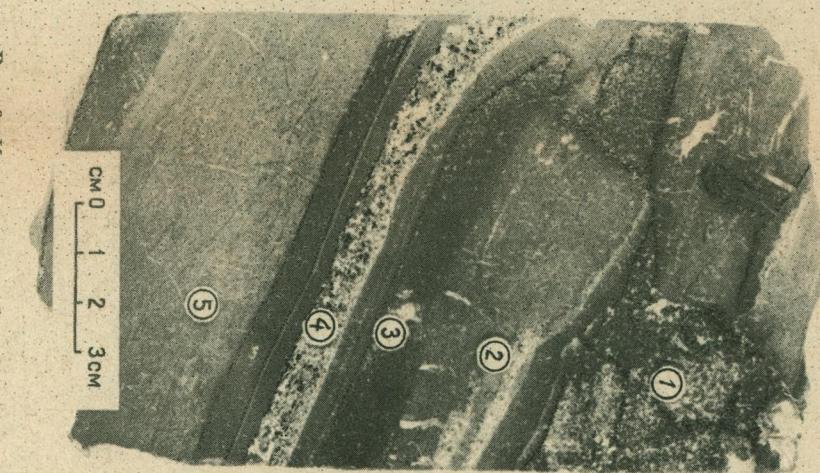


Рис. 6. Инъекции кимберлитового вещества в первичноосадочную карбонатную породу. Наблюдается разрыв со смешением прослоя (2) карбонатной породы:

1, 4 — контаминированная мелкообломочная кимберлититовая порода;

3 — мелкопорфировая кимберлититовая порода; 2, 5 — измененная (серпентинизированная) осадочная порода. Обр. 132/208

см 1 0 1 см

6 — вмещаю-  
щая (а — резкий,  
брюлитовых по-

41 · 42 · 43 ·

10 — поле  
12 — поле  
тому; 14 —  
т из жило-

твовые по-  
10 — поле  
12 — поле  
тому; 14 —  
т из жило-

(монтаж):

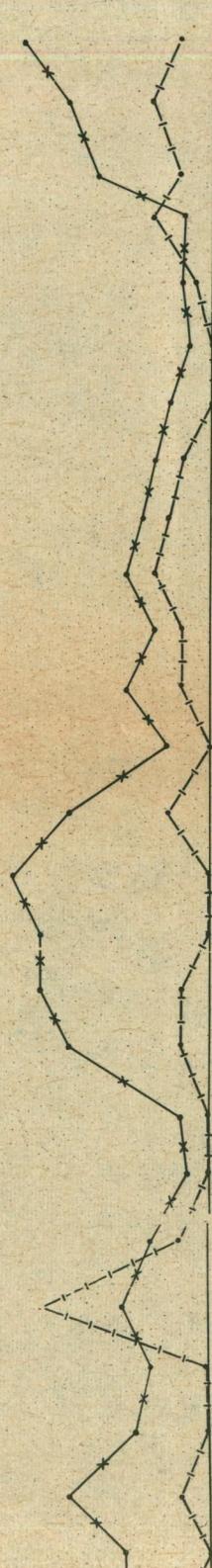
очная кимберлито-  
ванная кимберлито-  
ванная известко-  
вый (монтаж):

3н

4н

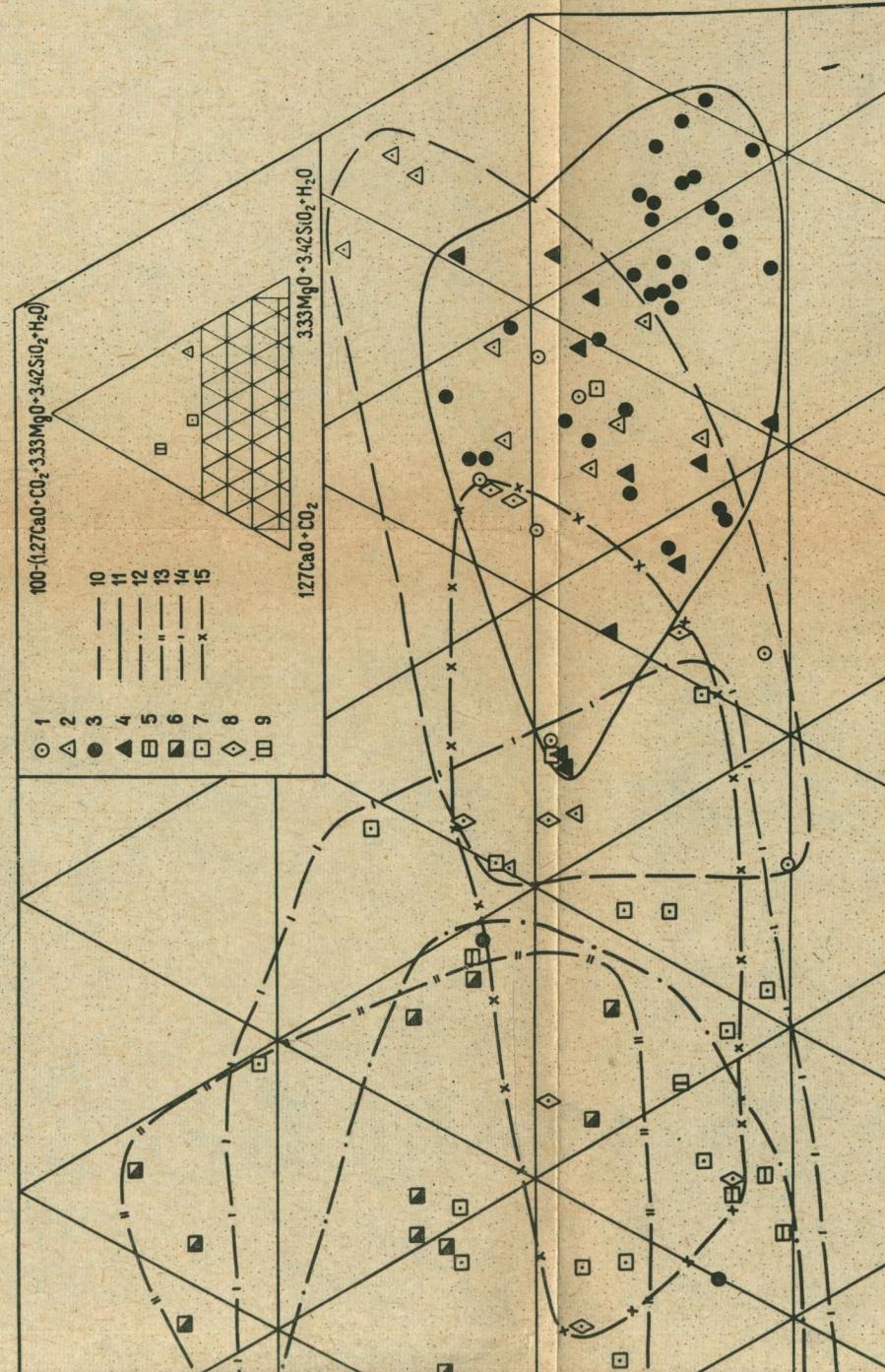


Рис. 10. Корродированные реликты измененной (серпентинизированной) осадочной карбонатной породы (1), скементированные мелкообломочной кимберлитовой породой (2). Обр. III-361, 2



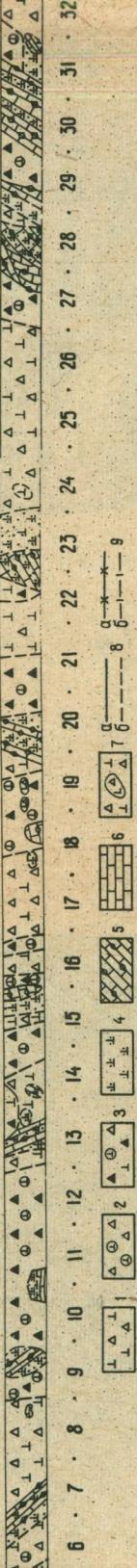
обломочные до афировых кимберлитовые породы; 5 — блоки перемятых осадочных пород; 6 — вмещающие осадочные породы; 7 — ксеноноды из кимберлитовой брекции I разновидности; 8 — контакты (а — резкий, б — постепенный); 9 — кривые содержания (а — контаминированных мелкообломочных кимберлитовых пород, б — ксенолитов осадочных пород)

обломочная автоморфная кимберлитовая порода; 5 — ксеноноды из кимберлитовых брекций I разновидности; 6 — контакты с массивной идиоморфной кимберлитовой породой; 7 — контакты с кальцитом; 8 — контакты с доломитом; 9 — контакты с гипсом



$O_2$  — серпентин  
— контакты с массивной идиоморфной кимберлитовой породой; 4 — контакты с кальцитом; 5 — контакты с гипсом

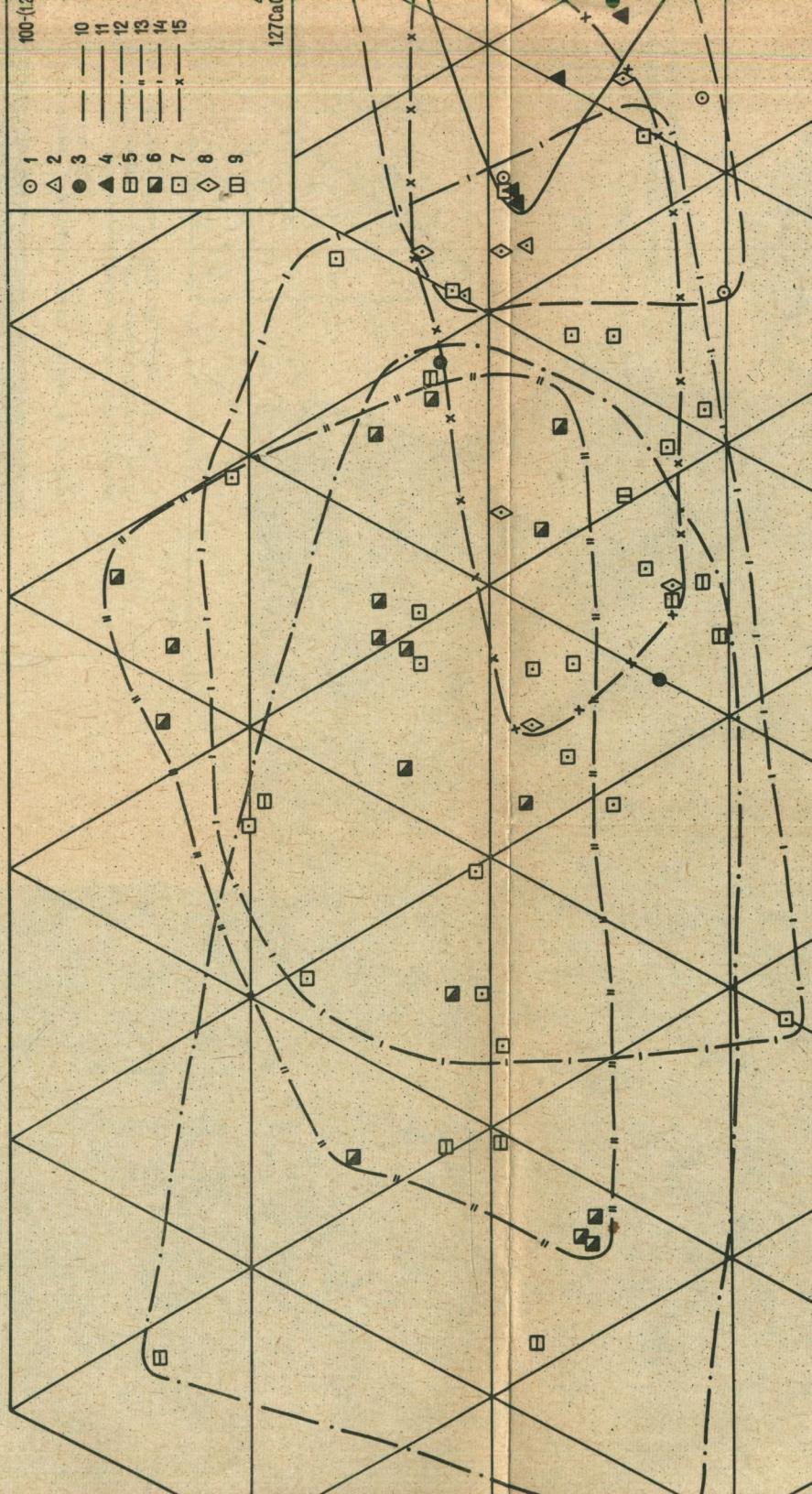
обломочные до афировых кимберлитовые породы; 6 — вмещающие осадочные породы; 7 — контакты с кальцитом; 8 — кимберлитовые породы с доломитом; 9 — контакты с гипсом; 10 — контакты с кальцитом; 11 — контакты с доломитом; 12 — контакты с гипсом; 13 — контакты с кальцитом; 14 — контакты с доломитом; 15 — контакты с гипсом



разрез стекни штрака:

1 — очная массивная кимберлитовая брекчия II разновидности; 2 — среднеобломочная автомобильная брекчия II разновидности; 3 — среднеобломочная до грубообломочной кимберлитовая брекчия II разновидности; 4 — контаминированный материал; 5 — осадочные породы с повышенным содержанием ксенонитом; 6 — ксенолиты в осадочных породах.

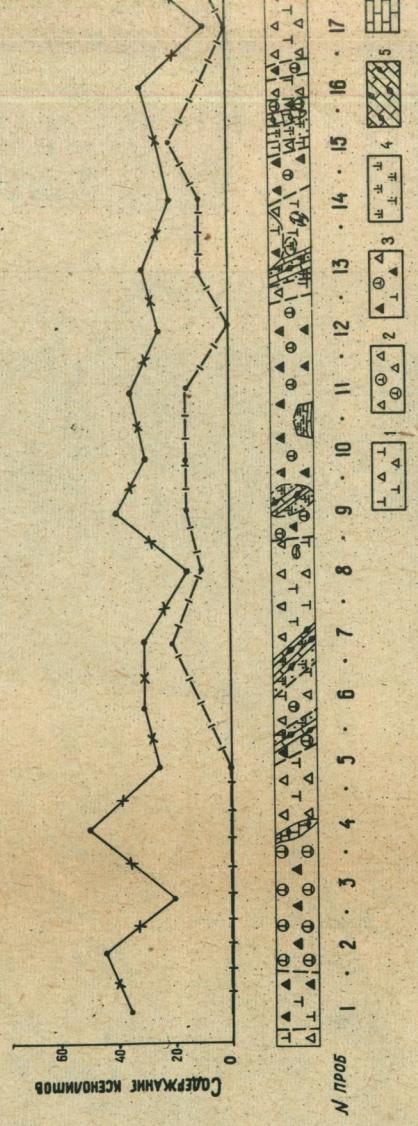
кообломочные до афировых кимберлитовые породы; 7 — ксенолиты кимберлитов (а — кимберлиты, б — постепенный); 9 — криевые содержаний (а — кимберлиты, б — ксенолиты осадочных пород).



6 — контаминированные кимберлитовые породы с дикимберлитом; 8 — кимберлитовые породы из жизни кимберлитовых брекчий I разновидности; 11 — поле измененных осадочных пород; 13 — поле контаминированных кимберлитовых пород с образными телами пересечения химических анализов на кальцит ( $CaO + CO_2 + H_2O$ ) — серпентин ( $Ca_2 + H_2O$ ) — остаток (100 — кальцит + серпентин): 2 — кимберлитовые брекчии I разновидности; 3 — кимберлитовые брекчии II разновидности; 4 — кимберлитовые брекчии II разновидности; 5 — измененные осадочные породы;

6 — кимберлитовые породы с дикимберлитом; 8 — кимберлитовые породы из жизни кимберлитовых брекчий I разновидности; 11 — поле измененных осадочных пород; 13 — поле контаминированных кимберлитовых пород с образными телами пересечения химических анализов на кальцит ( $CaO + CO_2 + H_2O$ ) — серпентин ( $Ca_2 + H_2O$ ) — остаток (100 — кальцит + серпентин): 2 — кимберлитовые брекчии I разновидности; 3 — кимберлитовые брекчии II разновидности; 4 — кимберлитовые брекчии II разновидности; 5 — измененные осадочные породы;

6 — кимберлитовые породы с дикимберлитом; 8 — кимберлитовые породы из жизни кимберлитовых брекчий I разновидности; 11 — поле измененных осадочных пород; 13 — поле контаминированных кимберлитовых пород с образными телами пересечения химических анализов на кальцит ( $CaO + CO_2 + H_2O$ ) — серпентин ( $Ca_2 + H_2O$ ) — остаток (100 — кальцит + серпентин): 2 — кимберлитовые брекчии I разновидности; 3 — кимберлитовые брекчии II разновидности; 4 — кимберлитовые брекчии II разновидности; 5 — измененные осадочные породы;



Постепенный переход брекчии (5) в гибкую породу (4, 3, 2) жилос бериллитовая порода.

Рис. 11. Геологический разрез стенки штreta:  
1 — среднеобломочная кимберлитовая брекчия II разновидности; 2 —  
литовая кимберлитовая брекчия II разновидности; 3 — среднеобломочная до грубооб-  
ломочная кимберлитовая брекчия II разновидности с повышенным содержанием ксенонового материала; 4 — кимberлитовая брекчия II разновидности; 5 — изменен-

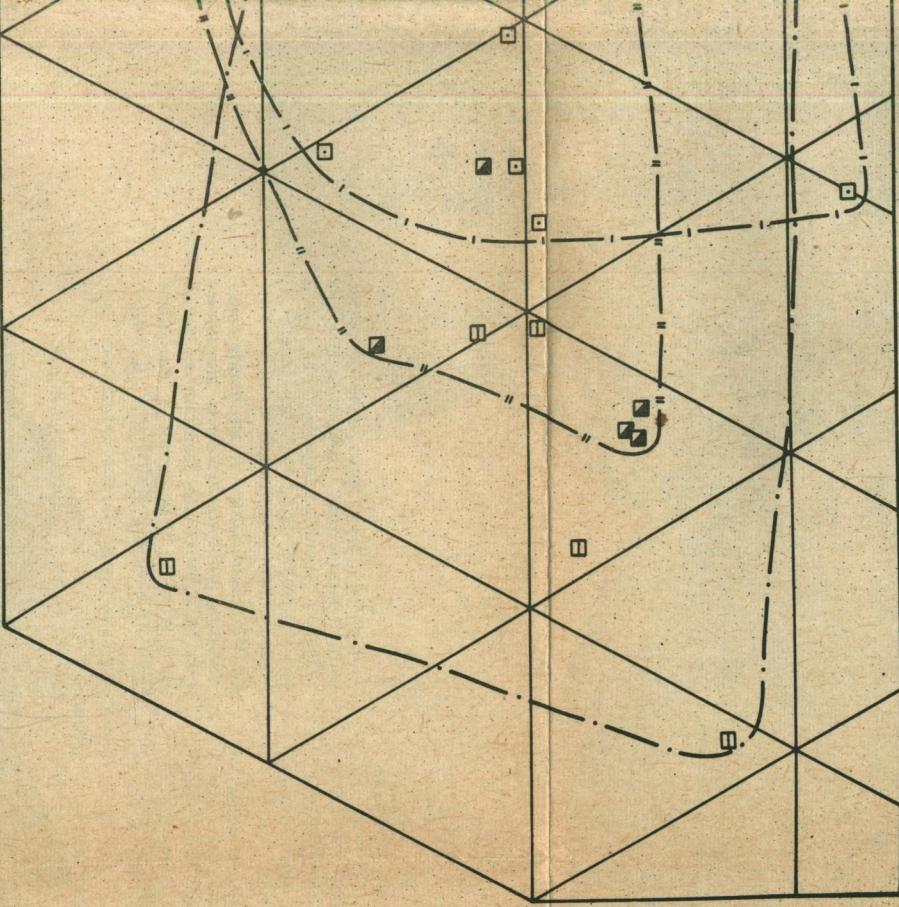


Рис. 12. Диаграмма пересчета химических анализов на кальцит (1,27 % (3,33 MgO + 3,42 SiO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O) — остаток (100 — кальцит + серпентин):  
1 — автолитовые кимберлитовые брекчии I разновидности; 2 — кимберлитовые  
текстурой цемента I разновидности; 3 — автолитовые кимберлитовые брекчии II раз-  
бериллитовые брекчии II разновидности; 5 — изменен-

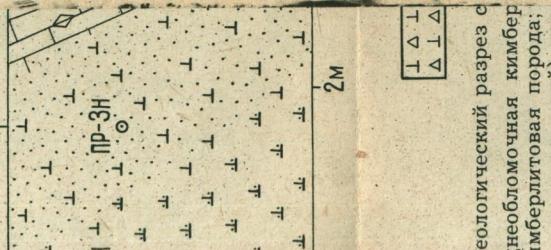


Рис. 9. ]  
кимберлит  
ный) извест-

Таблица 8

Содержание минералов тяжелой фракции  
в кимберлитовых породах из жилообраз-  
ных тел, % (рис. 2).

Минерал	Проба			
	I	2	3	5
	Масса, г			
Гранат	280,0	360,0	240,0	300,0
Ильменит	0,0094	0,0117	0,021	0,375
Хромшипинель	0,0018	0,0008	0,002	0,034
Магнетит	0,0002	0,0002	0,001	0,007
Сульфиды	0,0008	0,0004	0,003	0,023
Всего...	0,0184	0,0138	0,033	0,507

Лометрический состав минералов тяжелой фракции изменяется в сторону уменьшения их крупности (табл. 9) в том же направлении.

Наличие в составе афировых пород обломков-реликтов среднеобломочных кимберлитовых брекчий приводит к увеличению в них содержаний минералов тяжелой фракции кимберлита (0,09%, обр. III-1).

Взаимоотношение и пространственное положение интрудировавшего кимберлитового вещества и осадочной породы в воронкообразном расширении очень различны. Наблюдаются

Таблица 9

Гранулометрический состав нерастворимого остатка кимберлитовых пород из жилообразных тел, % (рис. 2)

Класс крупности, мм	Проба			
	I	2	3	5
+I	-	-	-	12,20
-I+0,5	-	3,77	-	24,70
-0,5+0,25	44,83	9,43	21,21	35,81
-0,25+0,1	32,76	58,49	33,33	18,93
-0,1	22,41	28,31	45,46	8,36

как четкие инъекционные прожилки с резкими контактами, так и тонкие импреняции с постепенными переходами от слабо измененных прослоев и реликтов осадочных пород к кимберлитовым породам. Отмечается прямая связь текстуры породы с мощностью инъекционного прожилка: чем мощнее прожилок, тем более грубообломочная порода выполняет его, тем больше она содержит ксенолитов вмещающих пород.

Все разнообразие взаимоотношений кимберлитового материала и осадочных пород целесообразно и наиболее удобно рассмотреть на конкретных примерах.

Гибридные кимберлитовые породы, сохраняющие в своем составе элементы усвоенных ими осадочных пород, будут называться ниже контаминированными кимберлитовыми породами\*.

Образец 93/260 (рис. 3) иллюстрирует случай инъекции кимберлитового вещества в доломитовую осадочную породу. Наблюдаются довольно постепенные переходы от слабо измененного доломита к четкому прожилку, выполненному контаминированной мелкообломочной кимберлитовой породой, содержащей как привнесенные ксенолиты осадочных пород, так и ксенолиты вмещающего доломита. Отмечены явления осветления, слабой перекристаллизации осадочных пород в эндоконтакте, в зоне шириной 0,5 см. В инъекционном прожилке наблюдается субпараллельная ориентировка компонентов породы вдоль контактов прожилка с уменьшением размерности к зальбандам.

Все разности пород, в том числе и из инъекционного прожилка, имеют одну общую характерную особенность — в них содержится доломит от 15 до 35% (табл. 10). Поскольку для «нормальных» кимберлитовых брекчий доломит не характерен, то в данном случае он выступает диагностическим признаком контаминированных кимберлитовых пород.

Резкие колебания содержаний элементов кимберлита от пробы к пробе обусловлены разным количеством сохранившегося в них первичноосадочного доломита.

Наименьшее количество материала осадочных пород содержит зона 3, она характеризуется минимальной общей карбонатностью (38,5%) и наибольшим содержанием кремнезема (около 28,0%; табл. 10). Зона 1 содержит несколько больше, чем вышеописанная зона, материала осадочных пород и меньше кимберлитового, в нем выше общая карбонатность при заметном падении содержания кремнезема. Наиболее «осадоч-

\* Под контаминацией подразумевается в первую очередь механическое загрязнение кимберлита компонентами осадочной породы.

ной» является зона 4, здесь общая карбонатность достигает 65,5%, а количество  $\text{SiO}_2$  уменьшается до 15%.

В слоистых осадочных породах кимберлитовый материал располагается обычно согласно этим слоям (рис. 4). В других же случаях «слоистость» может образовываться в результате

Таблица 10

Химический состав разновидностей пород  
из образца 93/260, % (рис.3)

Окислы	П р о б а				
	I	2	3	4	5
$\text{SiO}_2$	21,16	16,66	27,82	15,13	19,50
$\text{TiO}_2$	1,22	0,55	0,80	0,47	0,91
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2,43	2,50	1,68	1,97	2,36
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,19	0,06	0,19	0,05	0,13
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,48	3,35	3,70	2,40	3,01
$\text{FeO}$	2,65	2,23	2,92	2,94	2,93
$\text{MnO}$	0,20	0,16	0,34	0,29	0,20
$\text{NiO}$	0,089	0,074	0,14	0,106	0,08
$\text{CoO}$	0,012	0,011	0,008	0,008	0,007
$\text{MgO}$	21,39	20,25	19,74	12,53	19,39
$\text{CaO}$	17,98	21,22	17,75	30,33	21,34
$\text{Na}_2\text{O}$	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06
$\text{K}_2\text{O}$	0,50	0,28	0,24	0,20	0,36
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,42	0,28	0,20	0,34	0,34
$\text{S}_{\text{общ}}$	0,15	0,17	Не обн.	0,11	0,20
$\text{CO}_2$	21,44	22,48	17,53	29,42	23,97
$\text{H}_2\text{O}^+$	5,59	3,67	7,29	3,14	4,81
П.п.п.	0,71	5,84	-	-	-
Сумма...	99,68	99,84	100,41	99,50	99,60
$\text{H}_2\text{O}^-$	2,65	3,38	1,94	2,83	2,54
Содержание карбонатов					
Доломит	34,5	26,8	17,2	15,0	33,0
Кальцит	11,5	22,0	21,3	50,5	18,7

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик Д.А.Кулагина.

Таблица II.  
Химический состав разновидностей пород.  
из образца 101/83,8, % (рис.5)

Окислы	П р о б а		
	I	2	3
$\text{SiO}_2$	22,72	24,99	8,48
$\text{TiO}_2$	1,02	1,15	0,29
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2,27	2,03	1,37
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,12	0,15	0,01
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	7,13	4,48	1,08
$\text{FeO}$	3,55	2,71	1,48
$\text{MnO}$	0,06	0,07	0,20
$\text{NiO}$	0,16	0,15	0,03
$\text{CoO}$	0,009	0,010	0,004
$\text{MgO}$	11,31	16,20	3,92
$\text{CaO}$	25,38	23,34	43,89
$\text{Na}_2\text{O}$	0,18	0,15	0,20
$\text{K}_2\text{O}$	0,25	0,26	0,20
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,40	0,66	0,65
$\text{SO}_3$	0,53	0,13	Не обн.
F	0,13	0,10	0,09
$\text{CO}_2$	20,02	17,39	34,64
$\text{H}_2\text{O}^+$	5,28	6,30	2,85
Сумма...	100,52	100,27	99,38
$\text{H}_2\text{O}^-$	1,04	1,02	1,01
Кальцит	45,4	39,6	78,5
Серпентин	32,0	42,0	12,0

Примечание. Анализы выполнены в ЦАЛ ЦКТЭ ЯПУ,  
аналитик С.В.Большеворская.

инъекции кимберлитового материала в осадочные породы по поверхности отдельности или скальвания.

Образец 101/83,8 (рис. 5) характеризует пример инъекции кимберлитового материала в известняки. В протолочной пробе из наименее измененного участка известняка (зона 3) отсутствуют минералы тяжелой фракции кимберлита. Химический состав пород из данного образца своеобразен (табл. 11). Ким-

берлитовые породы из инъекционных прожилков (зоны 1 и 2) отличаются не только высокой общей карбонатностью (содержание кальцита 45,4 и 39,6% соответственно) в сравнении с нормальными кимберлитовыми брекчиями, но и повышенным содержанием серпентина (соответственно 32 и 42%). Известняк же в реликтовом участке в свою очередь заметно серпентинизирован (содержание серпентина в нем 12%). При этом во всех трех зонах карбонат представлен только кальцитом. Из данных этой же таблицы видно, что содержание показательных кимберлитовых элементов  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$  значительно выше в зонах 1 и 2.

На рис. 5 и 6 видно, что породы при образовании инъекционных прожилков и позднее испытывали тектонические напряжения, при этом разрыву и смещению подвергались как инъекционные прожилки (рис. 5), так и слои осадочной породы (рис. 6). В последнем случае участки, занимавшиеся ранее осадочной породой, выполнены контаминированной мелкообломочной кимберлитовой породой.

Наряду с инъекционными взаимоотношениями кимберлитовых и осадочных пород, описанными выше и характеризующимися довольно резкими контактами между выделяемыми разностями, часто наблюдаются совершенно постепенные переходы (рис. 7) от среднеобломочной кимберлитовой брекчии (Iн) к мелкообломочной (2н) и афировой (Зн) кимберлитовым породам, а затем также постепенно к измененным осадочным породам (рис. 8).

Разности кимберлитовых пород располагаются полосами, имеющими планпараллельную ориентировку с прослойками и плоскостями отдельности осадочных пород. Зона перехода одной разновидности кимберлитовой породы в другую составляет первые десятки сантиметров. Макроскопически отмечается очень равномерное распределение всех составляющих в кимберлитовых породах.

С противоположной стороны от блока осадочной породы (рис. 7) не удается наблюдать истинных взаимоотношений пород, так как контакт осадочной и кимберлитовой породы тектонический. Блок осадочной породы резко, через зонку притирания мощностью 1—2 см контактирует со среднеобломочной кимберлитовой брекчией II разновидности.

Очень характерной и специфической рисуется картина содержания и распределения минералов кимберлита и химического состава пород в описанном разрезе.

Количество псевдоморфоз по оливину, вынесенных ксенолитами осадочных пород, минералов тяжелой фракции кимберлитов

литы и их размерность падают от «нормальных» среднеобломочных кимберлитовых брекций к контаминированной афировой кимберлитовой породе (табл. 12, 13, 14). Содержание

Таблица 12

Количественно-минералогический состав кимберлитовых пород из штрека, % (рис. 7, 8)

Проба	Автолиты	Связующая масса	Ксенолиты	Желваки серпентина	Псевдоморфозы по оливину	Флогопит	Магнетит
Iн	20,20	42,35	13,70	3,10	20,23	0,40	Р.зн.
2н	-	74,10	3,60	II,20	9,00	2,10	Р.зн.
Зн	7,20	77,80	3,40	-	6,90	2,40	2,30

Таблица 13

Содержание минералов тяжелой фракции в кимберлитовых породах штрека, кг/т (рис. 7, 8)

Минерал	П р о б а			
	Iн	2н	Зн	4н
	М а с с а, кг			
	I36,0	II7,0	I21,0	58,0

Гранат				
лиловый	0,38	0,43	0,015	0,014
красный	0,28	0,23	0,005	0,008
оранжевый	0,31	0,31	0,01	0,013
коричневый	0,19	0,20	0,002	0,005
розовый	Зн.	Зн.	Р.зн.	Р.зн.
Сумма...	I,16	I,17	0,03	0,04
Ильменит	1,73	0,46	0,04	0,05
Хромшипель	0,65	I,29	0,01	0,01
Сумма 3-х минералов	3,54	2,92	0,08	0,10
Магнетит	4,01	5,83	0,30	0,13
Сульфиды	2,72	4,46	0,90	0,21
Сумма 5-ти минералов	10,27	I3,21	I,28	0,44

Таблица 15

Химический состав разностей пород из штреека, % (рис.7)

Оксиды	Проба				
	1н	2н	3н	4на	4нб
SiO <sub>2</sub>	28,74	29,31	29,05	21,59	22,45
TiO <sub>2</sub>	0,89	1,26	2,08	0,94	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	1,91	3,04	3,02	4,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,15	0,18	0,09	0,046
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	3,79	4,37	1,69	2,29
FeO	2,45	1,91	2,06	2,25	2,71
MnO	0,11	0,17	0,17	0,19	0,20
NiO	0,15	0,13	0,091	0,039	0,046
CoO	0,0069	0,069	0,0047	0,0023	0,0023
MgO	22,47	23,56	21,05	14,03	19,96
CaO	17,76	16,89	17,46	28,34	17,54
Na <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	0,03	0,04	0,01
K <sub>2</sub> O	0,25	0,35	0,60	0,62	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,34	0,45	0,37	0,46
S общ	0,24	0,10	0,24	0,42	0,15
CO <sub>2</sub>	12,93	11,43	10,89	21,57	22,45
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,67	8,32	7,88	4,47	6,05
Сумма...	99,79	99,69	99,64	99,67	100,33
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,86	1,34	1,80	0,42	0,74
Ba	0,043	0,06	0,10	0,088	0,18
Sr	0,018	0,016	0,027	0,045	0,059

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик О.Н.Попова.

метной серпентинизацией. Усложняет интерпретацию процессов преобразования данной породы ее пребывание в зоне древнего гипергенеза, выразившееся в формировании монтмориллонита за счет магнезиальных силикатов пород. Помимо перечисленных в табл. 18 минералов, в кимберлитовых породах содержатся все минералы тяжелой фракции кимберлита, но общее содержание их не превышает 0,02—0,03%.

Наряду с вышеописанными взаимоотношениями кимберлитовых брекчий и осадочных пород (инъекции и постепенный

Таблица 14  
Гранулометрический состав нерастворимого остатка  
кимберлитовых пород, %

Класс крупности, мм	Проба			
	1н	2н	3н	4н
+1	46,0	—	—	—
-1+0,5	43,0	35,0	—	—
-0,5	11,0	65,0	100,0	100,0

минералов тяжелой фракции кимберлита в последних ниже более чем на порядок и соответствует количеству их в сравнительно слабо измененных осадочных породах. Наличие минералов тяжелой фракции в последних лишний раз показывает глубину проработки первичноосадочных пород и сложность разделения их по степени изменения. В то же время отмечается довольно резкое увеличение к афировым кимберлитовым породам содержаний титана и в меньшей степени хрома, а также глинозема, щелочей, бария и стронция (табл. 15).

Характерно, что применительно к глинозему, щелочам, стронцию и барнию эта тенденция распространяется и на слабо измененные осадочные породы.

Особенности в изменении содержания глинозема объясняются довольно просто и связаны с изменением количества реликтов осадочной породы, содержащей в своем составе и глинистый материал. Пересчет химических составов пород на минералы показал, что глинистой составляющей больше там, где выше содержание неизмененных осадочных пород и характерных компонентов их — доломита и монтмориллонита (табл. 16). Интересен и необычен факт увеличения содержания слюды в направлении измененных осадочных пород. Заслуживает внимания и факт высокого содержания в контаминированных породах серпентина, иногда даже более высокого, чем в обычной кимберлитовой брекчии. Высоко также содержание серпентина в измененной осадочной породе.

Еще одной иллюстрацией постепенного перехода мелкообломочной кимберлитовой породы в афировую и в серпентинизированный известковистый доломит является образец 185/69,5 (рис. 9). Химические составы разностей пород образца и результаты их пересчета (табл. 17, 18) показывают, что кимберлитовые породы здесь характеризуются очень высокой общей карбонатностью (67—69%), а осадочные породы — за-

Таблица 17

Химический состав разновидностей пород из  
образца 185/69,5, % (рис.9)

Оксиды	П р о б а			
	I	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	II,89	12,69	12,88	17,89
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,76	0,68	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	I,70	1,54	1,88	2,91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,082	0,052	0,021
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,78	5,98	5,87	6,66
FeO	0,40	0,37	0,38	0,36
MnO	0,12	0,15	0,25	0,47
NiO	0,045	0,058	0,040	0,038
CoO	0,003	0,0038	0,0033	0,042
MgO	7,61	7,55	8,10	15,98
CaO	37,06	37,27	36,67	24,14
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,03	0,05	0,05
K <sub>2</sub> O	0,22	0,26	0,23	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,33	0,34	0,49
S общ.	0,22	0,19	0,36	0,15
CO <sub>2</sub>	30,92	29,42	29,54	26,57
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,79	3,17	2,60	3,55
Сумма...	99,87	99,85	99,92	99,93
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,68	0,92	1,24

П р и м е ч а н и е . Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик О.Н.Попова.

Изучение геологических разрезов по керну скважин и горных выработок (рис. 1, 7, 11) показало, что ни осадочные породы, ни какая-либо из контаминированных разновидностей кимберлитовых пород не имеют в трубке непрерывной протяженности по латерали. Другими словами, осадочные и кимберлитовые породы не образуют непрерывных протяженных зон (прослоев) в теле трубы. Контаминированные кимберлитовые породы расположены вокруг рифов осадочных пород и слагают в общем плане изометричные участки. Это хорошо иллюстрирует геологический разрез штреека (рис. 11). Не менее

переход), для которых часто характерно отсутствие видимых реликтов последних, в контаминированных кимберлитовых породах, нередко около рифов осадочных пород, в воронкообразном расширении наблюдается следующий разрез: риф осадочной породы; контаминированная мелкообломочная кимберлитовая брекчия, более или менее равномерно перемешанная, содержащая в своем составе как вынесенные ксенолиты, так и ксенолиты-реликты прилегающего рифа; контаминированная среднеобломочная до грубообломочной кимберлитовая брекчия, в которой ксенолиты-реликты рифа могут достигать десятков сантиметров; «нормальная» среднеобломочная кимберлитовая брекчия. Мощность зоны, представленной той или иной разновидностью пород, зависит от степени брекчирования осадочной породы, ее состава и характера путей, по которым проникал кимберлитовый материал.

Примером грубообломочной контаминированной породы с крупными кородированными реликтами осадочной породы является обр. Ш-361,2 (рис. 10).

Химический анализ (табл. 19) показывает, что реликты интенсивно серпентинизированы, но содержание элементов кимберлита TiO<sub>2</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> очень низкое, протолочная проба показала отсутствие в них минералов тяжелой фракции кимберлита.

Таблица 16

Минеральный состав разновидностей пород  
из штреека, % (рис.7)

Минерал	П р о б а				
	I <sub>н</sub>	2 <sub>н</sub>	3 <sub>н</sub>	4на	4нб
Серпентин	65,0	67,5	64,5	32,2	20,0
Кальцит	29,5	26,0	25,0	44,3	4,5
Доломит	-	-	-	4,6	44,5
Флогопит	3,0	3,5	5,5	5,5	9,5
Перовскит	1,5	2,0	3,5	1,5	1,0
Алатит	1,0	1,0	1,5	1,0	1,0
Монтмориллонит	-	-	-	10,9	19,5
Сумма...	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

П р и м е ч а н и е . Качественный минеральный состав основных порошкообразующих минералов породы определялся при расшифровке их дифрактограмм, количественные взаимоотношения - по пересчету химических анализов катионным методом.

Таблица 18

Минеральный состав разновидностей пород  
из разреза I85/69,5, % (рис.9)

Минерал	П р о б а			
	I	2	3	4
Кальцит	58,5	63,1	60,8	23,5
Доломит	10,9	3,5	5,8	33,9
Сerpентин	19,0	24,1	25,0	28,0
Монтмориллонит	7,5	4,3	4,0	10,5
Флогопит	1,8	2,2	1,9	1,8
Апатит	1,0	0,7	0,7	1,4
Перовскит	1,0	1,3	1,2	0,7
Пирит	0,4	0,4	0,7	0,3
Сумма...	100,1	99,7	100,1	100,1

примечательной особенностью в пространственном распределении этих пород является многократное повторение их в разрезе трубки в тех сочетаниях, которые описывались выше, причем перекрывающие трубку  $C_2-P_1$  отложения ложатся непосредственно или на блоки осадочных пород, или на любую из разновидностей кимберлитовых пород.

С целью расшифровки генезиса пород, выполняющих трубку, было проведено также изучение изотопного состава углерода большинства разновидностей кимберлитовых пород (табл. 20). Определения изотопного состава выполнены В. А. Ивановым (лаборатория изотопного анализа МГРИ). Нужно заметить, что  $\delta C^{13}$  магматических пород изменяется от  $-2,27$  (значение для углерода, находящегося в породе в рассеянном состоянии) до  $-0,7\%$  (значение для углерода эндогенной углекислоты). В зависимости от преобладания в породе того или другого углерода будет изменяться и общее значение  $\delta C^{13}$  породы (Галимов, 1968). Осадочные карбонатные породы резко отличаются от магматических по значению  $\delta C^{13}$ . Средняя величина  $\delta C^{13}$  для морских карбонатов составляет  $-0,013\%$ .

А. И. Кравцов и др. (1975) определили изотопный состав карбонатов из ксенолитов трубки Удачная и вмещающих ее пород и приводят среднюю величину  $\delta C^{13} = -0,20\%$  при вариациях от  $-0,04$  до  $-0,30\%$ .

Из сказанного ясно, что осадочные и контаминированные

Таблица 19

Химический состав разновидностей пород из образца  
Ш-361,2, % (рис.10)

Окислы	П р о б а	
	I	2
SiO <sub>2</sub>	19,49	30,26
TiO <sub>2</sub>	0,31	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	1,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	3,74
FeO	2,80	2,29
MnO	0,37	0,25
NiO	0,042	0,17
CoO	0,0027	0,01
MgO	18,52	29,27
CaO	26,45	12,64
K <sub>2</sub> O	0,06	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,29
S <sub>общ</sub>	0,17	Не опр.
CO <sub>2</sub>	19,67	8,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,47	9,99
Сумма...	99,82	100,65
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50	1,17
Ba	0,013	0,010
Sr	0,012	0,0087

П р и м е ч а н и е. Анализ 1 выполнен в ЦАЛ ЦГТЭ ЯГПУ, аналитик С.В.Большевская; 2 - в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитики О.Н.Попова, Л.М.Егорова.

пород авторами выделяются, помимо кимберлитовых брекчий I и II разновидности, две группы гибридных кимберлитовых пород.

Первая группа представляет собой продукт постмагмати-

кимберлитовые породы, содержащие заметные реликты осадочных пород, должны характеризоваться достаточно высокими значениями  $\delta C^{13}$ . Как видно из табл. 20,  $\delta C^{13}$  кимберлитовых брекчий из глубинных частей трубки колеблется от  $-0,62$  до  $-0,78\%$ . В этих же пределах изменяется  $\delta C^{13}$  в гибридных кимберлитовых породах из жилообразных тел (от  $-0,62$  до  $-0,77\%$ ). В то же время вмещающие трубку карбонатные породы имеют  $\delta C^{13}$  от  $-0,25$  до  $-0,42\%$ . Такое же значение  $\delta C^{13}$  у контаминированных афирировых пород (обр. 168/112 и 188/74,5-1). Интересно сопоставить значения  $\delta C^{13}$  в двух «слоях» образца 188/74,5 (рис. 4). В инъекционном прожилке этого образца мелкообломочная кимберлитовая брекчия имеет значение  $\delta C^{13}$  такое же, как «нормальная» кимберлитовая брекчия ( $-0,74$ ), в то время как в контаминированной афирировой породе (рис. 4, зона 1) наблюдается обогащение углерода тяжелым изотопом за счёт усвоения ею первичного осадочного карбоната известняка.

Таким образом, исходя из петрографо-минералогических особенностей, химизма, а также взаимоотношений выполняющих трубку разностей

Таблица 20

Изотопный состав углерода в породах из трубки  
и во вмещающих породах

Проба	Порода	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ к ст. РДВ
92/248	Кимберлитовая брекчия П разно-видности	-0,64
92/480	То же	-0,62
92/990	" "	-0,78
III-3-5	Автолитовая кимберлитовая брекчия, вмещающая жилообразное тело	-0,70
III-2-4	То же	-0,62
III-I-3	Мелкопорфировая кимберлитовая брекчия из жилообразных тел	-0,75
III-I-4	То же	-0,77
III-2-2	" "	-0,64
III-2-3	" "	-0,73
III-3-2	" "	-0,69
III-3-3	" "	-0,70
III-3-4	" "	-0,65
III-I-1	Афировая кимберлитовая порода из жилообразных тел	-0,68
III-2-1	То же	-0,73
III-3-1	" "	-0,72
I68/I08	Контаминированная среднеобломочная кимберлитовая порода	-0,70
I68/II2	Контаминированная афировая порода	-0,40
I88/74,5-1	" " "	-0,39
I88/74,5-2	Мелкообломочная кимберлитовая брекчия из инъекционного прожилка	-0,74
243/I63	Вмещающий известняк	-0,42
243/290	" "	-0,25

ческих преобразований кимберлитовых брекчий и рассмотрена на примере жилообразных тел, вторая — продукт воздействия интрудирующеего кимберлитового вещества на осадочные породы. Вторая группа названа авторами контаминированными кимберлитовыми породами.

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД, ВЫПОЛНЯЮЩИХ ТРУБКУ

При интерпретации химического состава разновидностей кимберлитовых и осадочных пород применялись петрохимические пересчеты на кальцит ( $1,27 \text{CaO} + \text{CO}_2$ ), серпентин ( $3,33 \text{MgO} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) и остаток (рис. 12).

Средние химические составы разновидностей и разностей пород приведены в табл. 2. Контаминированные кимберлитовые породы, исходя из характера заключенного в них осадочного материала (известняки или доломиты), объединены в две группы.

Анализ диаграммы (рис. 12) показывает, что кимберлиты из кимберлитовых брекчий обеих разновидностей располагаются довольно компактно в правой части диаграмм, отражая существенно серпентиновый состав этих пород.

Поля составов двух групп контаминированных пород, в основном перекрывая друг друга, располагаются главным образом в средней части диаграммы. Поле, характеризующее составы контаминированных доломитом кимберлитовых пород, менее масштабно, но в то же время в большей степени вдается в карбонатную и в верхнюю части диаграммы. Последнее обусловлено наличием разностей пород с очень высоким содержанием доломита.

Точки составов кимберлитовых пород из жилообразных тел располагаются как в поле разновидностей кимберлитовых брекчий, так и в области составов контаминированных кимберлитовых пород.

Большой разброс точек анализов измененных осадочных пород характеризует существенные различия в их химических составах, от нормальных известняков до существенно доломитовых пород.

Анализ средних химических составов разностей пород, выполняющих трубку, показал четкую закономерную тенденцию в снижении содержаний всех основных компонентов кимберлита от кимберлитовых брекчий к измененным осадочным породам.

Кимберлитовые брекчии и породы из жилообразных тел четко отличаются от остальных разновидностей пород также наиболее низким содержанием стронция и наиболее высоким отношением никеля к кобальту и никеля к ванадию.

Анализ всего материала, характеризующего породы из жилообразных тел, позволяет отметить следующие их особенности.

1. Присутствие в жилообразных телах реликтов вмещающих их кимберлитовых брекчий, расплывчатые на некоторых участках границы тел, характеризующие наличие у них переходной зоны к вмещающим кимберлитовым брекчиям, в пределах которой видны признаки замещения, одинаковые нередко содержания во всех разностях пород двуокиси титана и т. п.— все это указывает на участие метасоматических процессов в образовании этих пород.

2. Интенсивность метасоматических преобразований изменяется в жилообразных телах как по вертикали, так и по платерали, что обусловлено различной тектонической подготовленностью исходных кимберлитовых брекчий. Наиболее полно процессы замещения развивались вдоль границы двух разнотипных (кимберлитовая и осадочная) пород.

Процесс замещения исходных кимберлитовых брекчий проходил, по крайней мере, в два этапа. На первом этапе преобразующие гидротермальные растворы имели преимущественно серпентиновую специализацию, на втором — карбонатную (кальцитовую). Эти растворы были стерильны по содержанию малых и редких элементов, и их роль сводилась к выносу характерных компонентов кимберлита, т. е. существенному «промыванию» кимберлитовых пород.

Особенности состава, строения и условий формирования контаминированных кимберлитовых пород выражаются, на взгляд авторов, в следующем:

1. Наличие признаков формирования за счет осадочных пород: реликты осадочных пород, повышенная доломитость, присутствие нехарактерных для кимберлитовых пород минералов (кварц, кристобалит, монтмориллонит и т. д.). Изотопный состав углерода этих пород имеет гетерогенную природу, обусловленную механическим смешением углерода эндогенного и осадочного происхождения.

2. В зависимости от структурных и механических свойств осадочных пород, динамических нагрузок и объема воздействующего кимберлитового материала образуются два типа текстурно-структурных разностей контаминированных пород, имеющих наиболее широкое распространение в воронкообразной части трубки. В первом типе сохраняются обломки-реликты осадочных пород, а во втором они полностью трансформируются (диспергируются) с образованием полосчатых кимберлитовых пород.

3. Наиболее полно процесс преобразования осадочных пород идет в том случае, когда разрез осадочных пород рифа завершается кверху плотными крепкими породами (чаще все-

го доломитами), служащими преградой на пути преобразующих агентов. Появление в данной ситуации в контаминированных породах высоких концентраций титана и хрома, не образующих самостоятельных минералов, может быть объяснено с позиции внедрения в динамически напряженные и диспергированные осадочные породы существенно жидкой составляющей кимберлита, несущей в себе и вышеизложенные элементы. Отложение и концентрация их могут быть объяснены перекрытием (экранированием) путей проникновения плотными доломитовыми породами. Сквозное снизу вверх обогащение пород, в том числе и осадочных, щелочами, стронцием и барием доказывает, что эти элементы переносились отделившимся от кимберлитового расплава его флюидно-газовой составляющей. Подтверждением этого является и факт необычно высокого, нехарактерного для нормальных осадочных пород соотношения рубидия и стронция, обнаруженный А. И. Зайцевым в перекрывающих доломитовых породах.

По мнению В. П. Корниловой, кимберлитовые породы из жилообразных тел и контаминированные кимберлитовые брекчии имеют одну природу и представляют собой инъекции кимберлитовой брекчии II разновидности, с одной стороны, в осадочные породы, с другой — в кимберлитовые брекчии I разновидности. Некоторые отличия в химическом составе и содержании минералов тяжелой фракции связываются с повышенным содержанием в контаминированных породах обломков осадочных пород. Этой же причиной объясняется и понижение отношений  $Ni/Co$  и  $Ni/V$  в последних. Появление в этих инъекционных телах афировых, мелкопорфировых и среднеобломочных разностей объясняется возможной ликвиацией кимберлитового вещества на карбонатную и силикатную части, которая затушевана в настоящий момент постмагматическими преобразованиями.

## ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТРУБКИ

Все изложенные выше фактические данные доказывают наличие в трубке по меньшей мере двух разновременных разновидностей кимберлитовых брекчий и, следовательно, формирование трубки в два этапа.

Повторное внедрение кимберлитового материала происходило в конце или после консолидации пород первого этапа внедрения, о чем свидетельствует наличие ксенолитов кимберлитовой брекчии I разновидности, а также зон смешения

материала различных этапов внедрения, взаимодействовавшего с осадочными породами в воронкообразном расширении. Повторное внедрение происходило главным образом в первичный контур трубки.

Значимые различия в содержаниях минералов тяжелой фракции кимберлита и кристаллических пород (в первую очередь граната — альмандин) позволяют полагать, что материал разных этапов внедрения поднят с различных уровней, расположенных в пределах одной магмоподводящей структуры.

Для объяснения взаимодействия кимберлитового материала с вмещающими породами вполне применимы представления о физико-химическом влиянии жидких фаз на механические свойства твердых тел, развитые П. А. Ребиндером (Ребиндер и др., 1966). Согласно этим исследованиям, прочность твердых тел может быть существенно понижена (в несколько раз) в результате их контакта с поверхностно-активными расплавами.

Основные характерные особенности такого рода разрушения в присутствии жидких фаз выражаются в уменьшении прочности, обусловленной снижением межфазовой энергии на границе твердое тело — расплав, и зарождении трещин. При этом скорость распространения трещин, заполненных расплавом, определяется скоростью поступления активного вещества в зону разрушения.

Общий фундаментальный характер явления адсорбционного понижения прочности (эффект Ребиндера) позволяет считать, что этот эффект имеет место в данном конкретном случае, когда совместно действовали механические напряжения и поверхностно-активные растворы. Формирование сложных гетерогенных кимберлитовых образований в воронкообразной части трубки произошло, вероятно, в результате взаимодействия поднимающегося обогащенного флюидной фазой кимберлитового материала с затапонированвшими канал обрушившимися породами. Это взаимодействие является результатом комбинированного проявления нескольких процессов: а) динамического воздействия на осадочные породы внедряющегося кимберлитового материала; б) эманационного воздействия отделяющихся флюидов как на кимберлитовую брекчию, так и на ксенолиты (рифы) осадочных пород; в) физико-химического взаимодействия жидкой фазы кимберлитового материала и вещества осадочных пород, приводящего к прогариванию и диспергированию последних; г) механического

внедрения кимберлитового материала в образовавшиеся трещины и в ослабленные зоны.

Анализ имеющегося материала показывает, что формирование трубы обусловлено комплексом весьма сложных процессов, полностью расшифровать которые в настоящее время не представляется возможным.

Поэтому предложенная интерпретация особенностей строения и условий формирования трубы является в известной мере схематичной и будет уточняться и детализироваться в процессе дальнейших исследований этого весьма сложного и интересного геологического объекта.

Авторы признательны геологам В. П. Рощину, Н. В. Любимову, А. С. Фомину, А. Е. Бондареву, В. И. Стегнию и сотрудникам Института геологии Н. Д. Филиппову, К. Н. Мигалкину и Ю. Л. Растиоргуеву за активное участие в проведении данных исследований.

## Л и т е р а т у р а

Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М.: Недра, 1968.— 223 с.

Зольников Г. В., Ковальский В. В., Филиппов Н. Д. К методике изучения вещественного состава кимберлитовых брекчий (на примере трубы Мир) — В кн.: Магматические образования северо-востока Сибирской платформы (геология, петрография, минералогия и геохимия). Якутск, 1975, с. 235—241.

Кравцов А. И., Кропотова О. И., Войтов Г. И., Иванов В. А. Об изотопном составе углерода алмазов и углеродистых соединений трубок Восточно-Сибирской алмазоносной провинции.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, с. 206—208.

Ребиндер П. А. Физико-химическая механика дисперсных структур.— М.: Наука, 1966.— 25 с.

Ф. Ф. Брахфогель, В. В. Ковальский, А. Н. Корзилов,  
И. В. Лашкевич, Е. К. Петрова, Э. А. Шамшина

## ВОЗРАСТ И ДЕНУДАЦИОННЫЙ СРЕЗ ОДНОЙ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТСКОГО ПОЛЯ

Алакитское поле в пределах Якутской кимберлитовой провинции является единственным, где перекрытие ряда трубок среднекарбоновой катской свитой с минералами-спутниками и алмазами четко определяет верхний предел времени его формирования. Поэтому почти все исследователи считают трубы данного поля досреднекарбоновыми. Исключение составляет лишь В. И. Михеенко (1974), который, основываясь на неоднозначно интерпретируемых фактах и игнорируя данные однозначные, продолжает считать эти трубы позднетриасовыми.

Кимберлитовые тела обнажаются среди нижне-среднепалеозойских отложений до ландоверийских включительно. Ксенолиты последних присутствуют во многих трубках не только Алакитского поля, но и смежного Даудынского, где трубы обнажаются на более низких стратиграфических уровнях. Кроме них, в некоторых трубках обоих полей обнаружены единичные ксенолиты со среднедевонской фауной. По совокупности перечисленных данных и наличию на большинстве перекрытий трубок Алакитского поля кор выветривания возраст кимберлитовых тел этих полей считается позднедевонским—ранекарбоновым или ранекарбоновым (Брахфогель, Ковальский, 1974; Милашев, 1974; Структурный контроль..., 1974; и др.).

В последнее время коллектив лаборатории геологии кимберлитов ИГ ЯФ СО АН СССР совместно с геологами Амакинской экспедиции ЯТГУ проводил разностороннее изучение одной из трубок данного поля. В результате получены фактические материалы, позволяющие достаточно обоснованно оценить ее возраст и степень денудированности.

Эта трубка обнажена на поверхности среднеландоверийских отложений, примерно в 60 м выше их контакта с подстилающим средним ордовиком, и перекрыта катской свитой

и силлом долеритов. Почти на всей ее поверхности сохранились реликты кимберлитовой коры выветривания переменной мощности (до 15—20 м). Верхняя часть трубы до глубины приблизительно 300 м имеет воронкообразную форму и весьма пестрый вещественный состав. В ее строении принимают участие кимберлитовые брекчи, разноразмерные обломки и блоки вмещающих пород и полосчатые гибридные образования с признаками как кимберлитовых, так и осадочных пород. Вещественный состав, взаимоотношения и генетические особенности этих образований охарактеризованы в специальной статье Г. В. Зольникова с соавторами в настоящем сборнике и поэтому здесь не рассматриваются.

В процессе изучения пород трубы по керну скважин и горным выработкам в пределах упомянутой верхней части авторами обнаружены обломки осадочных пород и гибридные образования с разнообразными и разновозрастными органическими остатками. Несмотря на стратиграфическую фрагментарность, эти находки позволяют составить представление о строении осадочной толщи, существовавшей во время формирования рассматриваемой трубы и уничтоженной в процессе предкатской денудации.

Среди датированных ксенолитов, найденных на глубинах 56—234 м, т. е. в зоне гибридных образований, обнаружен ряд обломков глинисто-карбонатных и карбонатных пород с остатками ландоверийских брахиопод, остракод, табулят и трилобитов (определения О. И. Никифоровой, А. Ф. Абушик, О. П. Ковалевского, З. А. Максимовой; ВСЕГЕИ, Ленинград). Особо примечательны находки верхнеландоверийских брахиопод *Lenatoechia elegans* Nikif. и остракод *Sibiritia eurina* Abush. Они однозначно показывают, что во время формирования трубы в районе ее локализации присутствовала и самая верхняя часть ландоверийского яруса. Его мощность в реально существующих разрезах несколько западнее трубы колеблется около 190 м. Учитывая региональный характер раннесилурской трангрессии, однородный фациальный состав ландоверийской толщи и отсутствие в ней грубообломочных отложений, следует полагать, что мощность этого яруса не могла претерпеть существенных изменений на расстоянии 10—12 км. Поэтому для района трубы она принимается равной также 190 м.

Наряду с собственно ландоверийскими ксенолитами в рассматриваемой трубке авторами найден обломок глинисто-карбонатной породы с обильными остатками остракод *Leiociamus aff. circularis* Abush., *Hatangeus* sp., *Costaegeera* sp., *Nicham-*

nella? sp., Cytherellina aff. oviformis Abush., Pseudorayella sp. По заключению А. Ф. Абушик, этот комплекс указывает на позднеландоверийский — венлокский возраст содержащей его породы. Кроме того, в других трубках Далдыно-Алакитского района авторы обнаружили ксенолиты с ландоверийско-венлокскими остракодами *Leioscyamus* sp., *Ochesaarina* sp., *Levisulculus?* sp., *Nichamnella?* sp., *Pseudorayella?* sp., *Bairdiocyparis* sp., *Cytherellina* sp., *Microcheilinella* sp. (определение А. Ф. Абушик), табулятами *Favosites gothlandicus* Lam. (определение О. П. Ковалевского) и ругозами *Crassilasma* sp. nov. (определение Н. Я. Спасского; ЛГИ, Ленинград). Сумма этих находок дает основание полагать, что в районе рассматриваемой трубы, как и на территории всего Далдыно-Алакитского района, существовал также и венлокский ярус. Вероятная мощность его не определяется столь конкретно, как ландоверийского. Однако, основываясь на динамике мощностей и литолого-фациальных особенностях венлока в реально существующих разрезах на смежной с запада территории (Тесаков, Шпунт, 1967; Мягкова и др., 1977 и др.), можно принять ее равной примерно 80 м.

Таким образом, суммарная мощность нижнесилурийских отложений, существовавших в районе во время образования трубы, определяется приблизительно в 270 м. К настоящему времени возле нее, как уже указывалось выше, сохранилась только их нижняя часть мощностью около 60 м. Все остальное (примерно 210 м) было уничтожено в процессе интенсивной предкатской денудации.

Также в зоне гибридных образований авторами обнаружены обломки комковатых глинистых известняков, обогащенных мелкораковинным детритом и содержащих остатки морских организмов нижне-среднедевонской принадлежности. В одном из них установлены нижнезигенские — эйфельские тентакулиты *Novakia*, а в другом — нижнезигенские тентакулиты *Paranovakia* и нижне-среднедевонские остракоды *Knoxiella* sp., *Baschkirina* sp. (определения Т. Н. Корень и А. Ф. Абушик; ВСЕГЕИ, Ленинград). Эти остатки свидетельствуют о том, что в течение зигенского — эйфельского веков район рассматриваемой трубы располагался в области морского или прибрежно-морского осадконакопления. Неправильно угловатая форма обломков показывает, что нижне-среднедевонские осадки к моменту прорыва их трубкой уже прошли стадию литификации и представляли собой плотные осадочные породы.

Ниже зоны гибридных образований найден ксенолит известняка с остатками брахиопод *Desquamatia?* sp. среднедевонского, возможно, живетского возраста (определение М. А. Ржонницкой; ВСЕГЕИ, Ленинград). В ряде других трубок Далдыно-Алакитского района, одна из которых находится в 16 км от рассматриваемой, авторами настоящей статьи и Л. А. Попугаевой собрана серия известняковых ксенолитов с достоверно среднедевонскими брахиоподами, ругозами, табулятами, трилобитами. Среди них установлены брахиоподы *Striatoprotectus tungusensis* Nal., *Productella* sp., *Gypidula* sp., *Devonogypura* aff. *spinulosa* Havl. (определение М. А. Ржонницкой) и трилобиты *Dechenella* sp. (определение З. А. Максимовой), указывающие на живетский возраст содержащих их пород.

Известняковый состав обломков с фауной и присутствие в комплексе остатков ряда стеногалинных форм показывают, что накопление соответствующих отложений, в отличие от вышерассмотренных зиген-эйфельских, протекало в условиях открытого нормально соленого моря на значительном удалении от берегов. Этим условиям седиментации отвечает крупная живетская (юктинская) трангрессия, превратившая в область осадконакопления всю северную часть Сибирской платформы (Матухин, Меннер, 1974). Поэтому все известняковые ксенолиты со среднедевонской фауной, очевидно, следует считать обломками живетских пород, существовавших в предкатское время на территории Далдыно-Алакитского района и, в частности, на месте рассматриваемой трубы.

Более молодых фаунистических остатков в ней пока не обнаружено, но в трех образцах гибридных пород Е. К. Петровой найдены малочисленные споры и пыльца, ассоциирующие с акритархами. В одном из них (обр. 50, гл. 91 м) установлены *Stenozonotrites* aff. *formosus* Naum., *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., в другом (обр. 53, гл. 103 м) — *Stenozonotrites* aff. *definitus* Naum., *Calamospora microrugosa* (Ibr.) Naum., *Leiotriletes* sp., в третьем (обр. 93/239, гл. 239 м) — *Leiotriletes nigratus* Naum., *Trachytriletes* sp., *Retusotriletes* sp., *Spinosporites* sp., *Dictyosporites* sp., *Granosporites* sp., *Turrisporites* sp., *Cyclobaculispores trichacanthus* (Lub.) Lub., *Archaeoperisaccus?* Naum.

Указанная малочисленность находок не позволяет выделить доминантные формы и уверенно оценить возраст этих остатков. Формы из образца 93/239 имеют, по мнению Е. К. Петровой, верхнепалеозойский облик, в двух других присутствуют девонские формы. Перекрытие трубы средне-

Таблица I  
Гипсометрическое положение ксенолитов  
и гибридных образований с органическими остатками

№ об- разца	Остатки	Возраст породы	Глубина на- хождения, м
50	Споры	D <sub>3</sub> fr(?)	91,0
53	Споры	D <sub>3</sub> fr(?)	103,0
93/239	Споры, пыльца	D <sub>3</sub> fr(?)	239,0
62	Брахиоподы	D <sub>2</sub> (g?)	310,0
67	Тентакулиты	D <sub>1z</sub> -D <sub>2e</sub>	67,5
75	Тентакулиты, остракоды	D <sub>1z</sub> <sup>1</sup>	155,0
69	Остракоды	S <sub>1</sub> <sup>1</sup> -w	103,0
60	Брахиоподы	S <sub>1</sub> <sup>1</sup> <sup>3</sup>	56,4
66	Остракоды	S <sub>1</sub> <sup>1</sup> <sup>3</sup>	196,0
II	Брахиоподы	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>	64,5-78,0
20	Табуляты	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>	222,0
21	Брахиоподы	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>	234,0
63	Остракоды, мшанки	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>	68,5
68	Трилобиты	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>	93,0

трубок Мвадуи и Орапа (Харьков, 1978). В нашей терминологии эти породы и называются гибридными образованиями. В дополнение к характеристике их состава и строения, приведенной в упомянутой статье Г. В. Зольникова с соавторами, следует отметить их некоторые особенности.

Прежде всего, эти образования не слагают целостного геологического тела, а присутствуют в виде жилообразных тел, разноразмерных и разноориентированных блоков в кимберлитовой брекчии. Помимо прямых наблюдений в горных выработках, фрагментарность гибридных образований, по данным бурения, фиксируется различным наклоном к горизонту их полосчатости (до 70°, обычно 10—50°) и перемежаемостью с нормальными брекчиями. Кстати, по ряду скважин брекчии фиксируются непосредственно на поверхности трубки. Во многих случаях эти образования, как и ксенолиты осадочных пород, несут следы динамических нагрузок в виде мелких сдвигов, разрывов, зеркал скольжения и т. п., что свидетельствует об активном воздействии на них подвижного кимберлитового вещества. При признании осадочного происхождения гибридных образований все это может означать только повторную (постседиментационную) инъекцию кимберлитового ве-

верхнекарбоновой катской свитой и наличие достаточно длительного предкатского перерыва в определенной мере противоречат верхнепалеозойскому возрасту остатков из образца 93/239. Это противоречие усугубляется еще и тем, что порода с ними обнаружена на значительной глубине и поэтому не может рассматриваться как элювиально-делювиальное образование предкатского возраста на поверхности трубки. В данной ситуации наименее противоречиво отнесение всех трех находок к верхнему девону. В пользу этого свидетельствует присутствие в изученных образцах форм *Leiotriletes nigratus* Naum., *L. microrugosus* Naum., *Stenozonotriletes aff. definitus* Naut., *Archaeoperisaccus?* sp., которые являются типичными представителями или доминантами споро-пыльцевых спектров франских отложений Русской платформы, Урала, Тимана и, в частности, стратотипа нижнефранской доманиковой свиты (Кушнарева и др., 1978). Следует также отметить, что на предкатское существование верхнедевонских отложений в Далдыно-Алакитском районе и на прилегающих территориях, независимо от обсуждаемого палинологического материала, указывает присутствие в других трубках ксенолитов с живет-франскими и франскими ругоцами и брахиоподами. В силу изложенного верхнедевонский и, возможно, франский возраст спор и пыльцы в изученных образцах представляется наиболее вероятным.

Обломки пород с рассмотренными фаунистическими остатками и палинологическим материалом в теле трубки располагались на различных глубинах (табл. 1).

Приведенные данные показывают, что породы с разновозрастными остатками в пределах верхней части трубки размещаются хаотично, подчеркивая отсутствие какой-либо связи между стратиграфической принадлежностью образцов и их гипсометрическим положением. Это обстоятельство с достаточной очевидностью указывает на весьма энергичное перемешивание обломков осадочных пород в процессе формирования трубки. Отсюда следует, что породы, слагающие ее верхнюю часть, несмотря на необычный облик, в основе своей являются эруптивными кимберлитовыми образованиями.

В связи с таким выводом необходимо остановиться на представлениях об осадочно-вулканогенной природе пород верхней части рассматриваемой трубки. Предполагается, что они возникли как слоистые продукты переотложения притрубочных эксплозивных выбросов кимберлитового материала и обломков вмещающих карбонатных пород в кратерное озеро и являются аналогами кратерных отложений африканских

щества. Явление фрагментарности вообще и как следствие постседиментационного вторжения кимберлитового вещества в частности представляет собой первое принципиальное отличие данной трубки от упомянутых африканских. Для последних в первую очередь характерна целостность слоистых кратерных отложений и отсутствие постседиментационной кимберлитовой активности (Edwards, Howkins, 1966; Hawthorne, 1975).

Осадочные отложения, формирующиеся в кругосклонных озерных котловинах (карстовые воронки, подпруженные долины, воронки взрыва, карьеры и т. п.), обладают специфичными структурно-текстурными признаками. К их числу относится отчетливо выраженная неравномерная зернистость осадков по латерали с концентрацией наиболее тонкозернистых разностей в центральных частях котловин. Для них обычны текстуры течения, градационная слоистость и постепенные переходы между слоями различного гранулометрического состава. Эти и некоторые другие признаки озерных отложений в гибридных образованиях рассматриваемой трубки отсутствуют. В этом состоит второе принципиальное отличие гибридных образований от кратерных отложений африканских трубок, для которых указанные признаки и, в первую очередь, латеральная неравномерность зернистости осадков являются типичными (Edwards, Howkins, 1966).

Известно, что кимберлитовые породы в зоне гипергенеза неустойчивы и быстро разрушаются. Учитывая преобладание на территории Сибирской платформы в девоне и карбоне теплого гумидного или semiаридного климата (Матухин, Акульшина, 1976) и, таким образом, энергичное выветривание кимберлитового вещества в окколократерных выбросах, в гибридных образованиях следовало бы ожидать присутствие заметного количества продуктов гипергенного преобразования кимберлитовых силикатов, в первую очередь монтмориллонита.

Изучение авторами примерно двухсот образцов разнообразных гибридных образований с различных глубин трубы показало, что монтмориллонит в них, за исключением зоны гипергенеза, развит очень незначительно. В верхней 10—20-метровой части трубы, т. е. в пределах упоминавшейся коры выветривания, монтмориллонит фиксируется как в кимберлитовой брекции, так и в ксенолитах и в гибридных образованиях. При этом в кимберлитовых породах содержание монтмориллонита обратно пропорционально содержанию серпентина, что однозначно указывает на развитие монтмориллонита

лонита в них за счет выветривания серпентина. Вне зоны гипергенеза монтмориллонит в гибридных породах встречен лишь дважды (обр. 4Н, гл. 150 м и обр. 39, гл. 239 м). В обоих случаях в содержащих его породах присутствуют заметные количества доломита — минерала, не характерного для кимберлитовых брекций данной трубы. Из этого следует, что монтмориллонит, как и доломит, в подобных случаях является чужеродным материалом первично осадочного происхождения, сохранившимся в гибридной породе при неполной переработке кимберлитовым веществом блоков исходных осадочных пород. В ксенолитах же нормальных (некимберлитизированных) глинисто-карбонатных и карбонатных пород монтмориллонит в качестве примеси фиксируется довольно часто (табл. 2).

Вхождение его в состав ксенолитов на глубине 498,5 и 664,0 м, т. е. за пределами зоны гибридных образований, свидетельствует о том, что монтмориллонит, во-первых, бесспорно может присутствовать в осадочных породах в качестве первичной глинистой примеси и, во-вторых, бесспорно может в них сохраняться при попадании этих пород в виде ксенолитов в кимберлитовую брекцию.

Все эти факты, вместе взятые, позволяют сделать вывод об отсутствии в составе гибридных образований за пределами предкатской коры выветривания продуктов гипергенного преобразования кимберлита.

Таблица 2

Гипсометрическое положение ксенолитов  
с монтмориллонитом

№ об- разца	Глубина, м	Порода
14	109,0-118,0	Известковистый доломит
15	118,0-126,5	То же
24	114,7-115,7	Мергелистый известняк
47	498,5	Известняк
55	128,0	Аргиллит
56	130,5	Известняк
57	131,5	Доломит
75	155,0	Известняк
92	664,0	Терригенно-карбонатная порода

Авторы не располагают данными о наличии и вертикальном распределении монтмориллонита в кратерных образованиях африканских трубок, однако есть четкие указания, что гранитная брекчия в кратере Мвадуи до глубины 1 200 футов (примерно 365 м) скементирована глинистыми продуктами изменения кимберлита (Edwards, Howkins, 1966). Отсутствие в составе гибридных образований продуктов гипергенного преобразования кимберлита противоречит представлению об их осадочном генезисе и является третьим принципиальным отличием их от кратерных отложений африканских трубок.

В гибридных образованиях сравнительно часто встречаются обломки гранатовых серпентинитов, размеры которых во много раз превосходят размеры минеральных частиц, слагающих эти образования. К примеру, один такой обломок (4x5x7 см) обнаружен авторами в центральной части трубы на глубине примерно 150 м среди светло-серой пелитоморфной (афировой) породы, где он являлся единственным макроскопическим включением. Порода обладает параллельной субгоризонтальной полосчатостью, что не позволяет объяснить появление этого обломка здесь в результате скатывания или сползания вместе с рыхлым материалом по наклонному дну гипотетического озера. В целом присутствие таких обломков в гибридных образованиях, а тем более в тонкозернистых разностях, не находит удовлетворительного объяснения с позиций их осадочного происхождения.

Рассмотренные особенности полосчатых гибридных образований, а также отсутствие четких признаков осадочно-классогенной природы слагающих их минеральных частиц дают основание полагать, что эти образования, внешне напоминая слоистые осадочные породы, озерными отложениями, подобными кратерным образованиям трубок Мвадуи, Орапа и других, в действительности не являются. Против этого свидетельствуют и экологические особенности акритарх и зеленых водорослей рода *Tasmanites Newton*, обнаруженных в карбонатных разностях гибридных образований совместно с нижне-среднедевонскими (зиген-эйфельскими) спорами и пыльцой. (Возраст..., 1979).

По общему мнению, кимберлитовые трубы формируются в пределах приподнятых участков суши, что обуславливает накопление в их кратерных котловинах речных, грунтовых и атмосферных вод, т. е. возникновение пресноводных озер. Именно пресноводными были типичные кратерные озера упомянутых африканских трубок. Об этом свидетельствуют находки в их кратерных отложениях остатков лягушек (Ed-

wards, Howkins, 1966). Жизнедеятельность этих животных с появления в конце поздней юры до настоящего времени связана исключительно с пресноводными водоемами (Банников, Денисова, 1969). Акритархи же и указанные зеленые водоросли, найденные в гибридных образованиях, являются типичными морскими планктонными организмами и в континентальных отложениях не встречаются (Чибрикова, 1976; Дюпина, 1970 и др.). Данное обстоятельство, очевидно, полностью исключает возможность отождествления этих образований с отложениями пресноводных водоемов.

Споры и пыльца, сопутствующие акритархам и зеленым водорослям, в образцах, изученных В. А. Липатовой с соавторами и обнаруженные в наших образцах Е. К. Петровой, надежными экологическими индикаторами не являются, т. к. в силу своих высоких миграционных возможностей они в значительных количествах могут накапливаться не только в континентальных, но и в лагунно-морских и морских отложениях. В качестве примера достаточно привести девон Кемпен-дайской впадины (Фрадкин, 1967) и Башкирии (Чибрикова, 1976), где споры и пыльца установлены в разнообразных терригенно-карбонатных и даже соленосных отложениях.

Авторы не располагают сведениями о том, карбонатные разности каких именно гибридных пород анализировала В. А. Липатова с соавторами, однако подчеркивают, что диагностированные ими микрофоссилии, помимо ксенолитов, могли быть обнаружены в контактируемых кимберлитовых породах и породах метасоматических жил (терминология Г. В. Зольникова с соавторами). В связи с таким утверждением следует коснуться сохранности органических остатков в кимберлитовых трубках.

Устойчивость подобных остатков к воздействию термальных флюидных компонентов кимберлитового вещества, обуславливающих преобразование ксеногенного материала, определяется их составом и строением. Карбонатные остатки (раковины, кораллы, спикулы, губок и т. п.) под воздействием термальных флюидов подвергаются перекристаллизации или полной деструкции, а иногда замещаются серпентином с частичной или полной утратой диагностических признаков. Подобные явления наблюдались и на рассматриваемой трубке. Остатки с органическими покровами (акритархи, споры, пыльца, некоторые остракоды и т. п.) в кимберлитовой среде достаточно устойчивы и сохраняют свои диагностические признаки. Бесспорное доказательство этого — почти постоянное присутствие определимых споро-пыльцевых остатков непо-

средственно в кимберлитовых брекчиях мезозойских трубок Оленекского поднятия (Кривонос, Прокопчук, 1973). Об этом же свидетельствуют и упоминавшиеся выше находки Е. К. Петровой спор, пыльцы и акритарх непосредственно в контаминированной кимберлитовой породе рассматриваемой трубы. На основании изложенного авторы и полагают, что микрофлористические остатки с органическими покровами могут быть обнаружены в любых продуктах внутритрубочного преобразования осадочных пород, где они оказываются реликтами подобно устойчивым терригенным минералам. Поэтому присутствие в кимберлитовых трубках микрофоссилий, обнаруженных Е. К. Петровой и В. А. Липатовой с соавторами, следует рассматривать не как указание на ранне-среднедевонский и позднедевонский возраст содержащих их гибридных образований, а как свидетельство ранне-среднедевонского и позднедевонского возраста осадочных пород, в той или иной форме и мере переработанных кимберлитовым веществом.

Обобщение всех приведенных и обсужденных фактических данных позволяет с достаточным, на взгляд авторов, основанием заключить настоящую статью следующими выводами:

1. Возраст рассмотренной трубы, как и прочих трубок Далдыно-Алакитского района, является бесспорно послесреднедевонским — досреднекарбоновым и, возможно, позднедевонским (фаменским).

2. Район локализации трубы, как и вся территория Далдыно-Алакитского района, в течение нижнего силура, частично нижнего девона (зигенский век) и всего среднего девона достоверно располагался в области разнофациального морского осадконакопления. Это осадконакопление, по-видимому, продолжалось и в позднем девоне (франский век).

3. Мощность морской терригенно-карбонатной толщи среднего палеозоя, накапливавшейся со временем формирования трубы, измерялась, очевидно, сотнями метров, поскольку мощность только нижнего силура равнялась примерно 270 м.

4. Предкатский денудационный срез трубы измерялся, по-видимому, также сотнями метров, т. к. только по уничтоженным отложениям нижнего силура он определяется в 200—210 м.

5. Гибридные образования верхней части трубы представляют собой совокупный результат сложных пред- и постконсолидационных процессов взаимодействия кимберлитового вещества, его флюидов и обильных обломков терригенно-карбонатных осадочных пород различного возраста.

## Л и т е р а т у р а

Банников А. Г., Денисова М. Н. Земноводные.— В кн.: Жизнь животных. Т. 4, ч. 2. М., 1969, с. 7—133.

Брахфогель Ф. Ф., Ковалевский В. В. Возраст кимберлитовых тел северо-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Новые данные омагматизме Якутской АССР. Якутск, 1974, с. 5—20.

Возраст вулканомиктовых пород в одной из кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района / Липатова В. А., Побережский В. А., Старицкий Ю. Г., Ушаков В. М., Харьков А. Д.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4, с. 935—938.

Дюпина Г. В. Акритархи терригенных отложений нижней перми среднего Урала.— В кн.: Верхнепалеозойские терригенные отложения Урала. Свердловск, 1970, с. 47—60.

Кривонос В. Ф., Прокопчук Б. И. Эпохи кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы.— Сов. геол., 1973, № 3, с. 11—20.

Кушнарева Т. И., Халымбаджа В. Г., Бусыгина Ю. Н. Биостратиграфическая зональность доманиковой свиты.— Сов. геол., 1978, № 1, с. 60—71.

Матухин Р. Г., Акульшина Е. П. Девон и нижний карбон: Норильский район.— В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, 1976, с. 126—132.

Матухин Р. Г., Меннер В. В. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы.— Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1974,— 128 с., ил.

Милашев В. А. Кимберлитовые провинции.— Л.: Недра, 1974.— 238 с., ил.— (Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики; т. 176).

Михеенко В. И. О возрасте кимберлитов Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 2, с. 412—415.

Мягкова Е. И., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Разрез ордовика и силура реки Мойера (Сибирская платформа).— Новосибирск: Наука, 1977.— 176 с., ил.— (Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; вып. 303).

Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы / Мокшанцев К. Б., Еловских В. В., Коновальев В. В. и др.— Новосибирск: Наука, 1974.— 98 с., ил.

Тесаков Ю. И., Шпунт Б. Р. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений междууречья Оленека и Моркоки (Сибирская платформа).— В кн.: Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы. М., 1967, с. 75—85.

Фрадкин Г. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилуйской синеклизы.— М.: Наука, 1967.— 204 с., ил.

Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений.— М.: Недра, 1978.— 135 с., ил.

Чибрикова Е. В. Верхнефаменские растительные микрофоссилии Башкирии и изменения их комплексов в зависимости от литологического состава вмещающих пород.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофористики. М., 1976, с. 60—64.

Edwards C. B., Howkins I. B. Kimberlites in Tanganyika with special reference to the Mwadui occurrence.— Econ. geol., 1966, vol. 61, No 3, p. 537—554.

Hawthorne I. B. Model of a kimberlite pipe.— Phys. and Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 1—15.

К. Н. Никишов, Г. В. Зольников,  
А. Ф. Сафонов, В. П. Корнилова,  
В. Ф. Махотко

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГРАНАТОВ, ОЛИВИНОВ, ХРОМШПИНЕЛИДОВ И ИЛЬМЕНИТОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ОДНОЙ ИЗ ТРУБОК ЯКУТИИ

В статье Г. В. Зольникова с соавторами (настоящий сборник) дана петрографическая характеристика кимберлитовых пород, выполняющих одну из сложных трубок Якутии. В предлагаемой статье приводятся результаты микрозондового изучения состава гранатов, оливинов и некоторых рудных минералов (хромшпинеллы и ильмениты) этой же трубки.

### Гранаты

С целью выяснения особенностей состава отбирались гранаты из ультраосновных и метаморфических ксенолитов, гранаты из концентрата обогащения кимберлитовых пород с глубины 440 м двух главных разновидностей, слагающих центральную и восточную части трубы, и ранее не отмечавшиеся гранаты коричневого цвета (табл. 1). Также, по возможности, отобраны все порфировые выделения граната, видимые в штуковых образцах.

Таблица I

Распределение проанализированных гранатов

Источник	Количество зерен
Ультраосновные ксенолиты	63
Метаморфические ксенолиты	37
Концентрат пробы 110/4I (вост.часть)	107
Концентрат пробы 93/4I (центр.часть)	105
Гранаты коричневого цвета	47
Порфировые выделения	62
Всего...	421

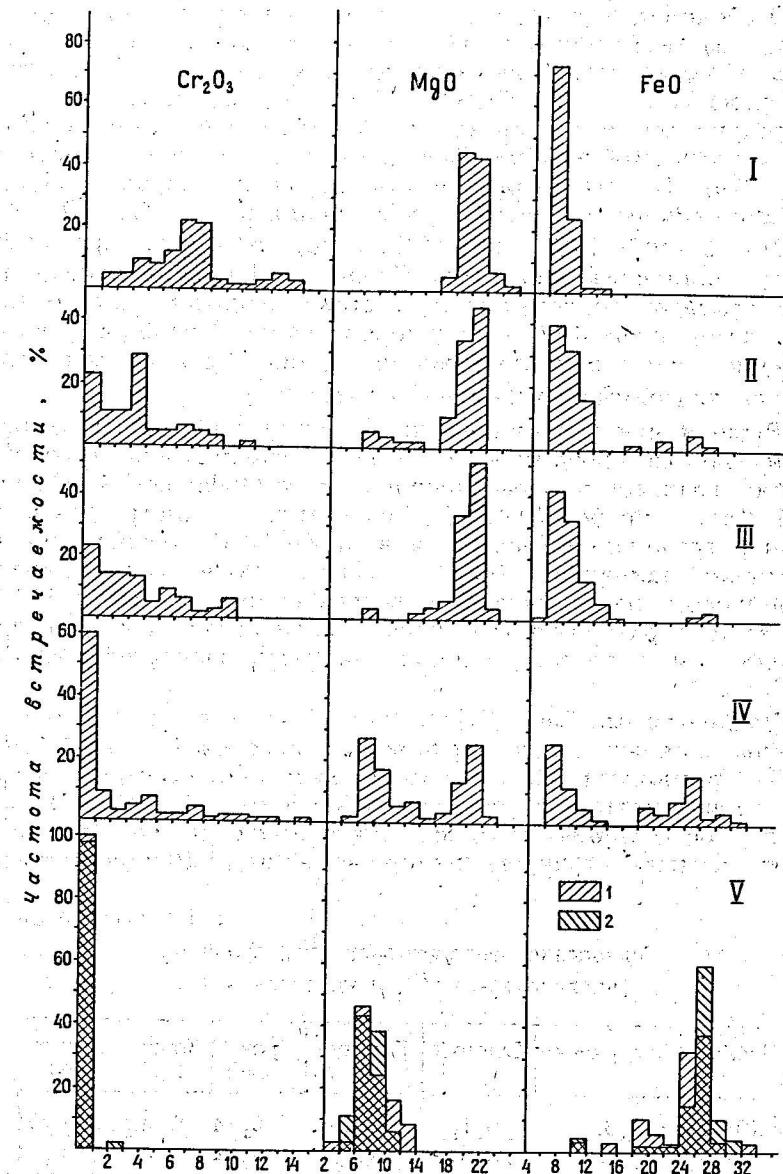


Рис. 1. Гистограммы содержаний (%)  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  в гранатах из ксенолитов ультраосновных пород (I), порфировых выделений (II), из концентрата пробы 110/4I (III), пробы 93/4I (IV), из ксенолитов метаморфических пород (V. 1) и в гранатах коричневого цвета (V. 2)

Особенности составов гранатов обсуждаемых групп хорошо видны на гистограммах (рис. 1). Прежде всего следует отметить, что в ультраосновных ксенолитах преобладают по составу гранаты с 5—8%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 18—22% MgO и 6—10% FeO. (Детально составы гранатов из ультраосновных ксенолитов рассматриваемой трубки обсуждены в статье А. Ф. Сафронова, 1979). В ксенолитах метаморфических пород наиболее распространены гранаты с содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0—1%, MgO — 6—10%, FeO — 24—28%. Такие же составы преобладают у коричневых гранатов. Среди порфировых выделений 90% гранатов аналогичны по составу гранатам ультраосновных ксенолитов, 10% — метаморфическим. Подобное распределение гранатов по содержанию в них Mg и Fe иллюстрируется диаграммой Mg—Fe—Ca (рис. 2).

Выделяемые разновидности кимберлитовых пород, охарактеризованные пробами 110/41 и 93/41, различаются по соотношению гранатов ультраосновной и метаморфической ассоциаций. Так, в пробе 110/41 95% составляют гранаты ультраосновной ассоциации (рис. 3), а в пробе 93/41 соотношение их примерно одинаковое (рис. 4). Здесь также часты гранаты коричневого цвета, почти не встречающиеся в пробе 110/41. Указанные разновидности пород различаются как по содержанию, так и по соотношению цветовых разностей гранатов (табл. 2).

На диаграмме CaO— $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 5) гранаты из ксенолитов ультраосновных пород, порфировых выделений и проб 110/41 и 93/41 располагаются главным образом в поле составов гранатов лерцолитового парагенезиса (Sobolev et al., 1973). Исключение представляют гранаты, аналогичные по составу метаморфическим, и гранаты коричневого цвета. В поле составов

Таблица 2  
Содержание цветовых разностей гранатов  
(числитель — кг/т, знаменатель — %)

Проба	Содержание	Лиловый	Красный	Оранжевый	Коричневый	Розовый
110/41	0,38	0,10	0,13	0,14	Р.зн.	0,01
	100,00	26,31	34,21	36,84	—	2,64
93/41	3,69	0,44	0,61	2,44	0,18	0,02
	100,00	11,92	16,53	66,13	4,88	0,54

гранатов алмазной ассоциации (Харьков, 1978) из пробы 110/41 попадает 12,6% проанализированных зерен, из пробы 93/41 — 4,8%, причем только лилового и красного цвета. Соотношение цветовых разностей в проанализированных гранатах приведено в табл. 3.

Таблица 3

Соотношение цветовых разностей гранатов,  
проанализированных на микроанализаторе  
(числитель — число зерен, знаменатель — %)

Проба	Лиловый	Красный	Оранжевый	Коричневый	Всего
110/41	54	39	14	—	107
	50,5	36,4	13,1		100
93/41	26	11	37	31	105
	24,8	10,5	35,2	29,5	100

## Оливин

Неизмененный оливин в кимберлитовых породах рассматриваемой трубки макроскопически встречается очень редко. Несколько чаще реликты оливина отмечаются в ксенолитах

Таблица 4  
Средний состав  
и пределы колебаний содержания окислов в оливине

Оксиды	Ксенолиты ультраосновных пород (n=13)		Порфировые выделения (n=4)		Концентрат проб (n=8)	
	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее
SiO <sub>2</sub>	40,07-41,86	40,82	40,03-40,97	40,63	40,39-41,01	40,65
TiO <sub>2</sub>	0,03-0,08	0,04	0,05-0,08	0,07	0,03-0,08	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00-0,02	0,01	0,00-0,02	0,01	0,00-0,04	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00-0,10	0,03	0,00-0,06	0,02	0,00-0,04	0,01
FeO	6,85-10,53	7,77	8,44-8,91	8,68	6,63-10,43	7,72
MnO	0,05-0,10	0,07	0,08-0,13	0,10	0,04-0,09	0,07
MgO	48,75-52,30	50,83	50,03-50,65	50,32	49,17-51,88	50,70
CaO	0,03-0,09	0,07	0,04-0,07	0,05	0,01-0,07	0,04
NiO	0,18-0,33	0,26	0,20-0,26	0,23	0,21-0,30	0,24
Fo	89,2-93,2	92,1	90,9-91,4	91,2	89,4-93,3	92,2

n — количество анализов.

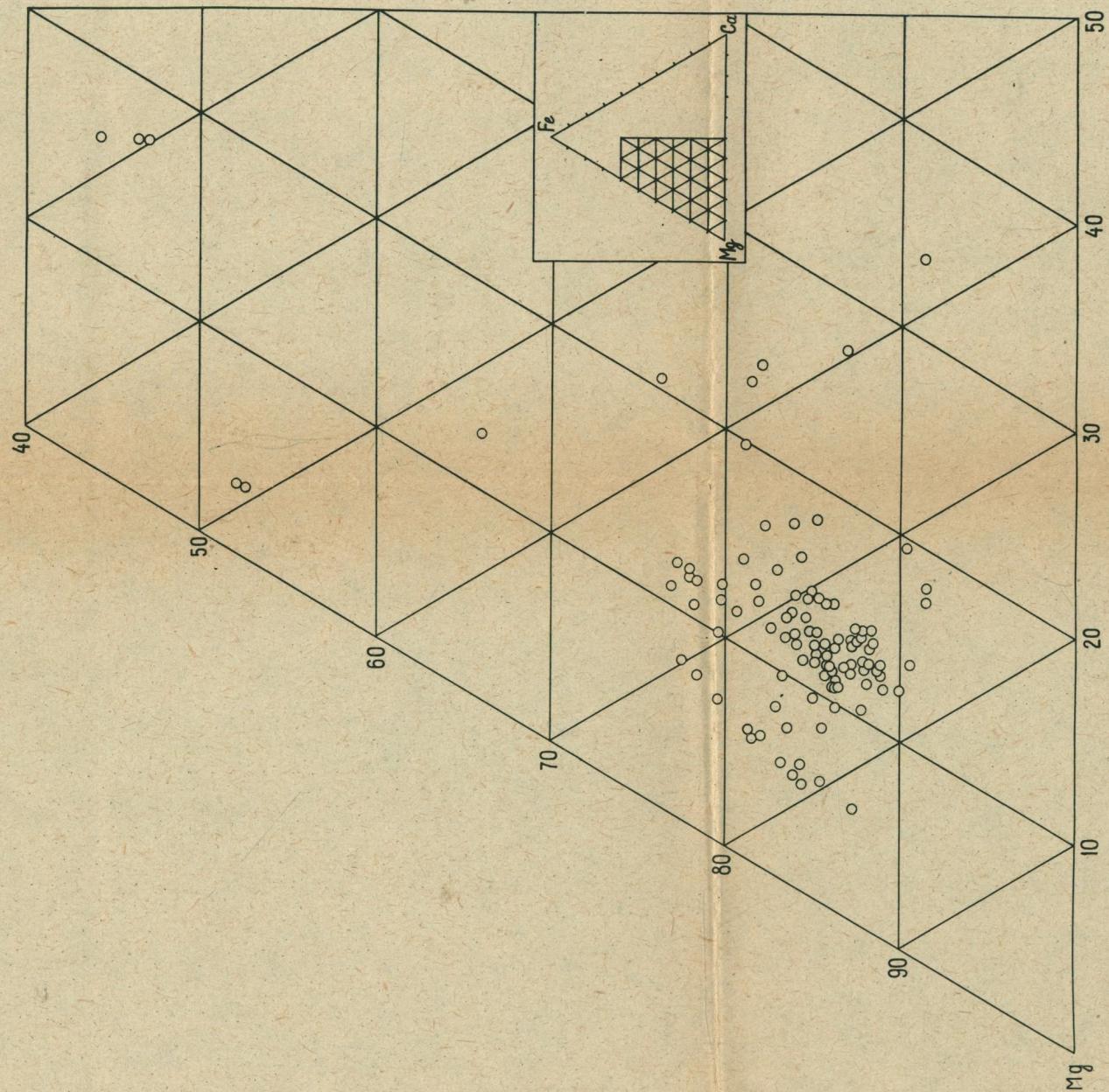


Рис. 3. Диаграмма  $Mg-Fe-Ca$  гранатов из концентрата пробы 110/41

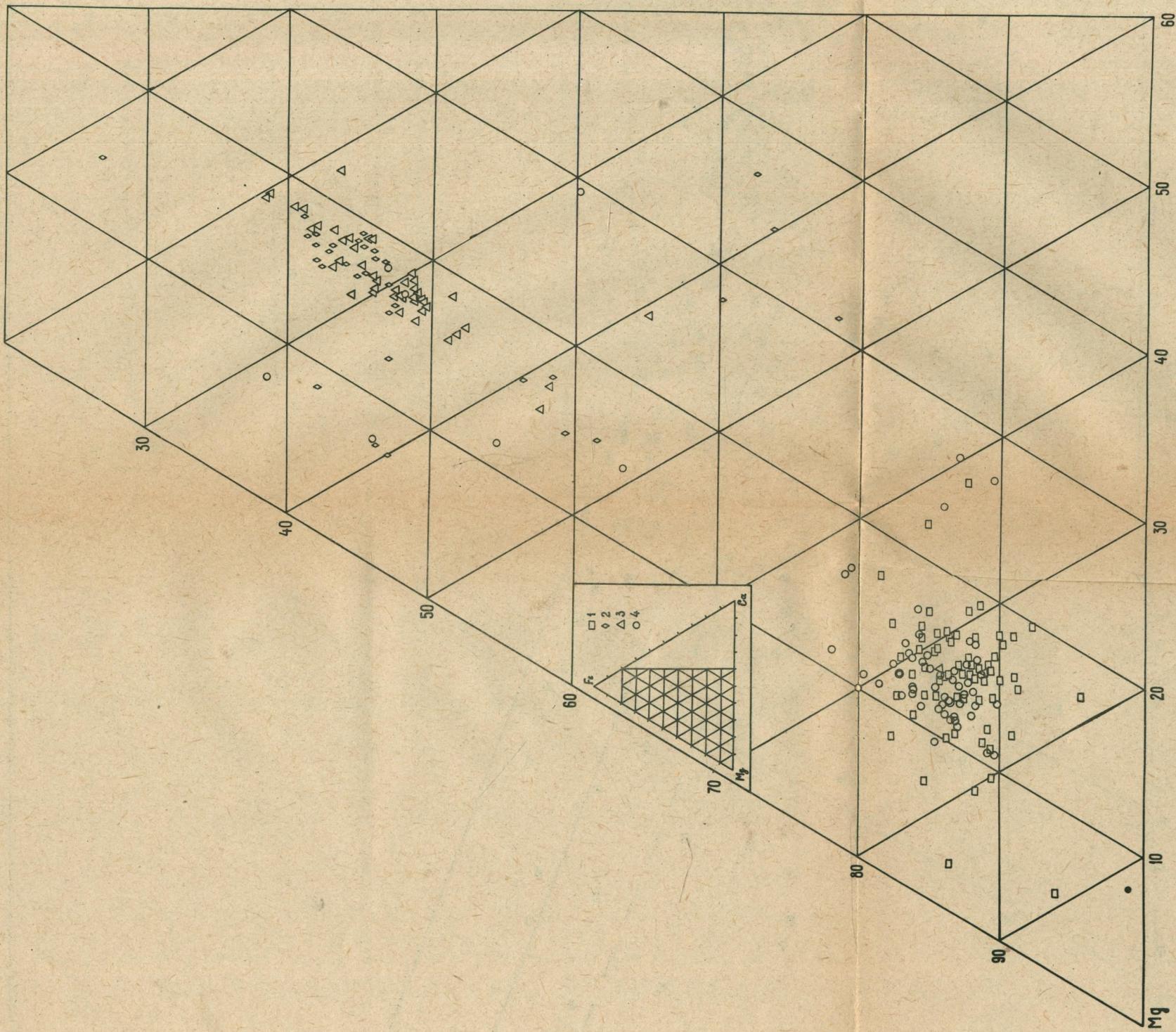


Рис. 2. Диаграмма  $Mg$ — $Fe$ — $Ca$  гранатов из кинолитов ультраосновных пород (1), метаморфических пород (2), гранатов коричневого цвета из концентратов (3), из порфировых выделений (4)

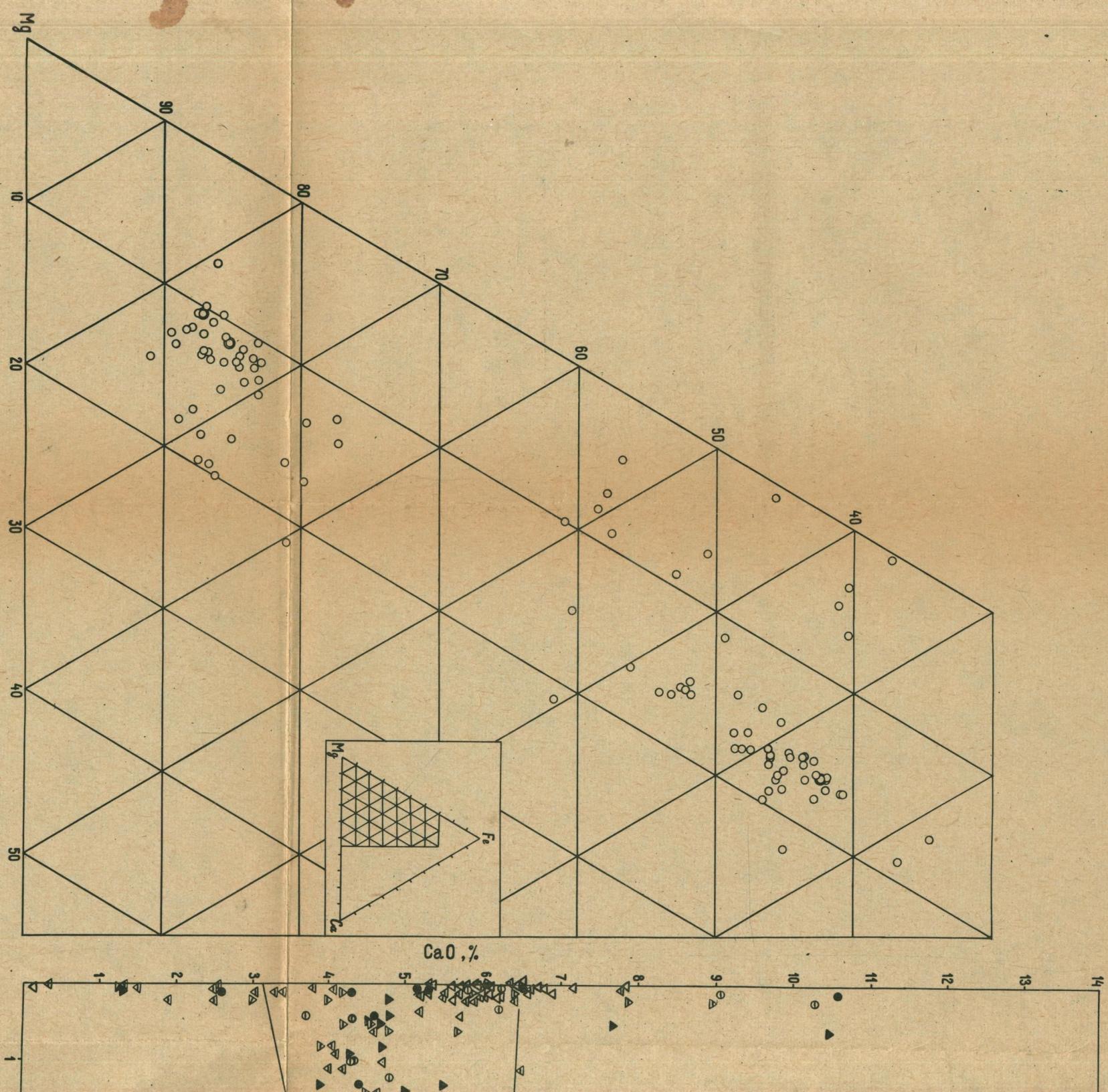


Рис. 4. Диаграмма Mg—Fe—Ca гранатов из концентраты пробы 93/41



Рис. 5. Диаграмма  $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  гранатов из ксенолитов ультраосновных пород (1), порфировых выделений (2), из концентратов пробы 11041 (3) и пробы 9341 (4).  
Наклонная линия в знаке — гранаты лилового цвета, горизонтальная — оранжевого, заливые знаки — красного, открытые — коричневого

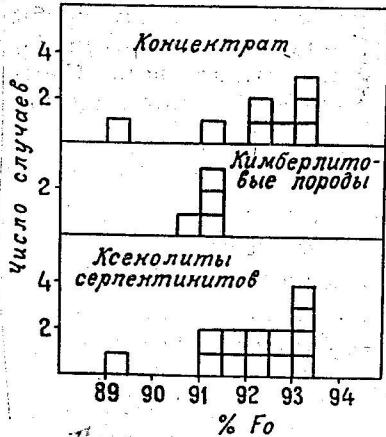


Рис. 6. Состав оливинов из кимберлитовых пород, ксенолитов ультраосновных пород и концентрата проб

ультраосновных пород. Содержание его в концентратах обогащения достигает 0,24 кг/т. Рентгеноспектральный микрозондовый анализ показал (табл. 4), что оливины из ксенолитов серпентинитов содержат 91,0—93,5 % форстеритовой молекулы (рис. 6). Такой же состав имеет оливин из концентратов проб. Оливин из кимберлитовых пород (реликты в так называемых порфировых выделениях I генерации) содержит 91 % форстеритовой молекулы.

### Хромшпинелиды

При изучении состава большое внимание уделялось хромшпинелидам из концентратов обогащения. Здесь установлены пикотит-цейлониты ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от 5 до 32,5%), хромпикотиты ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от 38 до 60%) и магнезиоферритхромиты ( $\text{FeO}$  суммарное от 48 до 62%) (табл. 5).

Таблица 5  
Средний состав и пределы колебаний содержания окислов в минералах группы хромшпинелидов

Оксиды	Пикотит-цейлониты (n=10)		Хромпикотиты (n=40)		Магнезиоферрит-хромиты (n=7)	
	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее
$\text{SiO}_2$	0,00	0,00	0,03-0,64	0,29	0,04-0,42	0,11
$\text{TiO}_2$	0,00-0,08	0,01	0,10-9,37	2,00	1,41-6,15	3,58
$\text{Al}_2\text{O}_3$	37,60-64,54	52,99	1,06-21,69	10,15	0,87-7,53	2,79
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	4,63-32,49	16,22	38,02-59,27	48,53	21,12-39,67	31,05
$\text{FeO}$	8,71-13,67	10,35	16,01-36,07	22,82	48,39-61,59	53,78
$\text{CaO}$	0,00-0,68	0,43	Не обн.	—	Не обн.	—
$\text{MnO}$	0,03-0,18	0,10	0,21-0,56	0,32	0,24-0,49	0,38
$\text{MgO}$	16,29-22,27	19,64	8,52-15,72	12,58	5,33-12,09	7,02
$\text{V}_2\text{O}_3$	0,00-0,03	0,003	0,14-0,88	0,27	0,26-0,85	0,53

п — количество анализов

В проанализированных хромшпинелидах, за исключением большинства зерен пикотит-цейлонитов, постоянно присутствуют титан и, судя по кристаллохимическим формулам, окисное железо, что определяет заметную роль титаномагнетитового компонента в составе хромпикотитов и магнезиоферритхромитов. Видимо, этим объясняется повышенная магнитность многих зерен хромшпинелидов, попадающих в магнитную фракцию.

Определенный интерес представляют мелкие, хорошо сформированные кристаллы хромшпинелидов, включенные в ненарушенные кристаллы слюды. В одном кристалле иногда несколько десятков таких включений. По составу хромшпинелиды относятся к хромпикотитам, но с довольно существенными различиями в содержаниях титана, алюминия, иногда железа (табл. 6).

Таблица 6  
Состав хромпикотитов, включенных в кристаллы слюды

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8
Содержание окислов (%)								
$\text{SiO}_2$	0,08	0,50	0,08	0,04	0,12	0,06	0,06	0,10
$\text{TiO}_2$	4,17	4,57	2,00	5,22	2,89	0,15	0,16	1,62
$\text{Al}_2\text{O}_3$	1,69	6,88	1,89	5,20	2,52	7,80	8,91	3,17
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	41,42	46,39	55,11	46,83	54,23	53,26	53,91	50,30
$\text{FeO}$	43,82	27,48	30,52	26,42	27,43	21,65	19,80	31,28
$\text{CaO}$	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
$\text{MnO}$	0,32	0,32	0,33	0,25	0,34	0,27	0,24	0,36
$\text{MgO}$	7,24	13,06	9,69	11,23	8,44	12,78	12,12	9,93
$\text{K}_2\text{O}$	0,02	0,06	0,10	0,01	0,04	0,04	0,00	0,05
Сумма...	98,76	99,64	99,72	95,20	96,01	96,01	95,21	96,81
Содержание элементов (ат.коляч.)								
$\text{Mg}$	0,406	0,658	0,515	0,599	0,461	0,664	0,629	0,542
$\text{Fe}$	1,380	0,778	0,910	0,791	0,840	0,631	0,577	0,958
$\text{Mn}$	0,010	0,009	0,010	0,008	0,011	0,008	0,007	0,011
$\text{Ca}$	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
$\text{Al}$	0,075	0,274	0,080	0,219	0,109	0,320	0,365	0,137
$\text{Cr}$	1,233	1,241	1,553	1,326	1,571	1,468	1,484	1,457
$\text{K}$	0,001	0,003	0,005	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002
$\text{Ti}$	0,118	0,116	0,054	0,140	0,080	0,044	0,004	0,045
$\text{Si}$	0,003	0,017	0,003	0,001	0,004	0,002	0,002	0,004
Сумма...	3,226	3,110	3,130	3,084	3,078	3,099	3,072	3,156

Особенности состава изученных хромшпинелидов хорошо видны на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 7). Сюда же нанесены составы хромшпинелидов из ультраосновных ксенолитов, варьирующие от пикотит-цейлонитов до хромитов (Сафонов, 1979), среди которых приведены анализы трех зерен попадающих в поле хромитов алмазной ассоциации (Соболев и др., 1975). Среди хромшпинелидов из концентратов обогащения, несмотря на гораздо большее количество анализов, хромиты алмазной ассоциации не обнаружены. Возможно, это связано с тем, что в большинстве случаев анализировались хромшпинелиды из магнитной фракции.

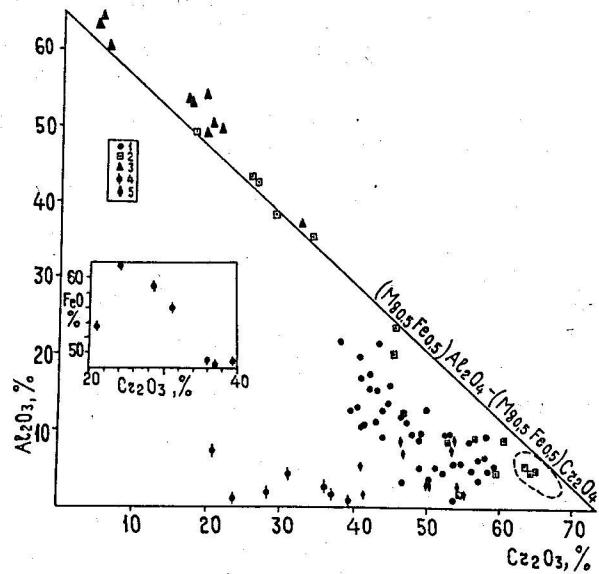


Рис. 7. Диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{Cr}_2\text{O}_3$  хромшпинелидов из магнитной фракции (1), ксенолитов ультраосновных пород (2), пикотит-цийлонитов из концентратов (3), магнезиоферритхромитов из магнитной фракции (4) и хромпикотитов из слюд (5).

Пунктиром показана область составов хромитов, ассоциирующих с алмазами, по Соболеву Н. В. и др. (1975). Во врезке — диаграмма  $\text{FeO}$ — $\text{Cr}_2\text{O}_3$  для магнезиоферритхромитов

## Ильмениты

Чаще всего наблюдаются в виде округлых сложных образований до 1 см в поперечнике. Центральные части сложены агрегатом разноразмерных зерен ильменита, периферические — беспорядочно сочленяющимися неправильными зернами титаномагнетита, иногда анизотропного, а также перовскита и рутила. Зерна ильменита в этих образованиях всегда имеют четкие очертания, контуры же других зерен расплывчатые. Нередки зерна ильменита в виде обломков размером не более 0,5 см, обладающие как монокристаллическим, так и агрегат-

Таблица 7

Состав проанализированных ильменитов

Компонент	Хелваки		Магнитная фракция		
	92/515	110/635,5	168/3	92/39	168/5
Содержание окислов (%)					
$\text{SiO}_2$	Не опр.	Не опр.	0,00	0,06	0,00
$\text{TiO}_2$	48,80	48,20	49,26	43,67	44,96
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,00	0,18	0,09	0,09	0,07
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	4,31	3,87	3,74	1,03	0,32
$\text{FeO}$	34,14	33,84	36,38	50,03	53,98
$\text{CaO}$	0,02	0,12	0,00	0,00	0,00
$\text{MnO}$	0,29	0,00	0,34	0,29	0,33
$\text{MgO}$	II,27	10,70	10,65	6,20	0,57
$\text{V}_2\text{O}_5$	-	-	0,42	0,44	0,29
Сумма ...	98,83	96,91	100,88	101,81	100,52
Содержание элементов (ат.коляч.)					
Mg	0,406	0,393	0,378	0,233	0,022
Mn	0,006	0,000	0,006	0,006	0,007
Ca	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000
Fe	0,690	0,697	0,726	1,055	1,181
Al	0,000	0,005	0,003	0,003	0,002
Cr	0,082	0,075	0,070	0,021	0,007
Ti	0,887	0,893	0,884	0,829	0,886
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	-	-	0,008	0,009	0,006
Сумма ...	2,072	2,066	2,075	2,156	2,226

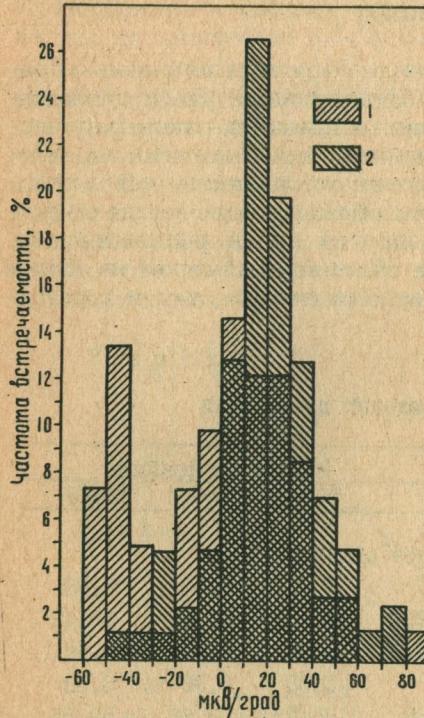


Рис. 8. Гистограмма значений термоЭДС магнитного (1) ( $n=82$ ) и обычного (2) ильменита ( $n=87$ )

дального строением. Микрозондовый анализ ильменита из крупных выделений (желваков) и магнитной фракции показал (табл. 7), что первые по составу аналогичны обычному ильмениту, вторые же характеризуются резко пониженным содержанием  $MgO$  и  $TiO_2$  и близки к магнитным ильменитам из других трубок (Зольников и др., 1976).

Определено значение термоЭДС для визуально диагностированных зерен (размером 0,5 мм) немагнитного (87 определений) и магнитного ильменита (82 определения).

На гистограммах (рис. 8) отчетливо видно, что для магнитного ильменита устанавливается два максимума: в области отрицательных значений термоЭДС — от -60 до -20 мкВ/град (21 определение, или 26 %), и в области положительных значений — от 0 до +30 мкВ/град (32 определения, или 39 %). Для обычного ильменита установлен один сильно выраженный максимум в области положительных значений — от 0 до 40 мкВ/град (61 определение, или 71 %).

### Выводы

1. Полученные данные о составе и содержании гранатов двух ассоциаций могут быть использованы как минералогический критерий для выделения разновидностей кимберлитовых пород. Сходство состава гранатов из порфировых выделений с гранатами из ксенолитов ультраосновных и метаморфических пород, по мнению К. Н. Никишова и В. П. Корниловой, может свидетельствовать о попадании их в кимберлитовые породы при плавлении пород ультраосновного состава и де-

зинтеграции метаморфических пород. Гранаты коричневого цвета по составу идентичны гранатам метаморфической ассоциации.

2. Хромшпинелиды из концентрата обогащения и включений в слюде по составу образуют три большие группы: никотит-цейлониты, хромникотиты и магнезиоферритхромиты, постепенно переходящие друг в друга.

3. Ильмениты по составу подразделяются на две группы: обычные и магнитные, аналогичные таковым из ряда других кимберлитовых трубок.

### Литература

Зольников Г. В., Филиппов Н. Д., Гамянина В. В. Магнитная фракция ильменита из проб кимберлитовой брекции трубы Мир. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 160—163.

Сафонов А. Ф. Особенности состава гранатов и хромшпинелидов из ксенолитов ультраосновных пород в одной из кимберлитовых трубок Якутии. — В кн.: Минералогич. особенности эндогенных образований. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 15—23.

Соболев Н. В., Покhilенко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. — Геол. и геофиз., 1975, № 11, с. 7—24.

Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1978.— 136 с.

Sobolev N. V., Lavrent'ev J. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from kimberlites of Yakutia and their parageneses. «Contribs. Mineral. Petrol.» 1973, v. 40, No 1, p. 39—52.

Н. Д. Филиппов

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПОВЕДЕНИЯ ТИТАНА В ОДНОЙ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТСКОГО ПОЛЯ

При изучении вещественного состава кимберлитовых пород, слагающих трубку, было проведено сравнительное исследование минералов тяжелой фракции в разновидностях кимберлитовой брекчии, выделенных по минерало-петрографическим признакам. Изучение рудных минералов производилось оптическими методами с определением состава наиболее характерных образцов на рентгеновском микроанализаторе JXA-50A при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока на образцах порядка 50 нА. Получен ряд новых сведений о составе и характере взаимоотношения рудных минералов в кимберлитовых брекчиях. Итоги этой работы в части, касающейся рудных минералов — окислов титана, освещаются в предлагаемой статье вместе с некоторыми соображениями о поведении титана. Аналитические работы проведены сотрудником кабинета рентгено-спектрального анализа Института геологии В. Ф. Махотко. Результаты микроанализа приведены в таблице.

Геологическое строение трубы подробно рассмотрено в статье Г. В. Зольникова и др. настоящего сборника и здесь не обсуждается.

Для всех разновидностей пород, слагающих трубку, наиболее характерно присутствие минералов титана в форме округлых желваков неровнозернистого пикроильменита (1), окруженного невыдержанной каймой из сросшихся неправильных зерен перовскита (2) и титаномагнетита (3), среди которых изредка обнаруживаются зерна рутила (4). Размеры этих желваков разнообразны, но не превышают 3 см. Нередко наблюдаются обломки таких желваков. И целые желваки, и обломки их выступают в роли порфировых выделений. Наряду с ними в связующей массе породы встречаются многочисленные мелкие (не более 0,1 мм) выделения минералов — окислов титана, находящихся в довольно сложных взаимоотношениях с вмещающей средой.

Для связующей массы кимберлитовой брекчии I разновидности характерны неизмененные и участками измененные кристаллы перовскита (5). Расположение в пределах кристалла и форма измененных участков разнообразны: от концентрических зон внутри кристалла (6) до неправильных участков на краю кристалла (7). В измененных участках понижается содержания кальция и титана при одновременном возрастании содержаний железа, хрома, алюминия и магния, т. е. вещество перовскита метасоматически замещается веществом хромпикотитового состава.

Связующая масса кимберлитовой брекчии II разновидности характеризуется почти полным отсутствием перовскита в виде обособленных кристаллов. Вместо таких кристаллов наблюдаются псевдоморфозы тонкозернистого железистого анатаза (8) по кристаллам, кубический габитус которых позволяет предполагать первоначально перовскитовый состав их. Рентгеноометрическая диагностика зерен размером в несколько сотых долей миллиметра не представляется возможной, поэтому минерал назван анатазом по составу и оптическим свойствам (сильно рефлексирующая землистая рудная масса в отраженном свете имеет желтовато-белую окраску, в проходящем — светло-коричневую; показатель преломления около 2,0 и двупреломление не более 0,050). Иногда эти псевдоморфозы окружены прерывистой каймой кричтонита (9), в которой содержатся единичные вкрапления неправильных зерен хромпикотитового состава (10). Одна из таких псевдоморфоз обнаружена включенной в кристалл слюды. Это включение представляет собой, по-видимому, продукт разложения и замещения довольно крупного (около 0,4 мм) кубического кристалла перовскита, реликты которого сохранились в центре включения (11). По периферии куба наблюдается тонкая прерывистая кайма рудного вещества переменного состава с многочисленными неправильными густками хромпикотита (12) и пикроильменита (13).

Судя по изложенному выше, в кимберлитовой брекчии I разновидности наблюдается начальная стадия нарушения равновесности химических компонентов породы, характеризующаяся переходом титана в подвижное состояние. Во второй разновидности зафиксирована, вероятно, заключительная стадия этого нарушения равновесности, в ходе которой титан вновь становится инертным компонентом, переходя в связанные состояния в новообразованных минеральных фазах (анатаз и кричтонит).

Результаты рентгеноспектрального анализа состава рудных минералов

3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	21	22	23	24
Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	0,07	0,10	0,43	0,00	0,04	0,06	Не опр.	Не опр.	2,03	0,54	0,85	0,10	Не опр.	0,31	0,32	1,32	1,26
14,19	87,15	55,92	40,39	5,II	89,6I	50,34	5,97	56,42	5,2I	48,75	5,93	4,45	9I,13	95,80	95,I2	96,95	55,32	92,I4	60,68	93,I4	83,25
0,00	0,00	0,09	0,18	7,58	0,02	0,02	5,42	0,00	5,20	0,29	4,39	5,52	0,18	0,16	0,22	0,04	0,06	0,16	0,II	0,38	0,40
I,06	4,75	0,25	2,98	46,56	0,05	0,16	49,37	0,46	46,83	9,22	7,II	50,85	0,10	0,10	0,15	0,13	0,09	0,09	0,II	0,10	0,10
75,47	2,8I	I,06	28,24	26,53	0,63	42,68	26,22	0,89	26,42	24,II	72,09	26,04	I,55	0,27	0,37	0,18	37,52	2,22	36,88	I,49	I2,14
I,00	0,II	0,00	0,00	0,00	0,2I	3,49	0,65	0,00	0,25	0,24	0,59	0,47	0,05	0,0I	0,04	0,0I	Не опр.	0,05	I,38	0,13	0,13
6,46	0,4I	0,08	0,40	10,80	0,03	0,10	II,15	0,07	II,23	10,45	II,70	10,77	0,II	0,28	0,64	0,04	0,76	0,57	I,20	0,13	0,70
0,26	0,07	37,50	30,00	0,46	0,56	0,22	0,09	44,52	0,00	0,12	0,3I	0,00	I,43	2,08	2,40	I,55	I,32	I,87	0,16	2,09	2,56
Не опр.	0,00	0,01	0,04	Не опр.	Не опр.	0,07	0,03	0,02	0,0I	Не опр.	0,02	0,03	0,07	0,07	0,07						
98,44	95,30	94,90	102,19	97,04	9I,18	97,II	99,30	102,36	95,19	93,28	102,I2	98,I0	96,65	99,27	99,8I	99,0I	95,07	97,43	100,87	98,85	I0I,6I

I - зерно пикроильменита из желвака (92/5I5, здесь и ниже в скобках указаны номера образцов); 2 - зерно первовскита из желвака (92/5I5); 3 - зерно титаномагнетита из желвака(92/5I5); 4 - зерно рутила из желвака(92/5I5); 5 - кристалл первовскита(IIO/635,5); 6 - зона изменения внутри кристалла первовскита(IIO/635,5); 7 - измененный до хромпикотита краевой участок кристалла первовскита(IIO/635,5); 8 - анатаз псевдоморфный(IIO/338); 9 - кричтонит псевдоморфный (IIO/338); 10 - включение хромпикотита в псевдоморфном кричтоните (IIO/338); II - реликт кристалла первовскита; I2 - хромпикотит псевдоморфный; I3 - пикроильменит псевдоморфный (II, I2, I3 - включение в кристалле слюды из концентраты обогащения пробы ЮШЗ-473); I4 - титаномагнетитовая кайма вокруг кристалла хромпикотита (92/5I5); I5 - кристалл хромпикотита в титаномагнетитовой кайме (92/5I5); I6 - анатаз в измененной осадочной породе (92/65,5); I7 - I8 - анатаз из ксенолита органогенного известняка (IIO/238); I9 - рутил из ксенолита органогенного известняка (IIO/289); 20 - кричтонит из ксенолита органогенного известняка (IIO/238); 2I - рутиловая кайма вокруг зерна кричтонита (IIO/289); 22 - зерно кричтонита, окаймленное рутилом (IIO/289); 23 - зерно рутила, окаймленное кричтонитом (IIO/289); 24 - зона перехода от рутиловой сердцевины к кричтонитовой кайме (IIO/289).

Результаты рентгеноспектрального анализа состава рудных минералов

Окислы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	0,07	0,10	0,43	0,00	0,04	0,06	Не опр.	Не опр.	2,03	0,54	0,85	0,10
TiO <sub>2</sub>	48,80	50,62	14,19	87,15	55,92	40,39	5,II	89,6I	50,34	5,97	56,42	5,2I	48,75	5,93	4,45	9I,13	95,80	95,I2	96,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,18	7,58	0,02	0,02	5,42	0,00	5,20	0,29	4,39	5,52	0,18	0,16	0,22	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,3I	0,00	I,06	4,75	0,25	2,98	46,56	0,05	0,16	49,37	0,46	46,83	9,22	7,II	50,85	0,10	0,10	0,15	0,13
FeO	34,14	I,68	75,47	2,8I	I,06	28,24	26,53	0,63	42,68	26,22	0,89	26,42	24,II	72,09	26,04	I,55	0,27	0,37	0,18
MnO	0,29	0,14	I,00	0,II	0,00	0,00	0,00	0,2I	3,49	0,65	0,00	0,25	0,24	0,59	0,47	0,05	0,01	0,04	0,01
MgO	II,27	0,00	6,46	0,4I	0,08	0,40	I0,80	0,03	0,10	II,15	0,07	II,23	I0,45	II,70	I0,77	0,II	0,28	0,64	0,04
CaO	0,02	38,87	0,26	0,07	37,50	30,00	0,46	0,56	0,22	0,09	44,52	0,00	0,12	0,3I	0,00	I,43	2,08	2,40	I,55
K <sub>2</sub> O	Не опр.	0,04	Не опр.	Не опр.	0,07	0,03	0,02	0,01											
Сумма...	98,83	9I,3I	98,44	95,30	94,90	I02,19	97,04	9I,18	97,II	99,30	I02,36	95,19	93,28	I02,12	98,10	96,65	99,27	99,8I	99,0I

I - зерно пикроильменита из желвака (92/515, здесь и ниже в скобках указаны номера образцов); 2 - зерно перовскита из желвака (92/515); 3 - номагнетита из желвака(92/515); 4 - зерно рутила из желвака(92/515); 5 - кристалл перовскита(IIO/635,5); 6 - зона изменения внутри кристалла(IIO/635,5); 7 - измененный до хромпикотита краевой участок кристалла перовскита(IIO/635,5); 8 - анатаз псевдоморфный(IIO/338); 9 - псевдоморфный (IIO/338); 10 - включение хромпикотита в псевдоморфном кричтоните (IIO/338); 11 - реликт кристалла перовскита; 12 - хромпикотит псевдоморфный; 13 - пикроильменит псевдоморфный (II, 12, 13 - включение в кристалле слюды из концентрата обогащения пробы ЮШЗ-473); 14 - номагнетитовая кайма вокруг кристалла хромпикотита (92/515); 15 - кристалл хромпикотита в титаномагнетитовой кайме (92/515); 16 - анатаз, измененный осадочной породе (92/65,5); 17 - 18 - анатаз из ксенолита органогенного известняка (IIO/238); 19 - рутил из ксенолита органогенного известняка (IIO/289); 20 - кричтонит из ксенолита органогенного известняка (IIO/238); 21 - рутиловая кайма вокруг зерна кричтонита (IIO/289); 22 - зерно кричтонита, окаймленное рутилом (IIO/289); 23 - зерно рутила, окаймленное кричтонитом (IIO/289); 24 - зона перехода от рутиловых кристаллов к кричтонитовой кайме (IIO/289).

Поскольку в процессе нарушения равновесного состояния вещества породы перовскит замещается хромпикотитом, причиной этого нарушения является, видимо, привнос хрома, вызванный скорее всего проникновением каких-либо глубинных эманаций. С прекращением этого проникновения начинается, вероятно, заключительная стадия неравновесного состояния, когда псевдоморфные образования хромпикотита и реликты перовскита с поверхности обрастают соединениями вновь становящегося инертным титана. Такие новообразования титановых минералов представлены, кроме уже упоминавшихся анатаза и кричтонита, более редким титаномагнетитом (14), образующим каймы вокруг кристаллов хромпикотита (15). По-видимому, во время этой же заключительной стадии титан, теряющий подвижность, образовал минералы-окислы в ксенолитах измененных карбонатных осадочных пород пелитоморфного строения и в монолитных ксенолитах органогенных дегритусовых известняков. В пелитоморфных породах эти минералы имеют скелетный габитус кубического характера и нередко наблюдаются в заметных количествах. Размеры скелетных образований не превышают 0,1 мм. Судя по оптическим свойствам (см. выше), они относятся к анатазу (16). В ксенолитах органогенных известняков минералы-окислы титана встречаются в виде расплывчатых неправильных зерен размером 0,1—0,2 мм, окраска которых позволяет предполагать наличие не только анатаза (желтовато-белый цвет, анализы 17, 18), но и рутила (черный цвет, анализ 19). Вместе с анатазом и рутилом в ксенолитах органогенных известняков обнаруживаются включения ильменитового (кричтонитового) состава, которые также имеют расплывчатые очертания, но, кроме неправильных, размером 0,1—0,2 мм зерен (20), образуют еще и пластинчатые зерна размером не более 0,2 мм. При исследовании двух таких зерен в одном ксенолите обнаружилось, что одно из них окружено каймой рутила (21, 22), а у другого рутилом сложена сердцевина (23, 24), причем в обоих случаях между кричтонитом и рутилом нет отчетливой границы. Сложная конфигурация и расплывчатые границы зерен рудных минералов в ксенолитах органогенных известняков не свидетельствуют о терригенном происхождении этих зерен. По-видимому, они образовались метасоматическим путем. Это в полной мере относится и к скелетным зернам анатаза в измененных карбонатных осадочных породах пелитоморфного строения. Ксенолиты органогенных известняков, содержащие в себе зерна анатаза, рутила и кричтонита, не

обнаруживают явных следов метаморфического воздействия. Это прямо свидетельствует о проявлении высокой подвижности титана в среде с весьма невысокими термодинамическими параметрами. По мнению автора, возникновение минералов титана в рассматриваемых ксенолитах под воздействием именно кимберлитового вещества достаточно очевидно. Поэтому следует, вероятно, считать, что титан в кимберлитовых трубках сохраняет подвижность до самых последних стадий формирования трубки.

А. Г. Копылова

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ХРОМА ПРИ ЭВОЛЮЦИИ ТРАППОВЫХ РАСПЛАВОВ

Закономерности распределения хрома при процессах внутрикамерной дифференциации магмы обсуждались неоднократно в работах по геохимии элементов-примесей (Mc Dougall, Lovering, 1963; Феоктистов, 1965; Уэйджер, Браун, 1970; Нестренко, Альмухамедов, 1973; и др.). Однако многие вопросы геохимии этого интересного в смысле информативности элемента освещены слабо, в частности поведение его на ранних этапах эволюции магматических систем. Геохимический материал по распределению хрома в трапповых образованиях Сибирской платформы дает возможность исследовать поведение элемента в докамерный период эволюции магмы, в том числе при взаимодействии мантийных флюидов с эволюционирующим расплавом, показать геохимические особенности поведения его при формировании интрузивов, прошедших стадию докамерного развития в промежуточном очаге. Слабо освещены в литературе и закономерности изменения концентрации хрома при кристаллизации магмы в гипабиссальных условиях в камерах различной морфологии.

Содержание хрома определялось автором спектральным методом с чувствительностью  $3 \cdot 10^{-4}\%$  и относительной ошибкой определения 5—10% в разных интервалах концентраций. Правильность методики проверялась по результатам анализов различных стандартных проб: стандартные образцы США — BCR-I, AGV-I, образец базальта Центрального геологического института ГДР, диабаза ДИМ-1 ИГЕМ АН СССР, а также образцы траппа СТ-1А и эсексита СГД-1А Института геохимии СО АН СССР. Систематических отклонений по результатам анализа стандартных проб не наблюдалось. По этой методике получена информация о содержании хрома в различных группах разновозрастных базитов Сибирской платформы.

Наиболее надежно особенности геохимии хрома на этапе возникновения базитовых расплавов в верхней мантии Земли

можно проанализировать на основе сравнительного рассмотрения изменения его концентраций в разновозрастных базитах Сибирской платформы, а также интрузивных траппах одной возрастной группы, но внедренных вдоль разных магмоподводящих зон.

## Интрузивы рифейской трапповой формации

Материал о распределении хрома в разновременных интрузивах рифейских базитов получен на основе изучения даек южной части Анабарского массива. По времени становления среди них выделяется несколько возрастных групп. Наиболее ранние — мукунские базиты первой и второй фаз внедрения, затем следуют раннебилляхские и позднебилляхские траппы (Машак, 1977). Общим для всех рифейских базитов этого региона является широкий спектр составов пород, включающий как обычные базиты, так и продукты позднего этапа кристаллизационной внутрикамерной дифференциации типа аплитов и гранофиров. Их появление свидетельствует о длительной эволюции базитового расплава в вертикальных камерах трещинных интрузивов южной части Анабарского массива.

Во всех типах тел этой возрастной группы для хрома характерно пониженное содержание против кларка в основных породах (табл. 1). Очень контрастные изменения концентраций элемента связаны с этапом эволюции магмы во внутрикамерных условиях. Распределение хрома в последовательных дифференциатах даек следует классическому поведению его при кристаллизации базитового расплава во внутрикамерных условиях, но здесь необходимо подчеркнуть факт относительного повышения содержания хрома в породах самой заключительной стадии кристаллизации — в аплитах. Содержание хрома в аплитах мукунских тел II фазы — 66 г/т при среднем по интрузивам — 19 г/т, для даек раннебилляхских базитов эти количества соответственно равны 78 г/т в аплитах и 70 г/т в долеритах. Это свидетельствует о том, что при определенных условиях хром удерживается в расплаве вплоть до самых заключительных этапов внутрикамерной кристаллизации, чemu в значительной мере способствует закрытость магматической системы.

Неравенство средних содержаний элемента в разновозрастных группах пород отражает не только особенности исходного магмообразования, происходившего в разное время с интервалом в 100—200 млн. лет, но и неодинаковую интенсивность

Таблица I

Содержание хрома в интрузивах рифейских базитов южной части Анабарского щита, г/т

Порода	Препели колебаний Среднее	Порода	Пределы колебаний Среднее
<u>Дайки мукунских базитов, I фаза</u>			
Микродолериты, n = 4	60-126 115	Микродолериты, n=1	79
Кварцевые долериты, n = 28	16-290 95	Долериты, n = 25	29-123 70
Кварцевые габбро-долериты, n = 10	26-112 70	Аплиты, n = 2	66-90 78
Кварцевые монцонит-порфирь, n = 20	3-31 8	Среднее, n = 28	70
Аплиты, n = 2	10-12 II	<u>Позднениллякские базиты, Бульхайская дайка</u>	
Среднее, n = 64	60	Микродолериты, n=3	71-150 125
<u>Дайки мукунских базитов, II фаза</u>			
Долерит-монцониты, n = 4	3-25 13	Краевые такситовые долериты, n = 22	34-320 184
Габбро-слениты, n = 12	1-23 1-9	Такситовые габбро-долериты с сульфидами, n = 18	130-240 602
Аплиты, n = 3	31-125 66 19	Габбро-долериты, n = 10	42-760 203
Среднее, n = 19	46	Габбро-диориты, n = 3	21-285 7-35 18
		Аплиты, n = 2	46
		Среднее, n = 91	261
			200

Среднее содержание хрома в основных породах по Виноградову (1996)

и направленность метамагматического преобразования, наблюдавшегося в продуктах основного магматизма этого региона. Метамагматическому преобразованию подвергалось вещество базитов мукунского и позднебиллякского времени внедрения, но оно носило разный характер. Мантийный флюид, под воздействием которого шло преобразование мукунских базитов, характеризовался высокой активностью щелочей и окислительной средой. Результатом такого взаимодействия явился вынос из магматической системы слабых оснований MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и, в том числе, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Содержание хрома в породах, возникших из расплава, подвергшегося метамагматическому преобразованию, минимальное, что особенно заметно при сравнении неизмененных кварцевых габбро-долеритов I фазы мукунских базитов (70 г/т) и измененных долерит-монцонитов I и II фаз (соответственно 8 и 13 г/т).

Такситовые долериты и габбро-долериты позднебиллякских базитов образовались при повторном расплавлении микродолеритов и кварцевых долеритов под воздействием высокотемпературного восстановительного мантийного флюида, который привносил в систему ряд элементов, в их числе хром. Несомненно, что фиксируемое резкое повышение содержания элемента в такситовых долеритах и габбро-долеритах до средних значений 602 г/т при максимальных свыше 2 000 г/т в отдельных пробах по сравнению с неизмененными габбро-долеритами (74 г/т) обязано привносу хрома мантийным флюидом на стадии метамагматического преобразования вещества.

### Интрузивы среднепалеозойской трапповой формации

Распределение хрома в среднепалеозойских базитах изучено на примере тел, локализованных в пределах Вилюйско-Мархинской магмоподводящей зоны. Подробное описание трапповых интрузивов этого региона дано в работах Б. В. Олейникова, В. Т. Саввинова, М. А. Погудиной (1973) и Б. В. Олейникова, В. Т. Саввинова (1975). В табл. 2 приведены средние содержания хрома и значения их дисперсий в различных типах интрузивов этой магмоподводящей зоны, а в табл. 3 — результаты сопоставления их величин по критериям Стьюдента (t) и Фишера (F).

Большая Дыюктелинская дайка офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов является представителем наиболее распространенного типа тел этой формации. Четко прояв-

Таблица 2

Содержание хрома в интрузивах  
среднепалеозойской трапповой формации  
Вилойско-Мархинской магмоподводящей зоны, г/т

Интрузив, порода	Pределы колебаний	Дисперсия
	Среднее	
Большая Дьюктелинская дайка		
Долеритовый порфирит, n = I	I22	
Порфировый микродолерит, n = I	II4	
Офитовые долериты приконтактовой зоны, n = 4	83-II5	
Призматически-офитовые габбро-долериты, n = 15	102	
Призматически-офитовые габбро-долериты, n = 15	55-I82	
Лейкократовые призматически-офитовые габбро-долериты, n = 6	107	
Среднее по дайке, n = 27	15-80	I457
Эйкская дайка, n = 21	93	
	52-300	3015
	I29	
Накынский силл, n = 25	42-II0	9II
	II3	
Верхне-Ханниинский интрузив, n = 10	54-I02	275
	75	
Усть-Ханниинский интрузив, n = 45	27-270	47I9
	I33	
Дайки субщелочных габбро-долеритов, n = II	14-87	740
	56	
Базальты среднепалеозойской формации, n = 62	80-520	
	260	

ленная кристаллизационная дифференциация в вертикальной камере этого тела обусловила постепенное падение концентраций хрома от 118 г/т в контактовой зоне до 45 г/т в срединных частях дайки. В понижении среднего содержания элемента

в интрузиве по сравнению с таковыми в породах контактовых зон фиксируется потеря ранних фаз-концентраторов хрома при отсадке их в невскрытые части вертикального канала дайки.

К этому же типу тел относится и Эйкская дайка. Но в отличие от предшествующей образование пород этого тела шло из переохлажденного, частично закристаллизованного вязкого расплава, содержащего мало летучих. В таких условиях кристаллизация прошла быстро. Поэтому, хотя Эйкская дайка и представляет собой достаточно протяженное по простирианию мощное тело, процессы внутрикамерной дифференциации в нем проявились слабо, и потери хромсодержащих фаз в вертикальном канале камеры не ощущимы (132 г/т в долеритах зоны контакта и 129 г/т в среднем по дайке).

Накынский силл также сложен офитовыми и пойкилоофицитовыми габбро-долеритами. Процессы докамерной и внутрикамерной дифференциации вещества силла проявлены слабо. Среднее содержание хрома 113 г/т.

Таблица 3

Сравнение средних содержаний и дисперсий хрома в интрузивах среднепалеозойской трапповой формации  
Вилойско-Мархинской магмоподводящей зоны

t	t <sub>табл.</sub>	F	F <sub>табл.</sub>	Сравниваемый интрузив
Большая Дьюктелинская дайка				
2,57	2,01	2,10	1,99	Эйкская дайка
2,II	2,01	I,58	I,95	Накынский силл
2,07	2,03	5,21	2,88	Верхне-Ханниинский интрузив
3,40	2,03	I,95	2,74	Дайки субщелочных габбро-долеритов
Усть-Ханниинский интрузив				
0,30	2,00	I,56	I,97	Эйкская дайка
1,66	2,00	5,18	I,87	Накынский силл
5,03	2,01	I7,I3	2,81	Верхне-Ханниинский интрузив
20,48	2,01	6,40	2,05	Дайки субщелочных габбро-долеритов
3,16	2,00	3,28	I,83	Большая Дьюктелинская дайка

Если принять содержание хрома в породах зоны закалки тел за исходное содержание элемента в образовавшем их расплаве, то при сравнении этих величин для Большой Дьюктелинской дайки (118 г/т), Накынского силла (106 г/т) и Эйской дайки (132 г/т) обнаруживается их относительная близость. Это объясняется тождественностью условий образования петрохимически однотипных базитовых расплавов, локализованных в пределах одной магмоподводящей зоны.

В Верхне-Ханьинском интрузиве, сложенном таксито-официтовыми габбро-долеритами, отмечена более низкая концентрация хрома — 75 г/т, что позволяет предполагать потерю ранних хромсодержащих фаз в малоглубинном промежуточном очаге во время остановки там расплава. На это указывают петрологические особенности пород данного интрузива.

Расплав Усть-Ханьинского интрузива с обособлениями аортозитовых габбро-долеритов до поступления в гипабиссальную камеру длительно эволюционировал в глубинном промежуточном очаге. Эволюция сопровождалась кристаллизацией минералов с высоким содержанием хрома — хромшипелидов и гранатов ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в последних до 11%). Благоприятный режим накопления летучих на завершающей стадии этапа перемещения расплава способствовал появлению раннего высокохромистого титаномагнетита с содержанием элемента до 3 000 г/т. Присутствие хромсодержащих минералов, образованных на разных этапах кристаллизации магмы, обусловило широкий диапазон колебаний содержаний элемента (27—270 г/т) в однотипных породах интрузива, фиксирующий неравномерное рассеяние фаз-концентраторов хрома.

При сопоставлении средних содержаний хрома и их дисперсий в разных телах зоны во многих случаях обнаруживаются значимые различия (табл. 3). Нет необходимости обсуждать наличие сходства или различия в каждом конкретном случае. Отметим только, что разница в средних содержаниях хрома в интрузивах, сложенных однотипными породами (Большая Дьюктелинская и Эйская дайки, Накынский силл), исходное магмообразование которых тождественно, определяется степенью дифференциации вещества в протяженной вертикальной камере. Высокие значения коэффициента Стьюдента, полученные при сравнении интрузивов различных типов, обусловлены процессами докамерной эволюции и особенностями магмообразования (Усть-Ханьинский и Верхне-Ханьинский интрузивы, Большая Дьюктелинская дайка, дайки субщелочных габбро-долеритов). Интенсивность кристаллизационной и эманационной дифференциации в основном ответ-

ственна за неравномерное распределение элемента в камере интрузивов.

Характерной чертой базальтов Вилюйско-Мархинской магмоподводящей зоны является повышенное содержание в них палагонитового агрегата. Установлено, что чем больше в базальтах палагонитового вещества, тем ниже в них содержание хрома. Сравнение среднего количества элемента в базальтах и породах интрузивной фации показывает, что содержание хрома в базальтах заметно повышенено (табл. 2). Предполагается, что внедрение интрузивов и излияние базальтов шло в такой временной последовательности: излияние базальтов; внедрение интрузивов, сформированных нормальной толейитовой магмой; становление даек субщелочных габбро-долеритов. В такой же последовательности происходило уменьшение содержания хрома: 260—121—56 г/т.

В целом для пород интрузивной фации среднепалеозойской трапповой формации характерно пониженное против кларка в базитах содержание хрома. Этот вывод справедлив для тел Вилюйско-Мархинской магмоподводящей зоны и подтверждается данными по среднепалеозойским интрузивам Жиганской и Молодинской зон, для которых среднее содержание элемента равно соответственно 165 и 122 г/т.

### Интрузивы верхнепалеозойской — нижнемезозойской трапповой формации

Данные по распределению хрома в основных типах трапповых интрузивов верхнепалеозойского — нижнемезозойского возраста восточной части Сибирской платформы были опубликованы ранее (Копылова, Олейников, 1973). Поэтому остановим внимание на интересующей нас информации по интрузивам базитов этой возрастной группы, локализованным в северо-западной части платформы, разнообразие которых включает производные трахибазальтовой, субщелочной толейитовой, нормальной толейитовой и пикрит-базальтовой серий магм.

Примером массивов, образованных пикрит-базальтовым расплавом, служит дифференцированная Нижнефокинская интрузия (Архипова, Начинкин, 1964), становление которой контролировалось Фокинско-Тангаралахской магмоподводящей зоной. Более чем две трети разреза интрузива приходится на долю пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. Процессы докамерной эволюции для этого тела не показательны,

и строение его связано с гравитационно-кристаллизационным распределением вещества во внутрикамерных условиях. Концентрация хрома закономерно уменьшается в последовательной серии пород от 2 000 г/т в пикритовых габбро-долеритах до 316 г/т в кварцодержащих породах (табл. 4). Высокая хромистость исходного расплава обеспечила значительные концентрации элемента даже в породах, возникших на заключительной стадии его дифференциации. Широкий диапазон изменения концентраций хрома (100—980 г/т) в пегматоидных образованиях Нижнефокинской залежи, вероятно, связан с тем, что среди них выделяются две группы пегматоидов, отличающиеся по минералого-петрографическим особенностям. В одной из них Ю. Р. Васильевым (1970) описан хромистый пироксен редко встречающейся разновидности авгит-пижонита с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  1,06 %.

С активацией Фокинско-Тангаралахской зоны связано и внедрение силлов пойкилоофитовых долеритов (в частности тела Ф-4), производных толейит-базальтовой серии расплавов. Среднее содержание хрома и дисперсия его в этом интрузиве значительно ниже, чем в Нижнефокинской интрузии, что подчеркивается высоким значением коэффициентов Стьюдента и Фишера ( $t=9,08$  при  $t_{0,05}=1,99$  и  $F=72,45$  при  $F_{0,05}=2,23$ ) при сравнении указанных объектов. Предопределено это как неодинаковым составом исходных магм, так и различной интенсивностью внутрикамерной дифференциации расплавов.

В плане сравнения интрузивов, производных пикрит-базальтовой серии расплавов, характеризующихся различной степенью преобразования исходного вещества в докамерный период, целесообразно одновременно с обсуждением данных по геохимии хрома в Нижнефокинском теле привести некоторые материалы и по другим интрузивам этой петрохимической группы тел, в том числе и рудоносным. Для последних отмечена двойственность поведения хрома (Наторхин и др., 1977): с одной стороны, высокая хромистость прямо пропорциональна сульфидоносности интрузива, с другой — внутри рудоносных дифференцированных интрузивов он концентрируется вне зон локализации основной массы сульфидов (такситовых габбро-долеритов), и приурочен к более ранним внутрикамерным дифференциатам — пикритовым габбро-долеритам. Повышенная хромистость рудоносных интрузивов становится особенно заметной при сравнении их с Нижне-Талнахской интрузией, несущей непромышленное оруденение,

Таблица 4

Содержание хрома в интрузивах верхнепалеозойской — нижнемезозойской трапповой формации различных магмоподводящих зон северо-западной части Сибирской платформы, г/т

Зо-на	Интрузив	Пределы колебаний		Дис-пер-сия		Интрузив		Пределы колебаний		Дис-пер-сия	
		Среднее	2	Среднее	4	5	6	Среднее	7	8	
<u>Нижнефокинская интрузия</u>											
Порфировые микродолериты кровли, $n=3$		820—970 890		60—1060 923		185—440 376		100—980 390		88—1520 1220	
Одиллоновые габбро-долериты циркониевой зоны, $n=4$											
Безоливиновые кварцсодержащие габбро-долериты, $n=12$											
Безоливиновые габбро-долериты, имеющие тела габбро-пегматита, $n=7$											
Тректолитовые габбро-долериты, $n=5$											
Оlivиновые габбро-долериты, $n=4$											
Пикритовые габбро-долериты, $n=4$											
Тректолитовые габбро-долериты, $n=9$											
Одиллоновые тректолитовые долериты красовой зоны, $n=2$											
<u>Манычско-Лялинская</u>											
Одиллоновые габбро-долериты, $n=6$											
Одиллоновые габбро-долериты, $n=3$											
Тректолитовые габбро-долериты, $n=2$											
Одиллоновые габбро-долериты, $n=4$											
Тректолитовые габбро-долериты, $n=7$											
Одиллоновые габбро-долериты, $n=2$											

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8
Средневзвешенное	I650		Среднее по интрузиву, п. =33	I000		I24609	
Среднеархиметическое	II87	511225	Интрузивы титан-авгитовых	27-42			
Сиял пойкилофитовых	I60-460	7056	долеритов, п. =5	31			
долеритов, Ф-4	326		Интрузивы амфиболизированных габбро-долеритов, п. =7	46-360			
			Кварцевые диорит-монцониты, п. =10	155			
				5-9	6		

и нерудоносным интрузивом Моронго (табл. 5), образованных также пикрит-базальтовой серией расплавов, но не эволюционировавших в глубинном промежуточном очаге.

Возможно, объяснение этого явления найдено в связи с исследованиями Б. В. Олейникова (1979). По его мнению, обогащение хромом (а также рядом других элементов) рудоносных интрузивов произошло в результате взаимодействия высокотемпературного восстановительного мантийного флюида с эволюционирующим в глубинном промежуточном очаге расплавом. Степень обогащенности хромом, вероятно, была еще более ощутимой, если учесть, что часть высокотемпературной хромовой фазы неизбежно потеряна при докамерной эволюции расплава. Для норильских рудоносных интрузивов таковыми фазами были богатые хромом шпинелиды и хромсодержащий пироп. Гравитационное осаждение первых вместе с ранним внутрикамерным оливином и обусловило высокую концентрацию хрома в пикритовых габбро-долеритах. Распределение этих фаз крайне неравномерно в аортозитовых габбро-долеритах норильских рудоносных интрузивов. Так, исследования показали, что в аортозитовых габбро-долеритах интрузива Норильск I содержание хрома изменяется от 85 до 1000 г/т, Норильск II — от 97 до 224 г/т, а Черногорский — от 41 до 200 г/т.

В пределах северо-западной части Сибирской платформы

Таблица 5

Средневзвешенное содержание хрома в интрузивах, образованных пикрит-базальтовой серией трапповых расплавов из района северо-западной части Сибирской платформы, г/т

Интрузив						
Черно-горский	Норильск I	Хара-лахский	Верхний Талнах-ский	Нижний Талнах-ский	Моронго, г. Пута-ная	Нижне-бокинский
Архипова (1975)			Наторхин и др. (1977)		Данные автора	
2100	1550	790	650	160	190	1650

Имангдинско-Летнинская магмоподводящая зона контролировала становление тел базитов, чей состав заметно отличается от среднего состава производных толейитового расплава трапповой формации как в сторону их повышенной магнезиальности, так и повышенной щелочности. Низкое содержание хрома установлено в субщелочных, богатых калием титан-авгитовых долеритах (31 г/т). Оно значительно ниже содержания в субщелочных разновидностях траппов других магмоподводящих зон, не говоря уже о базитах нормального ряда. Для сравнения с последними приведем среднее значение в двух интрузивах пойкилофитовых долеритов Имангдинско-Летнинской зоны — 150 и 270 г/т.

В телах амфиболизированных габбро-долеритов концентрация хрома такая же, как в пойкилофитовых габбро-долеритах зоны (155 г/т), но рассеяние его в этих телах характеризуется большей дисперсией, что связано с преобразованием вещества интрузива в постмагматическую стадию при взаимодействии последнего с водосодержащим флюидом.

В Джальтульской расслоенной интрузии, образованной толейитовым расплавом повышенной магнезиальности, установлена высокая средняя концентрация хрома — 1 000 г/т. В оливинсодержащих разностях пород хром распределен относительно равномерно, значительно снижена его концентрация только в плагиоклазитах — 225 г/т (табл. 4), но и она достаточно высока. Пикритовые габбро-долериты характеризуются пониженным содержанием элемента (560 г/т), что при отсутствии в породе хромсодержащей рудной фазы связано с количественным соотношением оливина, чья структура неблагоприятна для изоморфного рассеяния хрома, и клинопироксена — основного минерала-носителя хрома в базитах толейитового состава. Расслоенность интрузии, наличие в ее составе значительного разнообразия пород обусловили широкий диа-

пазон концентрации хрома (95—1 740 г/т) и его высокую дисперсию.

В северо-западной части Сибирской платформы известны мелкие тела своеобразных пород — кварцевые диорит-монцониты, в которых зафиксировано минимальное для всех типов интрузивов верхнепалеозойской — нижнемезозойской трапповой формации Сибирской платформы среднее содержание хрома — 6 г/т. Ранее приводились данные, что такие же, очень низкие (13 г/т) концентрации хрома характерны для долерит-монцонитов рифейских базитов Анабарского щита. Сходство этих пород определяется принципиально одинаковым проявлением метамагматического преобразования исходного расплава, происходившего в обоих случаях под влиянием богатого сильными основаниями флюида. Следствием подобного взаимодействия, как правило, является значительный вынос более слабых оснований, в том числе и хрома.

Имангдинско-Летнинской зоной контролировалось внедрение интрузивов трахибазальтовой формации. Автором изучено распределение хрома в трех пологосекущих телах трахидолеритов. Среднее содержание элемента в них практически одинаково, а среднее значение по всем телам намного ниже (19 г/т), чем в производных толеййт-базальтового расплава.

В центральной части Сибирской платформы, в районе р. Нижняя Тунгуска, в пределах Амовской магмоподводящей зоны расположены тела пойкилофитовых долеритов, представленных как крупными силлоподобными залежами (силл TH-16, TH-20), так и дайками (дайка TH-50). Сложенены они одной петрографической разностью пород, и содержание хрома в них в значительной мере отражает зависимость его конечного уровня концентрации от условий кристаллизации расплава в камерах различной морфологии. Среднее содержание элемента в силле в 2,5 раза выше, чем в дайке (табл. 6), что обусловлено потерей части ранних хромсодержащих фаз в вертикальной камере. Активное поведение летучих компонентов в камерах подобного типа, как правило, вызывает значительную дисперсию элемента в породах этих тел, гораздо большую, чем в массивах, формировавшихся в субпластиевой камере. Эта разница в поведении элемента в различной внутрикамерной фациальной обстановке подчеркивается высоким значением коэффициентов Стьюдента и Фишера при сравнении статистических характеристик распределения хрома в силле TH-16, TH-20 и дайке TH-50 ( $t=5,55$  при  $t_{0,05}=2,04$ ,  $F=4,84$  при  $F_{0,05}=2,28$ ).

Те же тенденции соотношений содержания и дисперсий

Таблица 6

Содержание хрома в интрузивах траппов  
Амовской магмоподводящей зоны, г/т

Интрузив	Пределы колебаний		Дисперсия
	Среднее		
Силл пойкилофитовых долеритов, TH-16, TH-20, $n=22$	110-200 155		625
Дайка TH-50, $n=12$	13-156 61		3025
Хонолит интрузива Амо, $n=91$	39-450 245		4489
Дайка интрузива Амо, $n=13$	10-300 110		9409

хрома характерны для распределения элемента в камерах разной морфологии трещинного интрузива Амо (табл. 6), состоящего из хонолитоподобных тел и дайки подводящего канала и содержащего в своем составе обособления аортозитовых габбро-долеритов (Томшин, 1976). Основные черты геохимии хрома в этом интрузиве предопределялись процессами докамерной эволюции расплава. Кристаллизация магмы, начавшаяся в глубинном промежуточном очаге, обусловила появление среди других минералов этапа протокристаллизации хромпикотита и граната с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6,7%. Широкое развитие эманационных процессов и наличие хромсодержащих фаз разных этапов кристаллизации магмы этого интрузива вызывают большую дисперсию элемента как в теле хонолита, так и дайки. Среднее содержание хрома и значение его дисперсий в интрузиве Амо существенно выше, чем в силле пойкилофитовых долеритов ( $t=10,27$  при  $t_{0,05}=1,98$ ,  $F=7,50$  при  $F_{0,05}=1,87$ ), а сравнение этих величин для дайковых тел показывает, что при незначимой разнице средних в дайке тела Амо дисперсия элемента гораздо выше и значительно различна ( $t=1,63$  при  $t_{0,05}=2,07$ ,  $F=3,08$  при  $F_{0,05}=2,79$ ).

#### Разновозрастные базиты Куйской магмоподводящей зоны

Во всех предыдущих примерах распределения хрома в траппах имели случай, когда конкретная магмоподводящая

зона контролировала становление базитов одной возрастной формационной группы. Однако известны факты пространственного совмещения в одной зоне нескольких возрастных трапповых формаций. На таком материале можно проследить тенденции изменения концентраций хрома во времени. На северо-востоке Сибирской платформы, в пределах Куойской магмоподводящей зоны, обнажаются дайковые тела и, реже, силлы базитов рифейского (Большая Уджинская дайка, Верхне-Уджинский силл), дайки среднепалеозойского (дайки низовьев р. Куойки), хонолиты и субпластовые интрузии позднепалеозойского — раннемезозойского (Барыйский хонолит, Верхне-Уджинский интрузив) времени внедрения.

При сравнении средних содержаний хрома в перечислен-

Таблица 7  
Распределение хрома в разновозрастных интрузивах  
Куойской магмоподводящей зоны, г/т

Возраст	Интрузив	Сг	Сравнение средних содержаний		
			t	t табл.	Сравниваемый интрузив
PR <sub>3</sub>	Большая Уджинская дайка, n = 14	39	3,73	2,04	Дайки р. Куойки ( PZ <sub>2</sub> )
PR <sub>3</sub>	Верхне-Уджинский силл, n = 12	133	26,60	2,00	Большая Уджинская дайка ( PR <sub>3</sub> ) Барыйский хонолит ( PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub> ) Верхне-Уджинский силл ( PR <sub>3</sub> )
PZ <sub>2</sub>	Дайки р. Куойки, n = 21	70	13,36	2,06	Верхне-Уджинский интрузив ( PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub> )
PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>	Барыйский хонолит, n = 39	330	18,48	2,01	Барыйский хонолит ( PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub> )
PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>	Верхне-Уджинский интрузив, n = 16	300			

ных разновозрастных телях обнаруживается их явная неоднозначность (табл. 7). Увеличение концентраций хрома идет от более древних образований к молодым, особенно резко возрастая в позднепалеозойской — раннемезозойской группе пород. Степень различий столь велика, что можно пренебречь тем обстоятельством, что в каждом конкретном случае становление интрузива характеризовалось своими особенностями, поскольку результирующая роль в уровнях концентраций хрома в названных интрузивах принадлежит мантийным процессам, сопровождавшим исходное магмообразование.

#### Поведение хрома при процессах эволюции трапповой магмы

Представленный материал по распределению хрома в породах различного типа разновозрастных трапповых интрузивов вместе с ранее опубликованными данными (Копылова, Олейников, 1973, 1975) служит основой для обсуждения главных тенденций его поведения при эволюции базитовых магм. Всю историю развития магматического расплава можно разделить на три этапа: первичное магмообразование, докамерная эволюция вещества, в том числе и на этапе перемещения расплава в гипабиссальную камеру, и эволюция расплава во внутрикамерных условиях.

На примере разновозрастных базитов Куойской магмоподводящей зоны можно констатировать, что для каждой эпохи активизации зоны характерны свои особенности зарождения и последующей эволюции расплавов. Это отчетливо сказывается и на неоднозначных значениях величин среднего содержания хрома в интрузивах разного возраста. Увеличение концентраций хрома к более молодым базитам, вероятно, косвенно может служить признаком более глубокого заложения магматических очагов в каждой последующей эпохе активизации магматизма. Те же тенденции в поведении хрома сохраняются и при сопоставлении разновозрастных интрузивов из разных магмоподводящих зон северо-востока Сибирской платформы. Следовательно, исходная хромистость расплава — функция условий, существующих в области первичного магмообразования.

Условиями исходного магмообразования определяется и разница средних содержаний хрома в интрузивах, сформированных различными сериями базитовых магм в рамках одной возрастной формации. Это положение хорошо иллюстрируется

сопоставлением концентраций хрома в различных интрузивах северо-запада Сибирской платформы: Нижнефокинская интрузия — 1 650 г/т (пикрит-базальтовый расплав), Джгалтульская интрузия — 1 000 г/т (повышенно магнезиальный толейитовый расплав), силлы пойкилофитовых долеритов — 155 и 270 г/т (нормальный толейит-базальтовый расплав), силлы субщелочных титан-авгитовых долеритов — 31 г/т (субщелочной толеитовый расплав) и силлы трахидолеритов — 19 г/т (трахибазальтовый расплав).

При сравнении хромистости петрохимически однотипных одновозрастных интрузивов, нефиксировавших в своем вещественном составе признаков докамерной эволюции сформировавших их расплавов и локализованных в разных магмоподводящих зонах, также обнаруживается наличие генетически значимых различий этой величины, что четко выявляется, например, при сравнении интрузива пойкилофитовых долеритов Амовской зоны (ТН-16, ТН-20) с аналогичными телами базитов других магмоподводящих зон (табл. 8). Это свидетельствует о том, что образование локальных очагов в различных магмоподводящих зонах имеет свои особенности, определяемые условиями исходного магмообразования, свойственного данной зоне, и они четко фиксируются в уровнях концентрации хрома.

Таблица 8

Сравнение средних содержаний хрома  
в однотипных трапповых интрузивах,  
локализованных в разных магмоподводящих зонах, г/т

Силл пойкилофитовых долеритов Амовской зоны, Cr=155 г/т		
Арга-Салинская интрузия, Cr=190	Силл Ф-4, Фокинско-	Cr=330
Джегес-Сербиянская зона	F = не знач. t = 4,41	Тангаралахская зона F = II, 29  t = 7,70
Игыаттинская интрузия, Ахтарандинская зона	Cr=220  F = II, 68  t = 7,06	Боллугурасская интрузия, Cr=135  Чонская зона F = 13,6  t = не знач.
Барийский хонолит, Куйская зона	Cr=300  F = 5,20  t = 16,50	Трещинные интрузивы Cr=185  Алакит-Котуйканской зоны F = II, I3  t = 2,18

Докамерная эволюция базитового вещества в глубинном промежуточном очаге характеризуется высокой активностью хрома. Здесь в резко восстановительной обстановке вне зависимости от состава исходного расплава хром активно входит в продукты интрателлурического этапа кристаллизации магмы с образованием хромшпинелидов и хромистого пиропа. Как показали исследования А. В. Округина, богатые хромом минералы двух упомянутых выше групп наблюдаются в породах рудоносных залежей Норильского района (интрузивы Черногорский, Норильск II), сформированных пикрит-базальтовой серией, а также в Усть-Ханынском, Амовском и Биллэхском интрузивах, производных толейит-базальтовой серии расплавов. Все упомянутые тела содержат в своем составе обособления аортозитовых габбро-долеритов, наличие которых указывает на то, что сформировавший их расплав прошел длительную эволюцию в глубинном мантийном промежуточном очаге. Эта эволюция сопровождалась привносом хрома мантийным флюидом, что наглядно видно при сравнении содержаний этого элемента с количеством его в телах, расплав которых не претерпел аортозитовой тенденции дифференциации в глубинном промежуточном очаге (табл. 9). Эманационное преобразование вещества расплава, неравномерное распределение высокохромистых минералов в объеме интрузивов с аортозитовой тенденцией докамерной дифференциации вызывают значительную дисперсию элемента, гораздо большую, чем в интрузивах обычного пути развития.

Явления иного порядка наблюдаются при остановке расплава в близповерхностных условиях. Хром здесь не привносится, напротив, расплав, начавший кристаллизоваться в малоглубинном промежуточном очаге, теряет часть своих ранних фаз, в том числе и хромсодержащих. Так, Боллугурасская

Таблица 9  
Среднее содержание (X) и дисперсия ( $S^2$ ) хрома  
в трапповых интрузивах с различной степенью  
докамерной эволюции магмы

Толейит-базальтовая магма							Пикрит-базальто-вая магма (Архи- пова, 1975)	
Хоно- лит Амо	Силл TH-16, TH-20	Биллэ- хский	Холомо- дох- Нижний	Усть- Ханы- нский	Накин- ский	Черно- горс- кий	Но- риль- ск I	Мо- рон- го
X, г/т	245	155	260	175	133	113	2100	1560
$S^2$	4489	625	23809	3445	4719	911	Данных нет	180

залежь толеитовых габбро-долеритов и Верхне-Ханнинский интрузив тектонито-офитовых габбро-долеритов, образованные из расплавов, которые эволюционировали в близповерхностном промежуточном очаге, характеризуются пониженным содержанием хрома (соответственно 130 и 75 г/т) в сравнении с наиболее распространенными типами одновозрастных тел (соответственно 220 и 120 г/т).

Интенсивность и химизм метамагматического воздействия мантийного флюида на расплав часто определяет привнос — вынос элемента в системе, эволюционирующей не только в глубинном промежуточном очаге, о чем говорилось выше, но и во внутрикамерных условиях. Последнее наблюдается в тектитовых долеритах и габбро-долеритах позднебиляжского возраста Кенгединской зоны, причем в этом случае воздействие флюида на частично закристаллизованное вещество происходило на глубине 5—7 км от поверхности. Содержание хрома в тектитовых габбро-долеритах при этом иногда увеличивается более чем в 20—30 раз и становится близким к содержанию (более 2 000 г/т) в породах ультраосновного состава.

Иное результирующее влияние оказывают флюиды, характеризующиеся высокой активностью породообразующих щелочей. При метамагматическом взаимодействии с траптовым расплавом они вызывают усиленный вынос хрома, как слабого основания, что приводит к резкому обеднению расплава этим элементом. Показательный пример подобного взаимодействия — низкие концентрации хрома в кварцевых диорит-монтанитах (6 г/т) Имангдинско-Летнинской зоны и в породах мукунских базитов первой (8 г/т) и второй (19 г/т) фаз внедрения, подверженных преобразованию метамагматическими растворами, богатыми щелочами.

Данные автора подтверждают вывод о роли гравитационно-кристаллизационной дифференциации, как решающем процессе, определяющем распределение хрома во внутрикамерных условиях. В дифференцированных интрузиях любого типа хром, концентрируясь в ранних высокотемпературных фазах, обогащает нижние, более магнезиальные горизонты, минимальное его количество в породах заключительных стадий кристаллизации — габбро-пегматитах, кварцевом щелочном габбро. В толеит-базальтовых расплавах повышенной магнезиальности максимум концентрации хрома не совпадает с образованием самых ранних пород. Связано это скорее всего с тем, что физико-химические параметры исходного расплава не благоприятствовали образованию ранних внутрикамерных

хромсодержащих рудных фаз, а массовая кристаллизация пироксена — основного носителя хрома в базитах начинается чуть позднее.

Закономерное уменьшение концентраций хрома в последовательном ряду дифференциатов иногда нарушается относительным всплеском его содержаний в породах самого заключительного этапа кристаллизации, например в аплитах рифейских базитов Кенгединской магмоподводящей зоны, в ферро-габбро Эрбайэксской интрузии, в габбро-пегматитах интрузивов Биллэхский и Холомоох-Нижний. В интрузии Моронго (г. Путаная) в шлирах пегматитов установлено содержание хрома 350 г/т (из трех анализов), что почти вдвое выше среднего по интрузиву — 190 г/т.

При анализе поведения хрома в ходе кристаллизации базитового расплава в различной фациальной внутрикамерной обстановке обнаруживается заметная разница в распределении элемента в породах пластовой и дайковой фаций одного и того же тела: в дайковых телах концентрации его заметно ниже при более высоких значениях дисперсии (табл. 10). Это связано с тем, что в верхних частях даек подводящих каналов силлов и хонолитов имеет место гравитационное осаждение в более глубокие части камер ранних фаз, концентрирующих хром, а более интенсивное проявление эманационного перераспределения вещества в крутопадающих камерах обуславливает большую дисперсию элемента, наблюданную в дайках подводящих каналов трещинных интрузивов.

Таким образом, приведенный фактический материал позволяет утверждать, что концентрация хрома является надежным геохимическим показателем различных процессов мантийного

Таблица 10  
Содержание (Х) и дисперсия ( $s^2$ ) хрома в хонолитах  
и дайках подводящих каналов трещинных интрузивов, г/т

	Барий- ский	Амовский	Интрузивы пойкило- офитовых долеритов	Боль- шепо- рож- ский	Усть- Ханнин- ский	Верхне- Ханнин- ский
Хоно- лит	X 330	245	155	172	160	84
	$s^2$ 3270	4489	625	2500	1411	Нет данных
Дай- ка	X 140	110	61	93	120	73
	$s^2$ 169	9429	3025	2209	5736	Нет данных

петрогенеза и последующей эволюции базитовых расплавов на всех этапах их существования и кристаллизации.

## Л и т е р а т у р а

Архипова А. И. Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато.—Л.: Недра, 1975.—135 с. (Тр. НИИГА, т. 177).

Архипова А. И., Начинкин Н. Г. Нижнефокинская дифференцированная интрузия.—Уч. зап. НИИГА, регион. геол., 1964, вып. 3, с. 51—61.

Васильев Ю. Р. Хромистый клинопироксен из Нижне-Фокинской трапповой интрузии (северо-запад Сибирской платформы).—Геол. и геофиз., 1970, № 6, с. 130—134.

Копылова А. Г., Олейников Б. В. Распределение никеля, кобальта, хрома, ванадия и меди в породах и минералах разновозрастных трапповых интрузивов.—В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973, с. 164—191.

Копылова А. Г., Олейников Б. В. Никель, кобальт, хром, ванадий и медь в титаномагнетите и ильмените разновозрастных трапповых интрузивов.—В кн.: Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1977, с. 107—115.

Машак М. С. Рифейские базиты южной части Анабарского массива.—Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1977. 22 с.

Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н. Петрология талнахских интрузий.—Л.: Недра, 1977.—236 с. (Тр. НИИГА т. 183).

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов.—М.: Наука, 1973.—197 с.

Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов.—Новосибирск, Наука, 1979 (в печати).

Олейников Б. В., Округин А. В., Махотко В. Ф. Базитовый источник хромистых пиропов.—Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 2.

Олейников Б. В., Савинов В. Т. Пространственно-временная эволюция траппового магматизма в пределах Вилюйско-Мархинской и Жиганской магмоподводящих зон.—В кн.: Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1975, с. 73—98.

Олейников Б. В., Савинов В. Т., Погудина М. А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойско-нижнемезойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклизы.—В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973, с. 4—76.

Томшин М. Д. Минеральные ассоциации как критерий этапности эволюции Амовского интрузива (река Нижняя Тунгуска).—В кн.: Геология, петрология и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1976, с. 108—121.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы.—М.: Мир, 1970.—551.

Феоктистов Г. Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы и распределение в них элементов группы железа.—В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, т. III, с. 113—168.

Mc Dougall I., Lovering I. F. Fractionation of chromium nickel, cobalt and copper in a differentiated dolerite-granophyre sequence at Red Hill Tasmania. «J. Geol. Soc. Austral.», 1963, 10, N 2, p. 325—338.

УДК 549.621.9

А. В. Округин, В. Ф. Махотко

## ПРОТОКРИСТАЛЛЫ ГРАНАТОВ В БАЗИТАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Установление в изверженных породах метастабильных барофильтровых и высокотемпературных минералов имеет немало-важное значение для объективной оценки физико-химических условий, существовавших на ранней стадии эволюции магматических систем. Всестороннее изучение акцессорных ассоциаций основных типов пород трапповой формации Сибирской платформы показывает постоянное присутствие среди них наряду с муассанитом и металлическими фазами (Муассанит..., 1977; Округин и др., 1978) разнообразных гранатов. Последние впервые обнаружены при химическом разложении раздробленных вручную стограммовых проб трапповых пород. Затем они были выделены из электромагнитной фракции протолочек весом в 1—5 кг. Наконец, достоверность этих находок подтверждалась установлением граната в шлиховых концентратах, намытых из дресвы структурного элювия коренных выходов многих тел траппов.

Химический состав гранатов определен с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом марки JXA-50A при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе на образцах и эталонах 50 нА. В качестве эталонов использовались природные однородные минералы: хромистый пироп — обр. УД-92 (при определении Mg, Al, Si, Ca, Ti и Cr) и гранат ИГЕМ (при определении Fe и Mn). Концентрации рассчитывались с использованием ЭВМ по программе «Силикат» (Программа..., 1974). Расчет минералообразующих минералов осуществлялся в последовательности, предложенной Н. В. Соболевым (1974).

По особенностям химического состава в траппах четко обособляются три генетические группы гранатов.

1. Хромистые пиропы, представленные единичными знаками. Редко содержание их достигает первых грамм на тонну. В интрузивных траппах они встречены исключительно в породах тел, магма которых испытывала анортозитовую тенден-

цию дифференциации в глубинном (35—40 км) промежуточном очаге (Олейников, Томшин, 1976). Однако их появление отмечалось и в породах эфузивной фации трапповой формации. На диаграмме состава гранатов хромистые пиропы образуют обособленное поле вблизи магниевой вершины (рис. 1).

2. Гранаты переменного состава пироп-альмандинового и гроссуляр-альмандинового рядов с примесью спессартиновой и андрадитовой молекул характерны для всех типов разновозрастных трапповых интрузивов и эфузивов Сибирской платформы. На треугольной диаграмме в координатах Ca, Mg и Fe<sup>2+</sup>+Mn они занимают обширное поле, которое начинается с магниевого участка диаграммы и кончается вблизи каль-

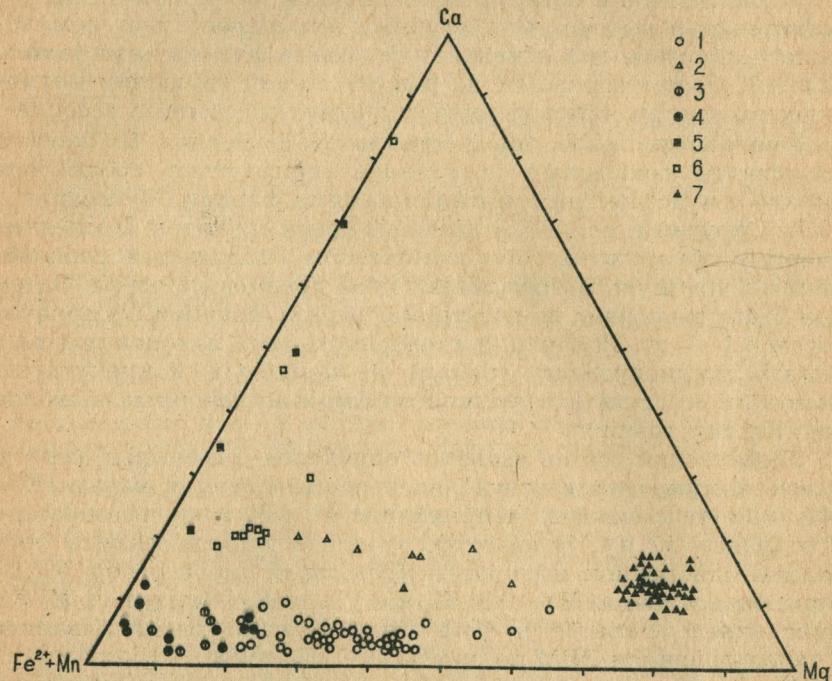


Рис. 1. Особенности состава акцессорных гранатов из траппов Сибирской платформы и плейстоценовых лав Камчатки:

1 — пироп-альмандины, бедные кальцием; 2 — высококальцевые пироп-альмандины; 3 — альмандины; 4 — спессартин-альмандины; 5 — спессартин-гроссуляр-альмандины; 6 — гроссуляр-альмандины; 7 — хромистые пиропы. На диаграмму вынесено большее число анализов, чем помещено в табл. 2 и 3.

циевой вершины, включая большой диапазон составов железо-марганцевых гранатов (рис. 1).

3. Гроссуляр-андрадитовые гранаты нередко отмечались на поверхностях трещин отдельности в траппах, они также участвуют в выполнении миндалин. Предыдущими исследователями акцессорных минералов базитов Сибирской платформы установлено присутствие этой группы гранатов в нормальных и гибридных траппах, а также в kontaktово-измененных породах (Надеждина, 1961; Гоньшакова, 1961; Рябов, Золотухин, 1977). Постмагматическое происхождение этих гранатов не вызывает сомнения.

Данная статья ограничивается рассмотрением гранатов только второй группы и только в породах разнообразных типов разновозрастных трапповых интрузивов из различных районов Сибирской платформы.

В пределах восточной части Сибирской платформы, в зоне сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклизы, изучены различные типы тел разновозрастных траппов. Среднепалеозойская трапповая формация представлена недифференцированными или слабодифференцированными телами габбро-долеритов и долеритов, становление которых контролировалось Вилюйско-Мархинской магмоподводящей зоной. К этой группе интрузивов принадлежит Накынский силл, обнаженный по р. Мархе. В составе вышеупомянутой возрастной группы тел известен Усть-Ханнинский интрузив с обособлениями аортозитовых габбро-долеритов. В числе интрузивов позднепалеозойской — раннемезозойской трапповой формации на восточной окраине Тунгусской синеклизы доминируют недифференцированные и слабодифференцированные массивы габбро-долеритов, долеритов или оливиновых долеритов. Реже встречаются дифференцированные залежи, имеющие пластообразную форму. Внутрикамерная дифференциация в них обуславливает появление стратифицированных разрезов, состав пород которых изменяется от троктолитовых габбро-долеритов до разнообразных ферро-габбро и гранофиров. Интрузивы с горизонтом аортозитовых габбро-долеритов в этой возрастной группе распространены также весьма ограниченно и представлены, в частности, Биллэхским интрузивом в бассейне среднего течения р. Вилюй (Олейников и др., 1973). Из района среднего течения р. Нижняя Тунгуска исследованию подвергались породы Амовского дифференцированного интрузива, в составе которых присутствуют лейкократовые разности, фиксирующие проявление аортозитовой тенденции дифференциации исходной магмы в глубинном промежуточном

очаге (Томшин, 1976). Все вышеуказанные базитовые объекты образованы расплавом толейит-базальтового исходного состава. Гранаты в породах интрузивов, производных пикрит-базальтовой серии расплавов (продукты субгипербазитовой трапповой субформации; Виленский, Олейников, 1970), изучались на примере тел Норильск II, Нижнефокинского и Черногорского в северо-западной части Сибирской платформы. Разнообразные гранаты рассматриваемой группы были также обнаружены авторами в пробах мегаплагиофирировых базальтов вулканов Плоский Толбачик и Ключевской, отобранных для сравнительного исследования в качестве примера вещества, претерпевшего неоспоримую эволюцию в глубинном промежуточном очаге, где имела место кристаллизация большого количества основного плагиоклаза.

В ассоциации с гранатом встречаются муассанит, самородные металлы Fe, Cu, Pb, Sn, Zn, Cd и Al, интерметаллические соединения CuZn и SnSb, шпинелиды, дистен, корунд, рутил и ряд других минералов. Содержание граната в породах различных интрузивов колеблется от единичных знаков до первых граммов на тонну. Размер зерен варьирует в пределах 0,1—1,0 мм. Цвет гранатов меняется от бледно-розового до кроваво-красного через красные, оранжево-красные и оранжевые переходные разности. Среди мелких зерен, до 0,2—0,3 мм, редко наблюдаются правильные ромбододекаэдрические кристаллы. Для розовых гранатов характерны как бы оплавленные формы поверхностей. В нескольких зернах установлены включения кварца и недиагностированных мелких (до 0,08 мм) непрозрачных минералов.

Химизм рассматриваемых гранатов изменяется в пределах пироп-альмандиновой и гроссуляр-альмандиновой серий твердых растворов с постоянной примесью спессартиновой молекулы. По компонентному составу минерала и содержанию в нем кальциевого минала среди рассматриваемых гранатов можно условно выделить шесть разновидностей: 1) малокальциевые пироп-альмандины; 2) пироп-альмандины, богатые кальцием; 3) альмандины; 4) спессартин-альмандины; 5) спессартин-гроссуляр-альмандины и 6) гроссуляр-альмандины (табл. 1). Примесь андрадита может отмечаться во всех разновидностях граната; достигать максимум в 15,1%. Заметное понижение андрадитового компонента наблюдается в альмандиновых и спессартин-альмандиновых гранатах. Содержание  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$  во всех разновидностях незначительно и очень редко достигает первых десятых долей процента. Обычные содержания их —

Таблица I  
Компонентный состав акцессорных гранатов  
из траппов Сибирской платформы  
и плейстоценовых лав Камчатки, %

Разновидности граната	Миналы				
	Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссуляр	Андрадит
Пироп-альмандины, бедные					
кальцием	19,5-59,9	30,1-75,6	0,4-0,5	0,0-8,7	0,0-6,4
Пироп-альмандины, богатые					
кальцием	24,2-52,5	33,8-54,2	0,7-1,3	7,3-18,5	0,0-7,9
Альмандины	6,3-17,8	73,3-86,5	1,6-2,5	1,8-6,9	0,0-2,2
Спессартин-альмандины	1,8-18,4	49,1-79,5	8,6-36,7	1,7-8,1	0,0-1,8
Спессартин-гроссуляр-альмандины	0,1-3,9	9,2-62,0	12,1-49,4	12,6-58,1	0,0-15,1
Гроссуляр-альмандины	0,4-18,4	14,8-72,8	0,5-3,3	8,3-67,5	2,3-12,8

сотые доли процента. В породах одного тела одновременно встречаются 3—5 разновидностей гранатов.

Пироп-альмандины, бедные кальцием, самые распространенные. На них приходится около половины общего количества граната пород. Минералу присуща розовая окраска и мелкие формы индивидов, иногда со следами магматической коррозии. Гранаты этой разновидности характеризуются низким содержанием спессартинового и гроссулярового компонентов, но состав их широко варьирует в пироп-альмандиновом ряду. Доля пироповой составляющей в них достигает 55,4% в породах анортозитовых габбро-долеритов Черногорского интрузива (табл. 3, ан. 17), а в мегаплагиофирировых базальтах вулкана Плоский Толбачик — 59,9% (табл. 3, ан. 25). Содержание кальция колеблется в пределах 0,85—4,00% (табл. 2, ан. 1, 6, 11; табл. 3, ан. 14, 17, 20, 24, и рис. 2). Наблюдаемое появление примеси гипотетической молекулы скиагита в этих гранатах объясняется дефицитом кальция (табл. 2, ан. 6; табл. 3, ан. 14).

Пироп-альмандины с высоким содержанием кальция распространены значительно реже. Рост кальциевости граната отражается в его окраске, придавая ей более красные тона.

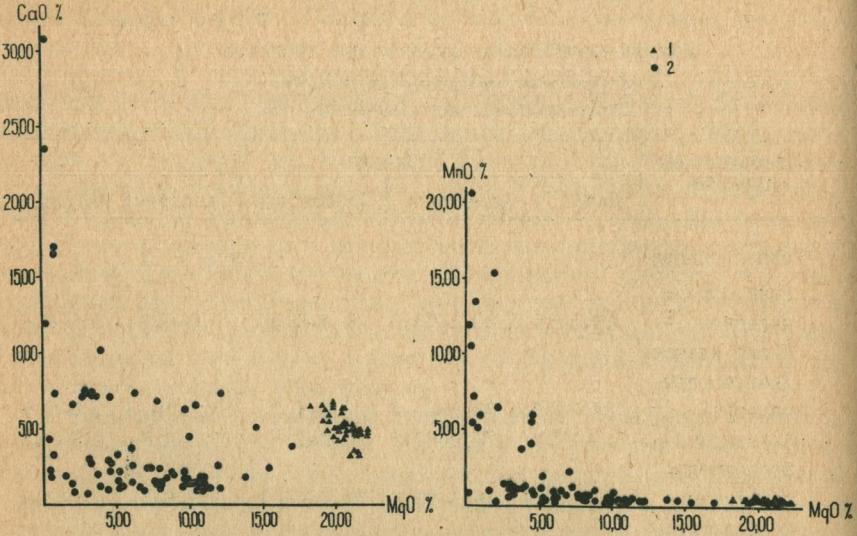


Рис. 2. Зависимость содержания CaO и MnO от содержания MgO в акцессорных гранатах из тряппов Сибирской платформы и плейстоценовых лав Камчатки:

1 — хромистые пиропы; 2 — гранаты пироп-альмандиновой и альмандин-гроссуляровой серий твердых растворов

Содержание гранатов этой разновидности оценивается первыми процентами от общей массы гранатового концентрата. Они отличаются от первых только повышенной концентрацией гроссулярового компонента, которая увеличивается до 18,5% в анортозитовых габбро-долеритах Амовского интрузива (табл. 3, ан. 15). Состав этой разновидности гранатов иллюстрируют анализы 2, 7 (табл. 2) и 15, 18, 25 (табл. 3).

Альмандины являются крайними железистыми разностями малокальциевых гранатов пироп-альмандинового ряда. Количество альмандинового граната не превышает 10% всего объема гранатов, но они постоянно присутствуют во всех изученных типах тряптовых интрузивов (табл. 2, ан. 8; табл. 3, ан. 21). Среди них нередко встречаются хорошо ограниченные кристаллы в форме ромбододекаэдров розового и оранжево-красного цвета. Минерал часто содержит мелкие включения непрозрачных индивидов. Именно в этой разновидности минерала содержание альмандинового компонента не понижается ниже 73—75%, а количество пироповой состав-

Таблица 2

Химический состав акцессорных гранатов из разновозрастных тряптовых интрузивов восточной части Сибирской платформы, %

Компо-ненты	Среднепалеозойская тряповая формация												Позднепалеозой-ская-раннемезо-зийская тряповая формация
	Усть-Ханинский интрузив с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов												
	I	II	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13
SiO <sub>2</sub>	39,58	41,29	36,82	37,25	36,15	39,37	38,91	38,87	38,02	38,03	37,81	37,99	36,74
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,09	0,15	0,14	0,90	0,10	0,18	0,09	0,09	0,16	0,07	0,09	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,39	22,86	18,85	20,31	17,69	19,77	19,92	22,11	21,11	20,57	21,71	17,65	20,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,04	0,06	0,01	0,06	0,04	0,10	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03
FeO	29,49	19,33	18,90	17,42	12,93	27,95	23,13	33,47	31,19	25,24	28,04	18,70	31,20
MnO	0,60	0,33	13,36	11,89	0,84	0,86	0,59	0,73	4,08	5,06	0,26	5,89	1,34
MgO	7,88	12,13	0,69	0,26	0,12	10,09	9,67	4,64	4,45	0,87	II,02	0,96	2,89
CaO	2,32	7,22	3,17	11,87	30,80	1,34	6,20	2,61	0,94	7,31	1,31	16,98	7,44
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,10	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02
Сумма...	101,45	103,31	92,10	99,17	99,52	99,52	98,70	102,55	99,94	97,31	100,27	98,33	100,34
Пироп	30,2	43,5	3,3	1,0	0,4	39,1	37,2	17,8	17,8	3,7	40,8	3,9	II,3
Альмандин	62,1	37,2	49,1	37,5	14,8	49,3	44,4	73,3	70,2	62,0	55,2	32,9	65,0
Спессартин	I,3	0,7	36,7	27,2	1,8	1,9	I,3	I,6	9,3	I,2,1	0,5	I,3,6	2,9

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	II	12	13
Гроссуляр	3,0	16,3	6,4	31,2	67,5	-	8,4	6,9	1,7	21,0	2,1	34,0	18,0	
Андрадит	2,9	1,9	3,8	2,7	12,8	3,4	7,9	0,0	0,6	0,6	1,1	15,1	2,3	
T1 - андрадит	0,3	0,5	0,4	2,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4	
Уваровит	0,2	0,1	0,2	-	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
Скиагит	-	-	-	-	5,9	-	-	-	-	-	-	-	-	
f, %	67,7	47,2	93,9	97,4	60,9	57,3	80,2	79,7	94,2	58,9	91,6	85,7		

x Опаленное зерно.

xx Хорошо отграниченный кристалл.

I - 13 - номера анализов

ляющей незначительно — 6—18 %. Примесь других минералов не выходит в сумме за пределы первых процентов.

Спессартин-альмандины, как и альмандины, характеризуются малым количеством андрадитовой молекулы. Сходство с альмандинами проявляется также в одинаковой окраске (розовая и оранжево-красная) и наличии кристаллических форм. С понижением магнезиальности граната резко возрастает содержание в нем марганца. Высокомарганцевые альмандины часто встречаются в пробах, взятых из интрузивных тел восточной части Сибирской платформы (табл. 2), редко наблюдаются в породах интрузивов северо-западной и центральной частей платформы. Большое количество гранатов данной разновидности установлено в габбро-долеритах Накынского интрузива, где на их долю приходится почти треть зерен всех гранатов. Здесь же определено максимальное содержание MnO (20,54 %) при полном отсутствии пиропового компонента (рис. 2). Наблюдается эта разновидность гранатов и в породах интрузивов с анортозитовой тенденцией глубинной дифференциации исходной магмы (табл. 2, ан. 9).

Спессартин-гроссуляр-альмандиновые гранаты имеют сложный состав и являются редкими составляющими всей

Химический состав акцессорных гранатов из позднепалеозойских-раннемезозойских трашевых интрузивов западной части Сибирской платформы и плейстоценовых лав Камчатки, %

Компо-ненты	Толеит-базальтовая серия расплавов		Пикрит-базальтовая серия расплавов						Базальт-андезито-базальт-вая формация (Ершаков, 1978)			
	Амоловский интрузив с горизонтом анортозита		Черногорский инту-зиз с горизонтом анортозита			Нижнефокинский интрузив			Метаплатиформные базальты вулкана Штокий Чолочак			
	розо-ый	оранже-во-тра-сний	розо-ый	оранже-во-тра-сний	оран-зевый	розо-ый	оран-жево-ко-сний	оран-жево-ко-сний	розо-ый	оранже-вой	розо-ый	розо-ый
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
S102	40,10	39,79	38,46	40,48	38,85	35,64	37,87	37,51	38,24	39,18	42,36	38,45
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,16	0,09	0,04	0,15	0,22	0,03	0,07	0,09	0,11	0,09	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,46	21,71	18,83	22,51	21,27	18,25	22,01	21,43	18,75	18,60	21,97	23,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,00	0,07	0,00	0,14	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,10	0,22
FeO	23,45	24,62	30,22	20,46	26,19	7,20	28,07	41,13	31,38	26,31	28,55	15,63
MnO	0,47	0,52	2,23	0,25	0,57	9,97	0,50	1,20	1,42	1,24	0,60	0,27
MgO	13,75	6,21	7,01	15,45	7,66	0,02	9,78	3,17	2,65	3,98	9,65	16,99
CaO	1,77	7,30	2,35	2,23	6,67	23,47	1,31	2,96	7,04	10,12	1,65	3,73
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02
Сумма...	100,39	100,33	99,28	101,44	101,54	95,47	99,60	107,12	98,85	98,66	101,81	102,69
Диорол	51,2	24,2	27,8	55,4	28,7	0,1	36,9	11,5	10,8	16,0	36,1	59,9
Альмандин	38,8	54,2	55,6	38,3	52,0	9,2	58,5	78,4	65,4	51,9	58,4	30,1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	II	12	13
Гроссуляр	3,0	16,3	6,4	31,2	67,5	-	8,4	6,9	1,7	21,0	2,1	34,0	18,0	
Андрадит	2,9	1,9	3,8	2,7	12,8	3,4	7,9	0,0	0,6	0,6	1,1	15,1	2,3	
T1 - андрадит	0,3	0,5	0,4	2,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4	
Уваровит	0,2	0,1	0,2	-	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
Скиагит	-	-	-	-	5,9	-	-	-	-	-	-	-	-	
f, %	67,7	47,2	93,9	97,4	60,9	57,3	80,2	79,7	94,2	58,9	91,6	85,7		

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	II	12	13
Гроссуляр	3,0	16,3	6,4	31,2	67,5	-	8,4	6,9	1,7	21,0	2,1	34,0	18,0	
Андрадит	2,9	1,9	3,8	2,7	12,8	3,4	7,9	0,0	0,6	0,6	1,1	15,1	2,3	
T1 - андрадит	0,3	0,5	0,4	2,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4	
Уваровит	0,2	0,1	0,2	-	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
Скиагит	-	-	-	-	5,9	-	-	-	-	-	-	-	-	
f, %	67,7	47,2	93,9	97,4	60,9	57,3	80,2	79,7	94,2	58,9	91,6	85,7		

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	II	12	13
Гроссуляр	3,0	16,3	6,4	31,2	67,5	-	8,4	6,9	1,7	21,0	2,1	34,0	18,0	
Андрадит	2,9	1,9	3,8	2,7	12,8	3,4	7,9	0,0	0,6	0,6	1,1	15,1	2,3	
T1 - андрадит	0,3	0,5	0,4	2,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4	
Уваровит	0,2	0,1	0,2	-	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
Скиагит	-	-	-	-	5,9	-	-	-	-	-	-	-	-	
f, %	67,7	47,2	93,9	97,4	60,9	57,3	80,2	79,7	94,2	58,9	91,6	85,7		

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	II	12	13
Гроссуляр	3,0	16,3	6,4	31,2	67,5	-	8,4	6,9	1,7	21,0	2,1	34,0	18,0	
Андрадит	2,9	1,9	3,8	2,7	12,8	3,4	7,9	0,0	0,6	0,6	1,1	15,1	2,3	
T1 - андрадит	0,3	0,5	0,4	2,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4	
Уваровит	0,2	0,1	0,2	-	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
Скиагит	-	-	-	-	5,9	-	-	-	-	-	-	-	-	
f, %	67,7	47,2	93,9	97,4	60,9	57,3	80,2	79,7	94,2	58,9	91,6	85,7		

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Спессартин	1,0	1,2	5,0	0,5	1,2	22,6	1,1	2,5	3,3	2,8	1,2	0,5	2,1
Гроссуляр	-	18,5	-	3,1	14,0	58,1	3,4	5,1	10,6	17,2	2,7	7,3	6,0
Андреит	3,6	1,4	6,4	2,6	3,2	9,4	-	2,2	9,6	11,1	1,4	3,7	
T1 - андролит	0,1	0,5	0,3	0,1	0,5	0,6	0,1	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,1
Уваровит	1,0	-	0,3	-	0,4	-	0,1	-	0,1	0,3	0,6	0,6	0,3
Скианит	4,3	-	4,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f, %	48,8	69,0	70,7	42,6	65,7	99,6	61,7	87,9	86,9	78,7	62,4	34,1	74,8

х Хорошо ограниченный кристалл.

14—26 — номера анализов

гранатовой ассоциации. Единичные знаки их оранжево-красных зерен обнаружены в габбро-долеритах Накынского интрузива (табл. 2, ан. 4) и аортозитовых габбро-долеритах Усть-Ханьинского (табл. 2, ан. 10), Биллээхского (табл. 2, ан. 12) и Черногорского интрузивов. Марганцевость и кальциевость в них может расти одновременно до значительных величин. В гранате из пород Черногорского интрузива содержание MnO и CaO достигает 9,97 и 23,47 % соответственно, при этом часть кальция связывается в андрадитовый минал, количество которого в данном гранате составляет 9,4 % (табл. 3, ан. 19).

Гроссуляр-альмандины четко выделяются своей красной и густой кроваво-красной окраской. Гроссуляр-альмандиновые гранаты в породах ограничиваются редкими находками. Количество CaO в них часто превышает 10,0 %, доходя до 30,8 % в гранатах из пород Накынского интрузива (табл. 2, ан. 5). Высококальциевые гранаты (CaO больше 10,0 %) почти лишены магнезиальной составляющей (рис. 2).

Приведенные анализы (табл. 2 и 3) свидетельствуют о том, что все выделенные разновидности гранатов могут присутствовать как в обычных, так и в аортозитовых габбро-долеритах, производных различных серий исходного базитового расплава. Следовательно, гранаты данной группы можно считать проходящими аксессорными минералами, характерными, вероятно, для докамерного этапа эволюции расплавов всех типов трапповых интрузивов Сибирской платформы. Подобная группа гранатов установлена также в кислых, основных и ультраосновных изверженных породах различных регионов (Соболев, 1964; Бельков, Батиева, 1971; Баскина, Боронихин, 1975; Гранаты..., 1977; Гранаты и хромшпинелиды..., 1978; Каминский и др., 1978), где их раннемагматическое происхождение в связи с нахождением минерала в стекловатых породах в виде фенокристаллов принимается большинством исследователей.

Присутствие таких гранатов в краевых долеритах и отсутствие их в породах заключительной стадии внутрикамерной кристаллизации дифференцированных трапповых интрузивов (феррогаббро, габбро-пегматитах, гранофирах) однозначно указывает на докамерное образование их в траппах Сибирской платформы. Ничтожное и крайне локальное проявление асимиляции базитовой магмой боковых пород исключает возможность заимствования этих гранатов из вмещающих образований на любом уровне, а наличие хороших кристаллических форм является несомненным доказательством интрамагматического происхождения данных индивидов. Для описываемых гранатов можно было бы предположить реститовое происхождение, но реликтовой природой невозможно объяснить столь широкое колебание их состава с постепенным переходом между выделенными разновидностями. Если в базитовых расплавах и сохраняется какая-то часть гранатов из пород эклогитового субстрата — источника исходных магм, то к ним в первую очередь, вероятно, могли бы быть отнесены высококальциевые пироп-альмандиновые гранаты, более схожие с таковыми из эклогитов (Соболев, 1964). Однако тот факт, что и они образуют постепенные переходы к другим выделенным разновидностям граната, позволяет более уверенно допускать и для них протомагматическое, а не реститовое происхождение. Обнаружение среди них зерен со следами магматической коррозии следует рассматривать как указание на то, что эти зерна являлись одним из наиболее ранних образований среди магматических гранатов альмандин-пироповой и гроссуляр-альмандиновой серий для конкретного расплава, формирующего тот

или иной частный трапповый интрузив. Кристаллизация пироп-альмандиновых гранатов в базальтах, согласно экспериментальным данным, осуществляется при давлении от 9,6 кбар и выше (Рингвуд, Грин, 1972), что в первом приближении определяет минимальную глубину появления таких гранатов в базитовом расплаве. Присутствие в акцессорной ассоциации с гранатом раннемагматического металлического железа и муассанита в базитах и других породах (Бауэр и др., 1963; Бельков, Батиева, 1971; Гранаты..., 1977; Муассанит..., 1977; Округин и др., 1978) является неопровергимым доказательством факта существования резко восстановительных условий эволюции вещества на самом раннем этапе развития высокотемпературных магматических систем. В восстановительных условиях, обеспечивающих нахождение в расплаве только ионов  $Fe^{2+}$ , кристаллизуются пироп-альмандиновые и спессартин-альмандиновые гранаты, практически лишенные  $Fe^{3+}$ . Низкая фугитивность кислорода повышает активность вхождения в кристаллическую решетку железистого граната марганца, как элемента, обладающего высоким средством к кислороду (Маракушев, 1975). Начало окисления железа до трехвалентного состояния фиксируется образованием спессартин-гроссуляр-альмандиновых и гроссуляр-альмандиновых фаз, относительно обогащенных андрадитовой молекулой. Таким образом, сложные компонентные вариации в гранатах из пород трапповых интрузивов являются отражением тенденций протекания окислительно-восстановительных процессов на этапе глубинной эволюции базитовых магматических систем. Полученная информация о составах протомагматических акцессорных гранатов дает основание предполагать, что наряду с хромом (Олейников и др., 1979) чутким индикатором восстановительных условий глубинного петрогенеза может служить и марганцовистость образующихся гранатов.

## Л и т е р а т у р а

- Баскина В. А., Боронихин В. А. Гранаты в вулканических породах Сихотэ-Алиня.—Советская геология, 1975, № 7, с. 97—105.  
 Бауэр Я., Фиала Ю., Гржихова Р. Муассанит из Чешских средних гор.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 54—68.  
 Бельков И. В., Батиева И. Д. Акцессорная минерализация пород формаций гранодиоритов-тоналитов и плагиогранитов на Кольском полуострове.—В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., Наука, 1971, вып. 8, с. 131—145.  
 Виленинский А. М., Олейников Б. В. Принципы классификации интрузивных трапповых образований Сибирской платформы.—В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., Наука, 1970, с. 78—102.

Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.—М.: Изд. АН СССР, 1961.—296 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 61).

Гранаты герцинских гранитоидов Зайсанской складчатой системы/ П. В. Ермолов, В. Д. Тянь, В. С. Кузебый и др.—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, вып. 6, с. 659—666.

Гранаты и хромшипинелиды в алмазоносных ультрамафитах Армении/ Р. Г. Геворкян, Ф. В. Каминский, А. С. Павленко и др.—Изв. АН Армянской ССР. Науки о Земле, 1978, № 1, с. 39—46.

Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород.—М.: Недра, 1978.—222 с.

Каминский Ф. В., Лаврова Л. Д., Шепелева К. А. О гранатах в альпинотипных ультрабазитах Урала.—Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1179—1181.

Маракушев А. А. Термодинамическая основа образования парагенетических химических элементов в процессах глубинного минералообразования.—В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., Наука, 1975, вып. V, с. 121—194.

Муассанит в траппах Сибирской платформы/Б. В. Олейников, А. В. Округин, М. Д. Томшин и др.—Бюллетень НТИ. Геол. и полезн. ископ. Якутии. Якутск, 1977, сентябрь, с. 20—23.

Надеждина Е. Д. Акцессорные минералы траппов района Нижнего течения реки Подкаменной Тунгуски.—М.: Изд-во АН СССР, 1961.—80 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 55).

Округин А. В., Олейников Б. В., Лескова Н. В. Первые находки самородного олова и цинка в траппах Сибирской платформы.—Бюллетень НТИ. Геол. и полезн. ископ. Якутии. Якутск, 1978, апрель, с. 27—29.

Олейников Б. В., Савицков В. Т., Погудина М. А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской — нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклизы.—В кн.: Геология и geoхимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., Наука, 1973, с. 4—75.

Олейников Б. В., Томшин М. Д. Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов.—Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 1, с. 177—180.

Олейников Б. В., Округин А. В., Махотко В. Ф. Базитовый источник хромистых пиропов.—Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 2, с. 439—442.

Программа для вычисления результатов количественного рентгеноспектрального микроанализа многокомпонентных образцов/Ю. Г. Лаврентьев, В. П. Афонин, Г. В. Бердичевский и др.—В кн.: Аппаратура и методы рентгеновского анализа. Л., Машиностроение, 1974, вып. 13, с. 215—228.

Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Изучение фазовых переходов.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия.—М., Мир, 1972, с. 574—589.

Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов.—Новосибирск: Наука, 1977.—392 с.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов.—М.: Наука, 1964.—218 с.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.—Новосибирск: Наука, 1974.—264 с.

Томшин М. Д. Минеральные ассоциации как критерий этапности эволюции Амовского интрузива (Река Нижняя Тунгуска).—В кн.: Геология, петрография и geoхимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы, Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1976, с. 108—121.

М. Д. Томшин, В. Ю. Панков

## РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПРОТОКРИСТАЛЛАХ ПЛАГИОКЛАЗА ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Исследование условий образования различных магматических пород на основе гомогенизации расплавных включений в породообразующих минералах успешно применяется многими учеными. Однако в породах трапповой формации Сибирской платформы работы такого рода проведены лишь для породообразующих минералов рудоносных тел Норильского района (Булгакова, 1971). Понятно, что этими интрузивами не исчерпывается все многообразие типов трапповых интрузивов, характеризующихся своими особенностями. Следовательно, целесообразно провести изучение включений минералообразующих сред и по другим конкретным объектам. В качестве таковых авторами выбраны Амовский интрузив (Томшин, 1976), Усть-Ханнинское секущее тело (Олейников, Саввинов, Погудина, 1973) и Туолбинская дайка, известная в среднем течении р. Лены (Масайтис, Михайлов, Селивановская, 1975). В особенностях состава пород первых двух тел запечатлена длительная эволюция формировавших их расплавов в глубинной обстановке, сопровождающаяся интенсивной кристаллизацией протокристаллов плагиоклаза. Для вещества подобных тел обоснованы три этапа его развития, два из которых — докамерные (Олейников, Томшин, 1976). Туолбинская дайка принадлежит к слабо дифференцированным интрузивам. Расплав ее лишь незначительное время фракционировал в глубинной обстановке.

Опыты по гомогенизации включений проводились на микротермокамере конструкции М. Ю. Михайлова и В. С. Шацкого (1975). Гомогенизации подвергались лишь включения в плагиоклазе докамерной стадии кристаллизации. В Амовском и Усть-Ханнинском интрузивах это сильно зональные крупные таблицы битовнита ( $An_{90-75}$ ) и битовнит-лабрадора ( $An_{78-68}$ ) соответственно, кристаллизовавшиеся в момент замедленного подъема расплава из промежуточного глубинного (35—40 км) очага в современную камеру с захватом большого

количества включений как расплава, так и минералов. Протокристаллы плагиоклаза буквально насыщены расплавными включениями, количество которых исчисляется сотнями штук в одной крупной таблице для Амовского интрузива и десятками для Усть-Ханнинской интрузии. Практически незональные кристаллы плагиоклаза битовнит-лабрадорового состава ( $An_{75-68}$ ) в Туолбинской дайке также возникли в глубинной обстановке, но в отличие от плагиоклаза первых двух тел кристаллизовались в спокойных условиях в момент кратковременной остановки магмы. Они содержат лишь единичные расплавные включения.

Распределение первичных включений (вторичные включения в статье не рассматриваются) в протокристаллах плагиоклаза неравномерно и неодинаково как для разных тел, так и для различных кристаллов минерала-«хозяина» в одном интрузиве. Даже в каждом отдельном зерне размещение включений неоднородно. Наиболее распространены одиночные и групповые включения. Групповые — без какой-либо ориентировки их в зонах роста плагиоклаза, одиночные, как правило, приурочены к краевым участкам конкретных зон минерала. В тех случаях, когда включения образуют одну пространственно упорядоченную группу, они тяготеют к внешним зонам кристаллов. В центральных частях таблиц включений почти нет.

Включения (рис. 1, а, б, в; 3, а; 4, а) бывают окружлой, неправильной и прямоугольной формы. Последние, иногда сильно удлиненные, негативно отражают рост индивида минерала. Поверхность стенок включений в большинстве своем зазубренная (рис. 1, а, б; 4, а), но бывает ровной (рис. 1, в). Размеры их достаточно сильно колеблются — в пределах 0,001—0,03 мм. Крупные включения (до 0,05 мм) редки, имеют микротрешины в стенах вакуоли и поэтому не гомогенизировались. Мелкие включения (менее 0,01 мм) также не исследовались, так как в них трудно наблюдать процесс плавления и гомогенизации. Исследуемые включения (большинство) относятся к расплавным, с той или иной степенью раскристаллизации стекла. В единичных случаях (Туолбинская дайка) наблюдались двухфазные включения, содержащие газовую fazу (5%) и частично раскристаллизованное стекло. Здесь же один раз зафиксирована вакуоль, заполненная газом.

Результаты опытов приведены в таблице. Необходимо отметить, что, когда было возможно, наблюдения за ходом гомогенизации проводились одновременно по нескольким вклю-

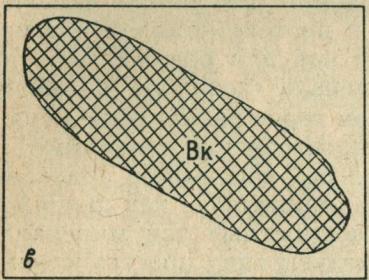
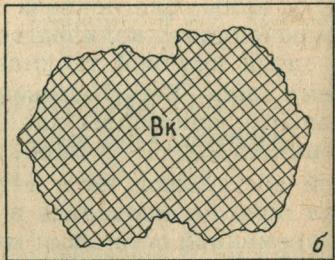
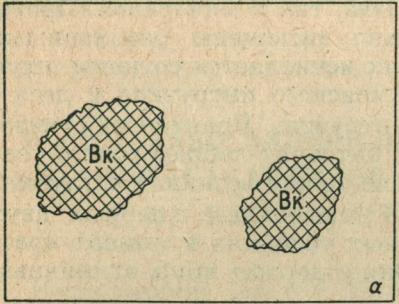


Рис. 1 (а, б, в). Наиболее распространенные формы раскристаллизованных первичных включений (Вк).  $t = 20^{\circ}\text{C}$ , увел. 500

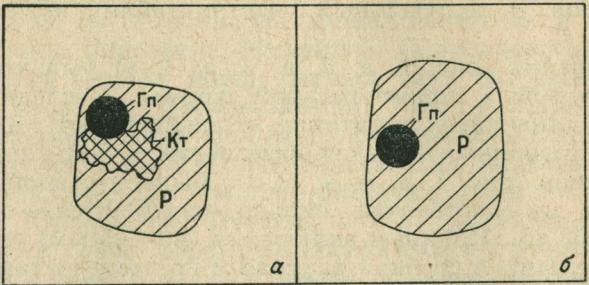


Рис. 2. Амовский интрузив, обр. ТН-47-1а, увел. 500:  
а — частично подплавившиеся обособившиеся кристаллиты (Кт) и газовый пузырек (Гп) в расплавленном стекле (Р),  $t = 1225^{\circ}\text{C}$ ; б — полностью расплавившееся включение с сохраняющимся еще газовым пузырьком,  $t = 1260^{\circ}\text{C}$

чениям. Последнее обеспечивало большую надежность получаемой информации.

Процесс гомогенизации раскристаллизованных и частично раскристаллизованных включений почти всегда протекает однообразно. При температурах 1040—1190°С начинается размягчение, подплавление стекла и первое перераспределение

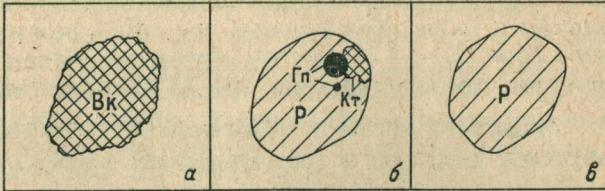


Рис. 3. Усть-Ханнинский интрузив, обр. 243-3а, увел. 500:  
а — первичное расплавное включение,  $t = 20^{\circ}\text{C}$ ; б — обособление кристаллитов и газовых пузырьков в вакуоли при  $t = 1150^{\circ}\text{C}$ ; в — гомогенизированное включение,  $t = 1270^{\circ}\text{C}$

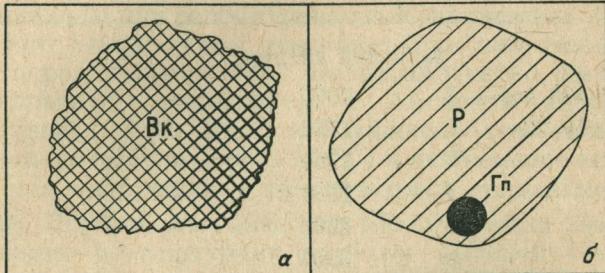


Рис. 4. Усть-Ханнинский интрузив, обр. 243-3а, увел. 500:  
а — первичное расплавное включение с зазубренными краями,  $t = 20^{\circ}\text{C}$ ;  
б — полностью расплавившееся включение, внизу виден газовый пузырек,  $t = 1180^{\circ}\text{C}$

мелчайших газовых пузырьков внутри вакуоли, которые затем объединяются в периферийных участках включения в один или несколько более крупных пузырьков. Объем газовой фазы не превышает 10% объема вакуоли (рис. 2, а, б; 3, б; 4, б). Широкий диапазон температур (150°С) начала плавления вещества включений отражает как различие в температурах кристаллизации магматических расплавов разных интрузивов, так и температурные условия образования каждого конкретного включения в разных зонах плагиоклаза, кристаллизовавшегося в определенном интервале температур. Естественно, что для крупных зональных таблиц плагиоклаза, как, например, в случае Амовского интрузива, должен фиксироваться наибольший разброс полученных по включениям температур, так как они приурочены к различным зонам. В результате последующего прогрева включений в течение получаса — часа при температуре на 10—20°С выше темпера-

туры начала плавления происходит полное растворение стекла, обособление и даже объединение все еще сохраняющихся кристаллитов (рис. 2, а; 3, б), затем, при дальнейшем медленном увеличении температуры на 20—35°C, начинается под-

Результаты опытов по гомогенизации первичных расплавных включений в протокристаллах плагиоклаза из различных интрузивов траппов

Название породы и номер образца	Номер опыта	Температура начала плавления, °C	Температура полного расплавления твердой фазы, °C	Температура гомогенизации, °C
---------------------------------	-------------	----------------------------------	---	-------------------------------

Амовский интрузив

Долеритовый порфирит, обр. ТН-47-1а	1	1070	-	1162
	2	1130	-	1235
	3	1150	-	1255
	4	1130	-	1235
	5	1225	-	1270
	6	1225	-	1275
	7	1095	1152	1200
	8	1110	1160	1210
Анортитовый габбро-долерит, обр. ТН-21-2г	1	1190	1210	1215
	2	1175	1185	1195
	3	1190	1207	1212
	4	1190	-	1220
	5	1082	1170	1220
	6	1040	-	1150

Усть-Ханнинский интрузив

Долеритовый порфирит, обр. 243-За	1	1140	1180	1200
	2	1140	1180	1200
	3	1128	1165	1270

Туолбинская дайка

Долеритовый порфирит, обр. ТБ-3-2б	I	1150	-	1285
То же, обр. ТБ-3-2д	I	1115	1160	1335
То же, обр. ТБ-II-4а	I	1245	1290	1306

плавление последних и их полное растворение (рис. 2, б; 4, б). Независимо от принадлежности включений к минералам разных тел полное исчезновение кристаллитов происходит в одном и том же интервале температур — от 1152 до 1210°C. Лишь в одном случае кристаллиты исчезли при температуре 1290°C. Характерно, что здесь и плавление началось при большем ее значении — 1245°C. Непосредственно перед гомогенизацией в некоторых включениях наблюдается подплавление стенок вакуоли, последние становятся ровными, округлыми (рис. 2, а; 3, б; 4, б), но подплавление не всегда обязательно.

Как было показано выше, температуры первых двух процессов, т. е. начала плавления и исчезновения кристаллитов, почти одинаковы для рассматриваемых интрузивов. Но в отличие от этого температуры гомогенизации включений в плагиоклазе пород каждого тела достаточно четко фиксируются своим диапазоном температур. В Амовском интрузиве он максимальный (125°C). Здесь же зафиксирована минимальная температура гомогенизации (1150°C) и наибольшее ее значение (1275°C) для интрузивов с аортозитовой тенденцией дифференциации. Причем отмечено, что максимальная температура гомогенизации соответствует наиболее высокой температуре начального плавления вещества включения. Возможно, что включения с этими температурами принадлежат наиболее раннему битовнику этапа перемещения. В основном же гомогенизация преобладающего числа включений ограничивается интервалом 1195—1290°C. В Усть-Ханнинском теле диапазон изменения температур гомогенизации составляет 70°C, а сами температуры в принципе соответствуют наиболее распространенным значениям таковых в Амовском интрузиве. Туолбинская дайка характеризуется минимальным интервалом температур гомогенизации (50°C) и максимальными абсолютными их значениями.

Как следует из данных по температурам гомогенизации расплавных включений в протокристаллах плагиоклаза, температурные условия кристаллизации расплавов рассмотренных интрузивов были различными. Для Амовского и Усть-Ханнинского тел начало кристаллизации расплава в момент его перемещения из промежуточного очага фиксировалось почти одинаковыми температурами, несмотря на то, что происходила кристаллизация разного по составу плагиоклаза: пограничного с анортитом битовнита в первом и битовнита ( $An_{78-75}$ ) — во втором. В дальнейшем расплав Амовского интрузива, обладая большей вязкостью, медленнее перемещался к поверхности, что и обусловило кристаллизацию на заклю-

чительных этапах этого процесса более низкотемпературного плахиоклаза по сравнению с плахиоклазом в Усть-Ханьинском теле, вещества которого выведено на поверхность быстрее.

Кристаллизация плахиоклаза порфировых выделений Туолбинской дайки происходила при более высоких температурах (1 285—1 335 °С) в относительно спокойных условиях, на что указывают отсутствие зональности и единичность включений в плахиоклазе. Именно спокойные условия кристаллизации могли обеспечить захват как газовых, газово-расплавных, так и расплавных включений. В процессе последующего достаточно быстрого перемещения магматического расплава в гипабиссальную камеру дальнейшая кристаллизация прекратилась до выхода расплава в современную гипабиссальную камеру.

Таким образом, информация по гомогенизации расплавных включений в протокристаллах плахиоклаза из пород некоторых типов трапповых интрузивов показывает, что состав кристаллизующегося плахиоклаза зависит не только от температурных условий кристаллизации расплава, но и от других физико-химических параметров эволюционирующих магматических систем. Разный по составу плахиоклаз образуется при одинаковых температурах (Амовский и Усть-Ханьинский интрузивы) и, наоборот, одинаковый — при разных температурах (Усть-Ханьинский и Туолбинский интрузивы).

## Литература

Булгакова Е. Н. Температурные условия формирования Норильских дифференцированных интрузий.—Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1971. 25 с.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканализм и тектоника.—М.: Недра, 1975.—180 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 192).

Михайлов М. Ю., Шацкий В. С. Силикатный нагреватель для высокотемпературной микро-термокамеры.—В кн.: Минералогия эндогенных образований. 1975. Вып. 2. Новосибирск, с. 109—110.

Олейников Б. В., Савинов В. Г., Погудина М. А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской—нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклизы.—В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973, с. 4—75.

Олейников Б. В., Томшин М. Д. Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов.—Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 1, с. 177—180.

Томшин М. Д. Минеральные ассоциации как критерий этапности эволюции Амовского интрузива (река Нижняя Тунгуска).—В кн.: Геология, петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1976, с. 108—121.

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

### Предисловие . . . . .

3

Зольников Г. В., Ковалевский В. В., Зимин Л. А., Корнилова В. П., Корзилов А. Н., Никишов К. Н., Богатых И. Я., Крюков А. И., Лашкевич И. В., Шамшина Э. А., Гамянина В. В. Особенности пород и условий формирования одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля . . . . .

5

Брахфогель Ф. Ф., Ковалевский В. В., Корзилов А. Н., Лашкевич И. В., Петровая Е. К., Шамшина Э. А. Возраст и денудационный срез одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля . . . . .

40

Никишов К. Н., Зольников Г. В., Сафонов А. Ф., Филиппов Н. Д., Корнилова В. П., Махотко В. Ф. Особенности состава гранатов, оливинов, хромшпинелдов и ильменитов кимберлитовых пород одной из трубок Якутии . . . . .

52

Филиппов Н. Д. Некоторые черты поведения титана в одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля . . . . .

62

Копылова А. Г. Основные черты геохимии хрома при эволюции трапповых расплавов . . . . .

66

Округин А. В., Махотко В. Ф. Протокристаллы гранатов в базитах Сибирской платформы . . . . .

87

Томшин М. Д., Панков В. Ю. Расплавные включения в протокристаллах плахиоклаза траппов Сибирской платформы и их петрогенетическое значение . . . . .

100

## РЕФЕРАТЫ

УДК 552.323.6(571.56)

**Особенности пород и условий формирования одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля.** Зольников Г. В., Ковалевский В. В., Зимин Л. А., Корнилова В. П., Корзилов А. Н., Никишов К. Н., Богатых И. Я., Крючков А. И., Лашкевич И. В., Шамшина Э. А., Гамянина В. В. «Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород» (Сборник научных трудов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1979, с. 5—39.

В статье излагаются результаты изучения строения и состава одной из кимберлитовых трубок, являющей собой пример наиболее четкого проявления разнородных структурно-морфологических элементов трубки, многофазности формирования и разнообразия разновидностей кимберлитовых пород. На основании комплексного изучения (геолого-петрографического, петрохимического) выделяются: кимберлитовые брекции I и II разновидности, контаминированные кимберлитовые породы, содержащие в своем составе элементы усвоенных ими осадочных пород, и кимберлитовые породы жилообразных тел.

Формирование контаминированных кимберлитовых пород произошло в результате взаимодействия поднимающегося обогащенного флюидной фазой кимберлитового материала с затомпонировавшими диатрему осадочными породами. Заполнение трубчатого канала происходило путем неоднократного внедрения кимберлитового материала с разновременной консолидацией его в пределах каждой фазы.

Табл. 20, ил. 12, библиогр. 4 назв.

УДК 552.323.6:550.93(571.56)

**Возраст и денудационный срез одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля.** Брахфогель Ф. Ф., Ковалевский В. В., Корзилов А. Н., Лашкевич И. В., Петрова Е. К., Шамшина Э. А. «Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород» (Сборник научных трудов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1979, с. 40—51.

На основании результатов изучения различных органических остатков из ксенолитов осадочных пород, обнаруженных в верхней части одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля, сделан вывод о её бесспорно послесредневенском — досреднеокарбоновом и, возможно, фаменском возрасте. Одновременно с этим показано, что в течение силура — среднего девона район трубки располагался в области морского осадконакопления, а ее предкатский денудационный срез измерялся сотнями метров. С привлечением разнообразного фактического материала критически рассмотрена попытка отождествления полосчатых пород верхней части трубки с кратерными отложениями ряда африканских трубок. Высказано мнение, что полосчатые породы являются результатом сложного взаимодействия между флюидизированным кимберлитовым веществом и рифами осадочных пород.

Табл. 2, библиогр. 18 назв.

УДК 549(71) (571.56)

**Особенности состава гранатов, оливинов, хромшипинелидов и ильменитов кимберлитовых пород одной из трубок Якутии.** Никишов К. Н., Зольников Г. В., Сафонов А. Ф., Корнилова В. П., Махотко В. Ф. «Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород» (Сборник научных трудов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1979, с. 52—61.

Рентгеноспектральным микрозондовым анализом определены составы 421 зерна граната из различных источников и составы оливинов, хромшипинелидов, ильменитов.

На основании сравнения с составами гранатов из ксенолитов, среди гранатов из порфировых выделений и концентратов обогащения кимберлитовых пород выделены две ассоциации (ультраосновная и метаморфическая). Установленные различные количественные соотношения гранатов двух ассоциаций в разновидностях кимберлитовых пород могут служить минералогическим критерием для разделения разновидностей.

Оливины из порфировых выделений содержат 91,0% Fo, из ксенолитов серпентинитов — 91,0—93,5% Fo. Хромшипинелиды из концентратов обогащения по составу отвечают пикотит-цейлониту, хромпикотиту и магне-зиоферритхромиту.

Состав проанализированных ильменитов аналогичен опубликованным ранее.

Табл. 7, ил. 8, библиогр. 5 назв.

УДК 550.4:551.2(549.514.6) (571.56)

**Некоторые черты поведения титана в одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля.** Филиппов Н. Д. «Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород» (Сборник научных трудов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1979, с. 62—65.

На рентгеновском микроанализаторе JXA-50A проанализированы пикроильменит, титаномагнетит, перовскит и рутил, существующие в одном и том же порфировом образовании («желваке»), а также мелкие выделения титанистого хромпикотита и минералов-окислов титана (анатаз, рутил, кричтонит) из связующей массы кимберлитовой брекции, измененных карбонатных осадочных пород и монолитных ксенолитов органогенных дитригусовых известняков. Установлены факты замещения перовскита хромпикотитом в I разновидности кимберлитовой брекции и факты образования хромпикотит-ильменитовой каймы вокруг реликтов перовскита во II разновидности кимберлитовой брекции. В измененных карбонатных осадочных породах фиксируются заметные количества скелетных образований анатаза, в ксенолитах органогенных известняков — расплывчатые зерна анатаза, рутила и кричтонита, причем рутил и кричтонит могут образовываться концентрические сростки друг с другом. Автор предполагает существование единого процесса мобилизации титана под воздействием привноса хрома. Разновидности кимберлитовой брекции являются продуктами различных стадий этого процесса.

Табл. 1.

УДК 550.42:551.2

**Основные черты геохимии хрома при эволюции трапповых расплавов.**  
Копылова А. Г. «Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород» (Сборник научных трудов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1979, с. 66—86.

Исходная хромистость базитовых расплавов является функцией условий первичного магмообразования, которые непостоянны как во времени, так и в пространстве. В интрузивах, образованных различными сериями базитовых расплавов, содержание хрома неоднозначно. Наблюдается понижение концентраций элемента в следующей последовательности: производные пикрит-базальтовой, толейит-базальтовой, субшелочной толейитовой, трахизабазальтовой магм. Вне зависимости от состава расплава при его эволюции в глубинном промежуточном очаге в восстановительной обстановке хром активно входит в продукты протокристаллизации с образованием хромшипелидов и хромистых гранатов. На этапе перемещения толейитовых расплавов при высокой активности кислорода кристаллизуется высокихромистый титаномагнетит. Воздействие мантийного флюида на эволюционирующую силикатную систему часто определяет привнос — вынос элемента. Высокотемпературные восстановительные эманации привносят в расплав хром. Иное результирующее влияние оказывают флюиды с высокой активностью щёлочей. При взаимодействии с трапповым расплавом они вызывают усиленный вынос хрома, что приводит к резкому обеднению его элементом. При эволюции вещества во внутрикамерных условиях ведущая роль принадлежит процессам кристаллизационной дифференциации. В различной фациальной обстановке эти процессы обусловливают неоднозначное распределение хрома — содержание элемента в трещинных интрузивах ниже, а дисперсия выше по сравнению с этими величинами в телах горизонтального залегания.

Табл. 10, библиogr. 16 назв.

УДК 549.621.9

**Протокристаллы гранатов в базитах Сибирской платформы.** Округин А. В., Махотко В. Ф. «Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород» (Сборник научных трудов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1979, с. 87—99.

С помощью рентгеноовского микроанализатора изучен состав акцессорного граната, обнаруженного в породах разнообразных типов трапповых интрузивов. Среди граната пироп-альмандиновой и грассуляр-альмандиновой серий выделено шесть разновидностей минерала: 1) малокальциевые пироп-альмандины, 2) пироп-альмандины, богатые кальцием, 3) альмандины, 4) спессартин-альмандины, 5) спессартин-грассуляр-альмандины и 6) грассуляр-альмандины. Для них приведены химические анализы. Наиболее распространены первые две разновидности, наименее — две последние. Обосновывается, что кристаллизация граната происходила в докамерный период эволюции базитовых расплавов. Особенно благоприятно в этом плане преобразование расплава в глубинном мантийном промежуточном очаге. Возникновение большей части гранатов происходило в обстановке низкой фугитивности кислорода. Начало окисления железа до трехвалентного состояния фиксируется образованием спессартин-грассуляр-альмандиновых и грассуляр-альмандиновых разностей, относительно обогащенных андрадитовой молекулой.

Табл. 3, ил. 2, библиogr. 23 назв.

УДК 548.4:552.322

**Расплавные включения в протокристаллах плагиоклаза траппов Сибирской платформы и их петрогенетическое значение.** Томшин М. Д., Панков В. Ю. «Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород» (Сборник научных трудов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1979, с. 100—106.

Проведено исследование первичных расплавных включений в протокристаллах плагиоклаза методом гомогенизации в трех трапповых интрузивах. В первом из них, расплав которого претерпел аноортозитовую тенденцию дифференциации, получен наибольший разброс значений температур гомогенизации ( $1\ 150—1\ 275^{\circ}\text{C}$ ), что отражает длительность эволюции магматического расплава в докамерный период. Второе тело сформировано также из расплава, эволюционирующего в промежуточном очаге, но выведенного на поверхность быстрее, что отражено в меньшем разбросе значений температур ( $1\ 200—1\ 270^{\circ}\text{C}$ ). И, наконец, третий, слабо дифференцированный интрузив имеет минимальный интервал температур гомогенизации ( $1\ 285—1\ 335^{\circ}\text{C}$ ).

Полученная информация по гомогенизации включений показывает, что состав кристаллизующегося плагиоклаза зависит не только от температурных условий кристаллизации расплава, но и от функций других физико-химических параметров эволюционирующих магматических систем.

Табл. 1, ил. 4, библиogr. 6 назв.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
КИМБЕРЛИТОВЫХ И ТРАППОВЫХ ПОРОД**

*(Сборник научных трудов)*

Утверждено к печати  
президиумом Якутского филиала СО АН СССР

Редактор Р. В. Тирская  
Технический редактор С. А. Толкачева

Сдано в набор 16.05.79. Подписано в печать 19.10.79. МЛ 01187.  
Гарнитура журнальная. Формат 60x84/16. Бум. тип. № 2.  
Офсетная печать. Усл. печ. л. 6,51 + 3 вкл. Уч.-изд. л. 7,9. Тираж 500 экз.  
Заказ 59. Цена 95 коп.

---

Якутский филиал Сибирского отделения АН СССР  
Фотооффсетная лаборатория Якутского филиала СО АН СССР  
677891, Якутск, ул. Петровского, 2