

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР**

**Якутский Филиал Сибирского отделения  
Институт геологии**

**В. К. МАРШИНЦЕВ**

**КАРБОНАТИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА  
АНАБАРСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

552.311:549.2

В. К. МАРШИНЦЕВ

КАРБОНАТИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА  
АНАБАРСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

1006

ЯКУТСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЯКУТСК \* 1974



Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
**В. В. Ковальский**

УДК 549 : 552.331

**Маршинцев В. К.**

М30 Карбонатитовые образования Восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, Кн. изд-во, 1974.

120 с. с ил. (АН СССР. Якут. филиал Сиб. отд.-ния. Ин-т геологии).

Рассматриваются минералогия и петрография карбонатитовых образований Восточного склона Анабарского сводового поднятия. Приведено краткое геолого-тектоническое положение различных типов карбонатитовых тел и их возраст. Установлено, что интрузивные карбонатиты, образующие маломощные дайки и жилы, генетически связаны исключительно с кимберлитами. Карбонатитовые брекчии выполняют различного размера трубки взрыва и концентрируются на локальных площадях, изолированно от интрузивных карбонатитов. Образуются они над штоками карбонатитов, залегающими на глубине.

Работа рассчитана на широкий круг специалистов-геологов, петрографов, минералогов.

552

© Институт геологии Якутского филиала Сибирского  
отделения АН СССР, 1974.

1950), В. С. Кинга (King, 1949), А. М. Мак-Грегора (Mc-Gregor, 1947) и других. Весьма интересны и экспериментальные исследования П. Дж. Вилли и О. Ф. Таттла (Wyllie and Tuttle, 1963; Wyllie, 1964), Г. В. Франца и П. Дж. Вилли (Franz and Wyllie, 1966) фазовых взаимоотношений в системах с карбонатами при низких температурах и давлении. На русский язык переведены обзоры по карбонатам зарубежных стран: В. Т. Пикора (Pecora, 1956) и В. Смита (Smith, 1956). Достижения зарубежных исследователей в области изучения карбонатитовых образований недавно были обобщены в монографии Е. В. Хейнриха (E. Wm. Heinrich) «Геология карбонатитов» (1966) и в сборнике статей «Карбонатиты», вышедших в 1966 г. под редакцией О. Ф. Таттла и И. Гиттинса (O. F. Tuttle and J. Gittins).

В 1964—65 гг. при проведении поисково-разведочных работ на территории восточного склона Анабарского сводового поднятия в бассейнах рек Старая и Хара-Мас (притоки р. Анабар) геологами Амазонской экспедиции ЯГУ наряду с кимберлитовыми телами были обнаружены многочисленные трубки взрыва, выполненные своеобразной, отличной от кимберлитовой брекчией, которая при предварительном изучении А. О. Ефимовым, В. В. Ковальским, Е. Д. Черным и др. была определена как карбонатитовая брекчия. Исследования, проведенные нами (Маршинцев, 1969), позволили также характеризовать эти породы как карбонатитовые брекчии. Основными признаками, свидетельствующими об их карбонатитовой природе, по нашему мнению, являются:

1. Существенно (до 95—96%) карбонатный состав.
2. Типичная карбонатитовая ассоциация минералов (апатит, магнетит, флогопит), присутствие которых, по свидетельству Л. К. Пожарицкой и А. И. Гинзбурга (Редкометальные карбонатиты, 1958), является характерным для карбонатитов.

3. Наличие типоморфных минералов карбонатитов (пироклора, бадделейта, циркона, колумбита, ферсмита), что является также специфической особенностью карбонатитовых образований.

4. Присутствие в составе ксеногенного материала ксенолитов фенитизированных кристаллических пород, сложенных преимущественно щелочным амфиболом, эригином и эпидотом, при подчиненном количестве плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Отмечается также присутствие апатита, биотита, пироклора и магнетита. Как известно, фенитизации или метасоматическому изменению подвергаются вмещающие породы в экзоконтакте массивов щелочно-ультраосновных пород или штоков карбонатитов.

5. Повышенная концентрация редких и рассеянных элементов (Nb, Ta, TR, Zr, Th, Sr, Ba), что является геохимической особенностью карбонатитов.

6. Повышенная ториевая радиоактивность (Редкометальные карбонатиты, 1958, стр. 51).

Весь этот комплекс признаков наряду с тем, что для карбонатитов, помимо образования карбонатитового «ядра» в массивах ультраосновных-щелочных пород характерно выполнение трубок взрыва — «диатрем» в тех же щелочных комплексах (Редкометальные карбонатиты, 1958), подтверждает карбонатитовую природу брекчий, выполняющих трубки взрыва на восточном склоне Анабарского сводового поднятия. Генетически эти трубки взрыва, по нашему мнению, связаны со штоками карбонатитов, залегающими на глубине и не вскрытыми в настоящее время процессами денудации.

Если упомянутые выше трубки взрыва выполнены брекчией типичных карбонатитов, хорошо сопоставимых по всем признакам с кар-

бонатитами, генетически связанными с массивами ультраосновных-щелочных пород, то дайки и жилы так называемых «интрузивных карбонатитов», тяготеющие пространственно к кимберлитовым телам и даже залегающие непосредственно в кимберлитовых породах, не совсем подходят под классическое понимание слова «карбонатит», которым привыкли оперировать геологи, занимающиеся исследованием карбонатитовых месторождений. Первоначально породы из этих даек и жил были описаны рядом исследователей (Б. Н. Бакалов, С. Ф. Духаннин, В. Н. Рыбченков) как сильно карбонатизированные слюдяные кимберлиты и отнесены к фации интрузивных кимберлитов. Впервые предположение о том, что эти карбонатные дайки по вещественному составу соответствуют карбонатитам, было высказано И. Т. Козловым.

Основанием для отнесения этих пород к карбонатитам послужило высказанное нами предположение о возможности карбонатитообразования в связи с кимберлитами (Маршинцев, Никишов, 1970). Указанные породы обладают комплексом признаков, позволяющих, на наш взгляд, назвать их карбонатитами. К числу таких признаков относятся: а) существенно (до 95%) карбонатный состав; б) присутствие апатита, магнетита, флогопита, которые, как мы уже отмечали ранее, являются характерными для карбонатитов; в) наличие перовскита, который для типичных карбонатитов является типоморфным минералом; г) присутствие редкометалльных элементов: Nb, Ta, TR, Ba, Sr.

Таким образом, карбонатные дайки и жилы, залегающие в осадочных породах и сопровождающие кимберлитовые трубки (серия даек «Бортовая», дайка «Снежинка», дайка «Куранах» — бассейн р. Куранах, правый приток р. М. Куонамка, «Укукит» — среднее течение р. Укукит, «Ночная» — бассейн р. Ары-Мастах, левый приток р. Б. Куонамка, «Кутугуна-1» и «Кутугуна-2» — бассейн р. Кутугуна, левый приток р. Укукит), а также залегающие в кимберлитовых породах и не выходящие за пределы кимберлитового тела (дайка «Водораздельная») объединены нами в группу интрузивных карбонатитовых тел.

Детальное изучение петрографо-минералогических и геохимических особенностей карбонатитовых образований позволяет сделать вывод о том, что на восточном склоне Анабарского сводового поднятия располагается новая карбонатитовая провинция, специфической особенностью которой является тесная пространственная связь карбонатитовых тел с кимберлитовыми. Общеизвестным фактом является наличие карбонатитов на западном склоне Анабарского сводового поднятия (Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов). Новая находка карбонатитовых проявлений на восточном склоне, присутствие интрузий щелочных пород на р. Удже (Геология Сибирской платформы, 1966), а также находка аналогов меймечитов на южной окраине Анабарского массива (Музыка, Чумирин, 1970) позволяют в значительной степени расширить площади, перспективные для поисков редкометалльных карбонатитов. Кроме того, тесная пространственная сопряженность кимберлитовых и карбонатитовых тел в этом районе создает исключительно благоприятные условия для выявления генетических взаимоотношений между ними. Все это определило актуальность и важность детального изучения карбонатитовых проявлений в названном выше районе как в теоретическом, так и практическом отношении.

Для решения этих вопросов, кроме непосредственного исследования карбонатитов, использован опыт изучения вещественного состава кимберлитовых тел в 1960—1965 гг. в различных районах Якутской алмазоносной провинции. В работе использованы также материалы, любезно предоставленные К. Н. Никишовым. Систематизированы и об-

работаны фондовые и опубликованные материалы, проведено сравнение изученных пород между собой и с карбонатитами других провинций (Маймеча-Котуйской, Карело-Кольской, Восточной Африки и Скандинавии).

Рукопись была обсуждена известными исследователями в области изучения карбонатитов Л. С. Бородиным, А. Г. Жабиным, А. В. Лапиным (Москва, ИМГРЭ), Л. К. Пожарицкой (Иркутск, ГеоХИ), чьи замечания и советы были учтены автором.

Всем этим товарищам, а также В. В. Ковальскому, взявшему на себя труд редактирования работы, автор выражает свою благодарность.

## ГЛАВА I

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА РАЗВИТИЯ КАРБОНАТИТОВ

Рассматриваемый район развития карбонатитов расположен на Северо-Востоке Сибирской платформы и занимает обширную площадь, ограниченную на западе Анабарским, а на востоке — Оленекским сводовыми поднятиями. Эти две крупные положительные структуры разделены Средне-Оленекской остаточной синеклизой, в составе которой выделяются глубокая Суханская впадина и ряд мелких впадин и поперечных поднятий (Мокшанцев и др., 1968).

#### Стратиграфия

Породы, слагающие рассматриваемую территорию, группируются в два комплекса, резко различных по степени метаморфизма и составу (рис. 1). Нижний комплекс представлен сильно метаморфизованными и дислоцированными разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами (архей). К верхнему комплексу в основном относятся разнообразные карбонатные отложения. Они залегают почти горизонтально и в нижней части (основании) содержат толщу терригенных пород. Возраст отложений верхнего комплекса датируется от протерозоя до верхнего кембрия.

#### Архейский фундамент

Толща архейских метаморфических пород обнажается в ядре Анабарского сводового поднятия и разделяется на три серии (снизу вверх): далдынскую, анабаро-ламуйскую и хапчанскую (Лутц, 1964). В восточной части Анабарского массива, непосредственно примыкающей к территории, где известны карбонатитовые тела, на дневной поверхности обнажается две серии — анабаро-ламуйская и хапчанская.

Анабаро-ламуйская серия сложена лейко- и мезократовыми гиперстеновыми, двупироксеновыми, амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами. Подчиненное значение имеют высокоглиноземистые породы: биотит-гранатовые гнейсы, а также силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы. К этой же серии приурочиваются мощные серии кварцитов.

Хапчанская серия сложена в основном мощными пачками биотит-гранатовых плагиогнейсов и гнейсов, содержащих прослой лейкократовых биотитово-гранатово-гиперстеновых плагиогнейсов и мраморов. В комплексе этих пород встречаются также биотитово-амфиболовые двупироксеновые плагиогнейсы и амфиболиты.

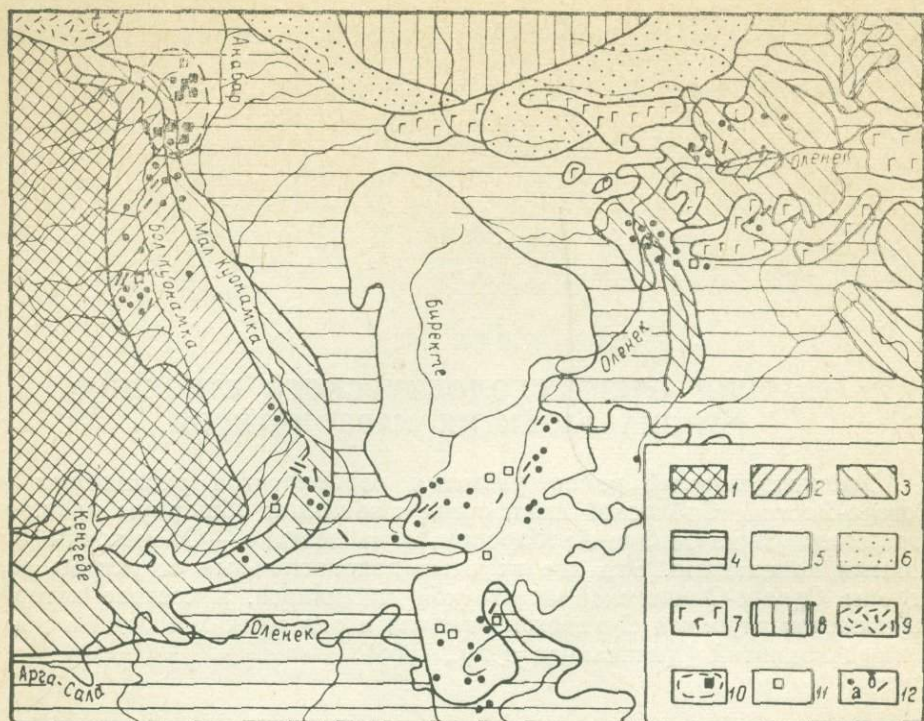


Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточного склона Анабарской антеклизы:

1—архей; 2—протерозой; 3—нижний кембрий; 4—средний кембрий; 5—верхний кембрий; 6—пермь; 7—триас; 8—юра; 9—нижний мел (?); 10—район нахождения трубок карбонатитовых брекчий; 11—дайки и жилы интрузивных карбонатитов; 12—а — кимберлитовые трубки, б — интрузивные кимберлитовые тела.

### Платформенный чехол

Наиболее древними образованиями платформенного чехла являются отложения протерозоя и венда, залегающие на размытой поверхности архейских толщ. В основании протерозоя залегает мукунская свита, в которой наблюдается переслаивание гравелитов, песчаников, реже алевролитов. Мощность свиты 50—180 м (Милашев и др., 1963). Верхняя часть разреза представлена доломитами билляхской свиты, перемежающимися пачками битуминозных кварцевых песчаников и прослоями известняков. Общая мощность билляхской свиты, по данным В. А. Милашева и др. (1963), 300—400 м. Вендские отложения представлены доломитами, песчанистыми и оолитовыми доломитами (старочеченская свита) мощностью 85—100 м (Васильева, 1968).

Отложения кембрийской системы представлены всеми тремя отделами, которые расчленяются на ярусы.

Нижнекембрийские породы выходят на поверхность широкой полосой субмеридионального направления, протягивающейся вдоль р. М. Куонамка. Подразделяются они на два яруса: алданский и ленский. Отложения алданского яруса представлены известняками, глинистыми сланцами, мергелями, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность яруса, по данным В. А. Милашева и др. (1963), близ Анабарского поднятия около 320 м. Отложения ленского яруса,

согласно залегающие на породах алданского яруса, представлены горючими сланцами и прослоями органогенных известняков и глинистых известняков и мергелей. Мощность ленского яруса 5—15 м (Демокидов и др., 1959).

Среднекембрийские породы занимают около половины рассматриваемой площади и расчленяются на два яруса: амгинский и майский. Породы амгинского яруса общей мощностью 42 м составляют с отложениями верхней части подстилающего его ленского яруса единую как по строению, так и по составу толщу, сложенную горючими сланцами. Верхняя часть разреза амгинского яруса характеризуется преобладанием известняков, глинистых известняков и, реже, мергелей. В строении разреза майского яруса принимают участие известняки, глинистые и алевритистые известняки, мергели, глины. В северном и западном бортах Суханской впадины все перечисленные породы фациально замещаются доломитами. Мощность отложений майского яруса, по данным В. А. Милашева и др. (1963), изменяется от 380 м на юго-восточном крыле Анабарского поднятия до 80 м на северо-восточном борту Суханской впадины. По данным К. К. Демокидова и др. (1959), в пределах восточного и юго-восточного склона Анабарского поднятия мощность пород майского яруса 280—290 м. И. П. Атласов (1960) оценивает мощность отложений майского яруса на восточном склоне Анабарского поднятия в 200—220 м. На востоке территории в соответствии с предложенной им схемой распределения фаций и мощностей осадков мощность отложений майского яруса практически не изменяется.

Породы верхнего отдела кембрийской системы наиболее распространены в описываемом районе и разделяются на два горизонта: чомурдахский и кутугунский. В строении разреза чомурдахского горизонта принимают участие главным образом известняки, их глинистые и алевритистые разновидности. В меньшем количестве присутствуют известковые алевриты с линзами и прослоями известковых внутриформационных конгломерато-брекчий и конгломератов. Мощность отложений чомурдахского горизонта, по данным В. А. Милашева и др. (1963), изменяется от 400—420 м на юго-западном борту Суханской впадины до 80—100 м на северо-восточном. Отложения, относимые к кутугунскому горизонту, широко распространены в центральной части Суханской впадины. В литологическом отношении они представлены алевритистыми и глинистыми известняками с прослоями мергелей. Линзы конгломерато-брекчий встречаются здесь реже, чем в чомурдахском горизонте. Как указывают вышеприведенные авторы, максимальная мощность кутугунского горизонта (300 м) отмечена в центральной части Суханской впадины.

**Карбон.** Отложения каменноугольной системы обнаружены сравнительно недавно в бассейне р. Эбелях, правого притока р. Анабар. Представлены они углистыми алевритами и песками, залегающими на кембрийских карбонатных породах. Каменноугольный возраст этих отложений определяется по наличию характерного споро-пыльцевого комплекса.

**Пермь.** Отложения пермской системы залегают с четко выраженным структурным несогласием на размытой поверхности образований протерозойского и кембрийского возраста. На основании различного литологического состава пород, фаунистических и палинологических данных в разрезе пермской терригенной толщи И. Б. Рубенчиком в 1963 г. выделены осадки нижнего и верхнего отделов.

Отложения нижнего отдела перми представлены разнозернистыми слабо сцементированными песчаниками серого, пепельно-серого цветов,

алевролитами, алевролитистыми глинами с маломощными прослойками и линзами углей, сидерита с многочисленными обломками обугленной и окаменелой древесины; отмечаются редкие линзы конгломератов. Мощность отложений нижнего отдела перми 60—65 м.

Отложения верхнего отдела перми представлены исключительно мелко- и среднезернистыми полевошпатовыми песчаниками, слабо сцементированными, содержащими в нижней части прослойки и линзы конгломератов мощностью до 0,3—0,5 м. Мощность отложений верхнего отдела 20—25 м.

Общая мощность пермских отложений, по данным В. А. Горяшина и Р. Д. Сметанина, 80—95 м.

**Триас** представлен толщей туфогенных отложений, сложенных однообразными средне- и крупнообломочными туфами зеленовато-серого, темно-серого или почти черного цветов. Чаще всего это крепкие массивные породы, имеющие слабо выраженную слоистость, среди которых встречаются слабосцементированные разновидности. Отмечаются многочисленные обломки пород трапповой формации, темно-серых песчаников и алевролитов размером до 1—2 см. Отдельные глыбы их достигают до 0,5—0,6 м.

Возраст туфовых отложений принимается условно как нижнетриасовый, мощность их колеблется от нескольких до 70—90 м. Эти отложения интродуцированы долеритами, образующими штокообразные тела и небольшие по протяженности и мощности дайки.

Отложения **юрского** возраста представлены терригенными осадками домерского яруса нижнего отдела. Характеризуются они присутствием пачек конгломератов и кварц-полевошпатовых песчаников, перемежающихся с глинистыми и глинисто-карбонатными осадками. Мощность домерских отложений на рассматриваемой территории 80—100 м (Милашев и др., 1963).

**К нижнемеловым** условно отнесены вулканогенные образования Попигайского грабена. Представлены они агломератовыми туфами, туфовалями и лавами андезитового состава, залегающими со стратиграфическим и угловым несогласием на размытой поверхности протерозоя и кембрия. Мощность нижнемеловых образований 70—100 м (Васильева, 1968).

Отложения верхнего мела в виде разобщенных останцов встречаются на площади к юго-востоку от Попигайского грабена, в верховьях рек Ыарга и Хара-Мас. Залегают они на размытой поверхности среднего кембрия и представлены песчаниками кварц-полевошпатового состава, содержащими мелкую рассеянную гальку и травий различных пород, а также органические остатки и линзовидные прослойки бурого угля. Мощность отложений верхнего мела (по данным А. И. Кручека) 20—25 м.

Кроме кратко охарактеризованного выше комплекса пород, на рассматриваемой территории широко распространены отложения четвертичного возраста, представленные различными генетическими типами. Среди них выделяются аллювиальные, делювиальные, элювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные, ледниковые, водно-ледниковые и золовые. Водораздельные участки бассейнов рек Большой и Малой Куонамки покрыты чехлом темно-серых или зеленовато-серых илов глинисто-алевролитистого состава. Мощность илистых отложений колеблется от 4 до 15 м. На основании палинологического анализа, А. И. Полова определяет возраст их как самые низы верхнего плейстоцена (Ковальский и др., 1969).

## Тектоническое строение района

Рассматриваемая площадь является частью обширной Анабарской антеклизы. В ее пределах выделяется ряд крупных положительных и отрицательных структур, осложненных в свою очередь различными по знаку структурами более высоких порядков. Наиболее крупными положительными структурами являются Анабарское сводовое поднятие на западе и Оленекское сводовое поднятие на востоке, за пределами рассматриваемой площади. Юго-западнее Оленекского поднятия располагаются Мунское сводовое поднятие и более мелкие Верхне-Тюнгский и Маркоинский своды (Мокшанцев и др., 1968).

Анабарское сводовое поднятие входит в район наших исследований только своей восточной частью. В центре его на поверхность выведен архейский кристаллический фундамент. Восточный склон поднятия сложен протерозойскими и ниже,- среднекембрийскими отложениями. В северо-восточном направлении поверхность фундамента довольно быстро погружается по системе разломов субмеридионального простирания. Пограничные части с впадинами нередко осложнены флексуобразными перегибами. Иногда здесь отмечаются широкие и пологие структурные носы, отдельные купола и прогибы, которым обычно соответствуют локальные выступы и впадины поверхности фундамента. Общая амплитуда Анабарского сводового поднятия превышает 2000 м.

В северной части рассматриваемой территории располагается Уджинская седловина. Эта структура соединяет Анабарское и Оленекское поднятия и отделяет Суханскую впадину от Лено-Анабарского прогиба. Уджинская седловина, сложенная верхнепротерозойскими и кембрийскими породами, перекрыта в значительной мере отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. Седловина асимметрична: северо-восточный склон ее очень пологий, юго-западный — несколько круче и осложнен широкой (до 20 км) флексурой с наклоном слоев до 3—4°. Уджинская седловина разбита многочисленными нарушениями и состоит из ряда блоков. Кроме того, ее строение осложнено куполовидными поднятиями, крупнейшим из которых является Уджинское.

Юго-западнее Уджинской седловины располагается Эбеляхская седловина. Она окаймляет северо-восточную часть Суханского прогиба, отделяя его от Лено-Анабарского прогиба. На востоке Эбеляхская седловина сочленяется, возможно, по тектоническому шву с Уджинским поднятием, а на западе постепенно сливается с северо-восточным склоном Анабарского сводового поднятия. Простирание структуры субширотное. На южном крыле ее породы падают на юг и юго-восток под углом 0°40'—2°00'. На северном крыле падение пород северо-восточное и север-северо-восточное. Осевая часть структуры осложнена тектоническими нарушениями.

Наиболее крупной отрицательной структурой рассматриваемой территории является нижнепалеозойская Средне-Оленекская остаточная синеклиза. Размеры ее весьма значительны. На севере ширина ее около 200 км, а к югу, в направлении Тунгусской синеклизы,—400—500 км. В целом синеклиза сложена протерозойскими и кембрийскими отложениями, которые на юге перекрываются среднепалеозойскими. Суммарная мощность осадочных отложений в наиболее погруженных частях синеклизы достигает 6—7 км (Мокшанцев и др., 1968).

Строение Средне-Оленекской остаточной синеклизы в пределах рассматриваемой территории осложняется наличием Суханской впадины, сложенной верхнекембрийскими известняками. Она простирается в субмеридиональном направлении и имеет размеры 300×200—220 км. На севере Суханская впадина граничит с Уджинской седловиной, на

западе — отделяется от Анабарского поднятия флексуорообразным перегибом и разломом, около которого наклон слоев увеличивается до 3—5°. Наиболее прогнутая часть впадины смещена в сторону Анабарского поднятия, в связи с чем ее восточное крыло положе и шире западного. Это явление подчеркивается, по мнению Э. Н. Эрлиха (1963), резким, местами скачкообразным нарастанием мощностей верхнекембрийских отложений в направлении с востока на запад.

Суханской впадине в рельефе фундамента соответствует широкий прогиб субмеридионального простирания, осевая часть которого, по сравнению с осью верхнекембрийской структуры, смещена на 30—40 км к востоку.

На крайнем северо-западе к рассматриваемой территории своей юго-восточной частью примыкает Попигайский грабен, представляющий собой сложную структуру вулканотектонического происхождения. Грабен осложнен системой поперечных взаимопересекающихся разломов, которыми разбивается на систему блоков с разной амплитудой подвижек (Мокшанцев и др., 1964). На окраине его по геофизическим данным выделяются крупные зоны разломов (Васильева, 1968).

Разрывные нарушения, в большей части связанные с глубинными разломами фундамента, играют большую роль в строении рассматриваемой территории.

Зоны разломов вдоль восточного склона Анабарской антеклизы имеют в основном северо-западное простирание, но есть также разломы северо-восточного и широтного направления (Адамов, и др., Васильева, 1970). Наиболее интенсивное сгущение разломов отмечено в бассейне р. Анабар, на участке от устья р. Эбелях до р. Биллях, в нижнем течении р. Ыарга и в бассейне р. Попигай. На отдельных участках разломы образуют «сетку» из взаимно пересекающихся нарушений. По ним часто наблюдается смещение пород с амплитудой от нескольких метров до 0,5 км.

В бассейне рек Ыарга и Номохтоох (в районе распространения трубок взрыва, выполненных карбонатитовыми брекчиями), по данным Г. Д. Балакшина, развита зона разломов северо-восточного простирания, охватывающая область интенсивного дробления фундамента. Группы трубок, по его мнению, приурочены к опущенным блокам фундамента, связанным, по всей вероятности, с зоной поперечных разломов Анабарского сводового поднятия. По К. Б. Мокшанцеву и др. (1964), крупная зона разломов, разделяющая архейские и протерозойские складчатые сооружения фундамента, прослеживается вдоль восточного склона Анабарского сводового поднятия.

## Магматизм

Магматические образования на рассматриваемой территории представлены разнообразными проявлениями основного и щелочно-ультраосновного магматизма.

Подавляющее большинство проявлений основного (траппового) магматизма концентрируется в пределах полосы широтного простирания, протягивающейся от р. Попигай на западе до южной периферии Оленекского поднятия на востоке. Преобладающими типами магматических тел здесь являются интрузивы в форме силлов, реже отмечаются штоковидные трапповые тела. Вблизи Уджинского поднятия известны эффузивные формы траппового магматизма. На восточном склоне Анабарского поднятия развит главным образом дайковый комплекс трапповой формации. Характерно, что центральная часть Сухан-

ской впадины вообще лишена всяких видимых проявлений и траппового и других типов магматизма.

Интрузии щелочных и щелочно-ультраосновных пород распространены в районе Уджинского поднятия и представлены двумя массивами концентрически-зонального строения, сложенными нефелиновыми сиенитами, а также рядом даек и пластовых тел нефелиновых базальтов. Все они располагаются вдоль оси Уджинского поднятия и вблизи региональной Чымара-Джилдиндинской системы разломов (Геология Сибирской платформы, 1966).

Кроме того, в настоящее время на территории Анабарской антеклизы известно более 300 тел, представленных кимберлитовыми породами интрузивного и эксплозивного типа, дайками карбонатитов и трубками взрыва, выполненными карбонатитовыми брекчиями и брекчиями основного состава. Все эти образования группируются в кимберлитовые поля: Куонамское, Лучакан-Куранахское, Чомурдахское, Средне-Оленекское, Куойско-Мерчимденское. Кимберлитовые интрузивы рассмотрены в работах К. Н. Никишова (1966) и В. В. Ковальского и др. (1969). В морфологическом отношении они представляют собой крутопадающие ( $45-90^\circ$ ) дайки и жилы, протягивающиеся иногда на значительное расстояние — от 5—10 до 500—800 и даже 1000—1200 м. Мощности кимберлитовых тел в общем небольшие и составляют 2—3 м, редко 4 м для даек и 0,2—0,5 м для жил. Состав их — оливин, в порфириковых выделениях, часто нацело замещенный серпентином и карбонатом, и существенно монтичеллитовая или серпентин-карбонатная основная масса с присутствующими в ней зернами перовскита, магнетита, флогопита, апатита и мелилита. Кимберлитовые трубки взрыва на рассматриваемой территории составляют наиболее многочисленную группу тел. Рассмотрению состава и строения их посвящена обширная литература. В общем для них характерно групповое или кустовое расположение. Это, по всей вероятности, обусловлено приуроченностью их к узлам повышенной трещиноватости или к пересечениям разломов нескольких направлений. Особенности группового размещения кимберлитовых тел, по мнению В. А. Милашева и других (1963), отражают специфику очага взрыва, т. е. входящие в «куст» трубки связаны с единым очагом центрального типа. Характерной особенностью кимберлитовых трубок рассматриваемой территории является преобладание резко вытянутых, неправильных в плане форм над изометричными, округлыми, свойственными кимберлитовым трубкам центральных районов Якутской провинции. Обычны многочисленные апофизы различной формы и размеров. Преобладают мелкие кимберлитовые тела: размеры трубок колеблются в пределах от  $10 \times 14$  м до  $100 \times 170$  м (Ковальский и др., 1969). Кимберлитовые трубки тесно сопряжены в пространстве с интрузивными кимберлитовыми телами.

В 1964 г. в пределах Куонамского кимберлитового поля на левобережье р. Б. Куонамка обнаружены два тела трубчатого типа, выполненные эксплозивными брекчиями основного состава (Ковальский и др., 1969). Вмещающими породами для них служат верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения, мощность которых здесь не превышает 60—100 м. Сами тела невелики по размерам и едва достигают 100—150 м в поперечнике (по геофизическим данным). Форма аномалий, создаваемых ими, в плане округлая. По текстурно-структурным особенностям эти породы полностью аналогичны кимберлитовым брекчиям, выполняющим трубки взрыва. Состоят они, как и кимберлитовые брекчии, из гетерогенного обломочного материала и цементирующей массы. По составу среди обломков преобладают туфогенные породы и эффузивы основного и щелочно-основного состава, реже встре-

чаются ксенолиты карбонатных образований. Ксенолиты глубинных кристаллических пород не обнаружены. Среди первых выделяются обломки туфов основного состава, туфолав, лав, туфобрекчий, туффитов, долеритов, палагонитовых базальтов, миндалекаменных базальтов, витрофировых базальтов и других пород основного состава. Набор пород в ксенолитах эруптивных брекчий основного состава типичен для мощных туфогенных толщ, развитых в сопредельных районах Тунгусской синеклизы. Цементируется обломочный материал стекловатой массой (Ковальский и др., 1969).

Рассмотрению карбонатитовых образований посвящена настоящая работа.

## ГЛАВА II

### ГЕОЛОГИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ ТЕЛ

#### Некоторые вопросы терминологии

Впервые термин «карбонатит» в геологическую литературу введен В. Бреггером (Brogger, 1921) при изучении своеобразных карбонатных пород изверженного происхождения, встречающихся в Норвегии, в районе Фен. Кальцитовые карбонатиты он предложил называть «севирами», а карбонатиты, состоящие в основном из доломита, — «раухаугитами». В настоящее время большинство исследователей карбонатитами называют существенно карбонатные (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые) породы эндогенного происхождения, пространственно и генетически связанные с массивами ультраосновного-щелочного состава (Гинзбург, Эпштейн, 1968). Л. С. Бородин (1966) термин «карбонатит» распространяет на все эндогенные карбонатные образования, пространственно и генетически связанные с формациями щелочных пород (ультраосновной, габброидной и гранитоидной).

В последнее время в геологической литературе появляется все больше сведений о пространственной связи карбонатитовых и кимберлитовых пород. Так, кимберлиты и кимберлитоподобные породы были обнаружены в Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Махлаев, Сурина, 1966), где они ассоциируют со щелочно-ультраосновными интрузиями центрального типа. Выявлено широкое распространение кимберлитовых пород в пределах Красноярского края (Крюков, 1963, 1964). Здесь они сопряжены с меланократовыми щелочно-ультраосновными породами порфирирового облика. Аналогичные кимберлитовым породам по механизму формирования щелочные базальтоиды найдены в Приморском крае, в районе Петрозаводска, в пределах Чешского Среднегорья (Копецкий, 1960; Крал Р., 1964). Известны находки карбонатитов в ряде районов Африканской алмазоносной провинции (Dawson, 1962). Все перечисленные выше авторы предполагают наличие тесной генетической связи кимберлитовых пород со щелочно-ультраосновными породами и карбонатитами.

Основанием для критического пересмотра имеющегося в нашем распоряжении материала послужило высказанное нами предложение о возможности карбонатитообразования в связи с кимберлитовыми породами (Маршинцев, Никишов, 1970). В результате карбонатные дайки и жилы, залегающие в осадочных породах и сопровождающие кимберлитовые трубки (серия даек «Бортовая», дайка «Снежинка», дайка «Куранах» — бассейн р. Куранах, правый приток р. М. Куонамка, «Укукит» — среднее течение р. Укукит, «Ночная» — бассейн р. Ары-Мастах, левый приток р. Б. Куонамка, «Кутугуна-1», и «Кутугуна-2» —

бассейн р. Кутугуна, левый приток р. Укуит), а также залегающие в кимберлитовых породах и не выходящие за пределы кимберлитового тела (дайка «Водораздельная»), были объединены нами под названием «интрузивные карбонатиты». Ранее предположение о том, что карбонатные дайки по вещественному составу соответствуют карбонатитам, было высказано И. Т. Козловым. Другие исследователи (Б. Н. Бакалов, С. Ф. Духанин, Г. Ф. Дорганов, К. С. Забурдин, В. Н. Рыбченков) породы из этих тел описывали как сильно карбонатизированные слюдяные кимберлиты и относили их к фации интрузивных кимберлитов.

Мы предлагаем называть интрузивными карбонатитами существенно карбонатные породы, обладающие массивной текстурой и флюидальной структурой основной массы, выполняющие мало мощные дайки и жилы, пространственно и генетически связанные с кимберлитовыми породами.

Следует вкратце остановиться на понятиях «интрузивный» и «магматический». В последнее время все большее внимание обращается на то, что эти понятия характеризуют различные стороны процесса формирования горной породы и, что между ними не должно быть соподчинения, прямой логической связи (Махлаев, 1965). Если термин «интрузивный» говорит о соотношениях геологического тела с вмещающими породами, о том, что материал, слагающий данное тело, был внедрен во вмещающие породы и, что в момент внедрения этот материал находился в расплавленном состоянии, то термин «магматический» означает лишь определенную физическую характеристику состояния природной системы.

Справедливо в этом отношении замечание А. Г. Жабина (1967 в) о том, что в вопросах, касающихся дискуссии о генезисе эндогенных карбонатитов, нередко термин «интрузивный» отождествляется с термином «магматический» и расценивается как свидетельство признания «карбонатитовой магмы». Однако из вышеприведенного принципа толкования терминов «интрузивный» и «магматический» следует, что установление примера интрузивного (инъекционного) взаимоотношения карбонатитов с вмещающими породами свидетельствует прежде всего в пользу эндогенного, но еще не магматического происхождения карбонатитов.

Для существенно карбонатных пород, выполняющих трубки взрыва, в работах геологов Амакинской экспедиции применялся в одном случае термин «карбонатит» (А. О. Ефимов, Е. Д. Черный) в другом — термин «эксплозивные карбонатитовые брекчии» (Ковальский, Егоров, 1966; А. И. Крючков). В. А. Милашев (1968) называет их сильно карбонатизированными породами из группы щелочных базальтоидов.

Называя эти породы «карбонатитами», первые исследователи, таким образом, отождествляют их с карбонатитами, связанными с массивами щелочно-ультраосновных пород и характеризующимися совершенно иным способом образования. В. А. Милашев, предлагая собственное название, прежде всего исходит из первичнокимберлитовой природы пород, выполняющих трубки взрыва, причем большое место в характеристике отводится щелочным минералам (щелочной амфибол, эгирин), являющимся минералами фенитизированных кристаллических пород. Наиболее правильный, по нашему мнению, термин «карбонатитовые брекчии», который наряду с петрографической сущностью породы отражает и геологические особенности ее образования, обязанные своим происхождением взрывным (эксплозивным) процессам.

Карбонатитовой брекчией названы сложные образования, характеризующиеся брекчиевой текстурой и состоящие на 20% (в среднем) из обломков прорванных пород, сцементированных карбонатитовым

материалом (карбонатитом). Последний в свою очередь представляет собой карбонатную породу, характеризующуюся кристаллокластической структурой, обусловленной наличием обломков минералов: доломита, апатита, магнетита, флогопита, пирохлора, бадделейта, циркона, колумбита, ильменита, отличающихся резко выраженной остроугольной неправильной формой и мелко- и тонкозернистой кальцитово-основной массы.

### Интрузивные карбонатитовые тела

В настоящее время известно всего девять интрузивных карбонатитовых тел, расположенных на восточном склоне Анабарского сводового поднятия (рис. 1). Некоторые сведения о геологическом положении и элементах их залегания приведены в табл. 1.

Дайка «R-51», по данным В. Н. Рыбченкова, обнажается в обрыве правого берега р. Улахан-Курунг-Юрях (правый приток р. Мерчим-

Таблица 1

Некоторые данные о геологическом положении и элементах залегания интрузивных карбонатитовых тел

Дайка	Возраст вмещающих пород	Состав вмещающих пород	Мощность, м	Угол падения	Простираие
«R-51»	Сп <sub>2</sub> -Сп <sub>3</sub>	Известняки, глинистые известняки	0—1,6	88°	Субширотное
«Кутугуна-1»	Сп <sub>3</sub>	Известняки, алевролитистые и глинистые известковые мергели	0,50—0,55	80°	Северо-восточное
«Кутугуна-2»	Сп <sub>3</sub>	То же	0,05—0,10	90°	Северо-восточное
«Укукит»	Сп <sub>3</sub>	»	0,15—0,20	90°	То же
«Куранах»	Сп <sub>1</sub>	Пестроцветные известняки и глинистые известняки	0,10—0,15	90°	»
«Ночная»	Pt <sub>3</sub>	Известковые доломиты	?	?	?
«Борговая»	Сп <sub>3</sub>	Известняки, алевролитистые и глинистые известняки	0,1—0,5	85—90°	Северо-восточное
«Водораздельная»		Кимберлитовая брекчия	0,35—0,45	80—85°	То же
«Снежинка»	Сп <sub>3</sub>	Известняки, алевролитистые и глинистые известковые мергели	0,1—0,2	90°	То же

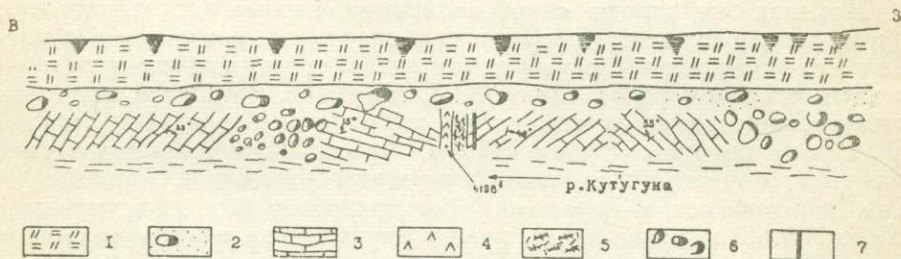


Рис. 2. Схематическая зарисовка карбонатитовой дайки «Кутугуна-1», (по С. Ф. Духанину и др.):

1— торфяно-растительный слой; 2— аллювий террасовых отложений; 3— карбонатные породы верхнего кембрия; 4— карбонатитовая дайка; 5— зона тектонического дробления; 6— осыпи карбонатных пород; 7— кальцитовая жила.

ден), в четырех километрах выше отметки 173 м. Она сечет толщу битуминозных известняков и сланцев среднего-верхнего кембрия. Мощность дайки в нижней части тридцатиметрового обнажения достигает 1,6 м. Вверх мощность быстро уменьшается до полного выклинивания. Простирается дайка в субширотном направлении (аз. 280°), падает под углом 88°. Порода, слагающая ее, рассечена многочисленными трещинами параллельно простиранию тела. На контакте с вмещающими породами располагается небольшая зона трещиноватости. Трещинки и каверны заполнены белой мучнистой массой, содержащей кристаллы пирита.

«Кутугуна-1» располагается на правом берегу р. Кутугуна, в 0,9—1,0 км выше устья. Относительно ее положения во вмещающих породах имеются разноречивые сведения. По данным Б. Н. Бакалова и Г. Ф. Дорганова, дайка прорывает западное крыло мелкой брахиантиклинальной складки. По сведениям, сообщаемым С. Ф. Духаниным, она находится в ядре синклинальной складки. Простирается дайка в северо-восточном направлении (40°), падает вертикально. Мощность ее невелика и колеблется в пределах 0,50—0,55 м. По простиранию дайка вскрыта расчисткой на протяжении 7—8 м. При этом установлено, что в юго-западном направлении она выклинивается. В зоне выклинивания в породах приконтактных зон повышается содержание кальцита, пирита и халькопирита. С поверхности до глубины 0,8—1,0 м порода дайки изменена и разложена в синевато-зеленую глину (см. рис. 2).

«Кутугуна-2» представляет собою три маломощные параллельные дайки, располагающиеся на восточном берегу р. Кутугуна, в 12 км выше устья, в восточном крыле брахиантиклинальной складки. Протягиваются эти дайки в северо-восточном (25°) направлении вкост простирания известняков на расстоянии 0,4—0,5 м друг от друга. Каждая имеет мощность 0,05—0,1 м.

«Укукит» обнаружена в коренном обнажении, располагающемся в 1 км к востоку от устья правого притока р. Курунг. На этом участке верхнекембрийские карбонатные отложения собраны в мелкие складки. Под углом к оси одной из таких складок внедряется в северо-восточном направлении карбонатитовая дайка. Мощность ее 15—20 см, падение почти вертикальное. По простиранию она прослежена на расстоянии около 70 м (рис. 3).

Контактная зона характеризуется развитием в эндоконтакте многочисленных мелких ветвящихся прожилков крупнокристаллического розового кальцита. На плоскостях непосредственного контакта

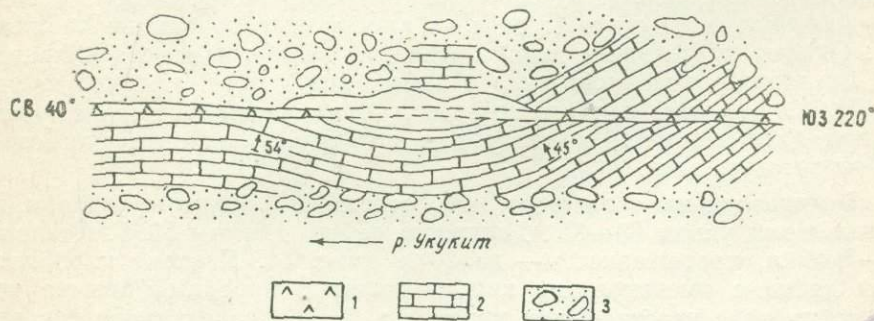


Рис. 3. Схематическая зарисовка карбонатитовой дайки «Укукит» (по С. Ф. Духанину и др.):  
1—карбонатитовая дайка; 2—тонко-и толстоплитчатые известняки верхнего кембрия; 3—аллювиальные песчано-галечные отложения.



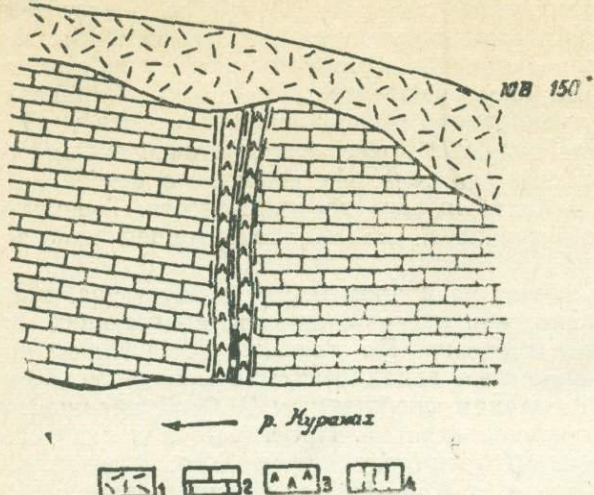


Рис. 4. Схематическая зарисовка карбонатитовой дайки «Куранах» (по К. С. Забурдину и др.): 1— элювиально-делювиальная осыпь; 2— вмещающие карбонатные породы нижнего кембрия; 3— карбонатитовые дайки; 4— кальцитовые жилы.

отмечаются зеркала скольжения. Здесь же наблюдаются маломощные прослои буровато-желтой глины с мелкими угловатыми обломками вмещающих известняков.

«Куранах» располагается по правому берегу р. Куранах, в 1,7 км от устья, где в коренном обнажении среди известняков нижнего кембрия отчетливо видны две маломощные (0,10—0,15 м) дайки (жилы) карбонатных пород, простирающиеся в направлении СВ—60° с вертикальным падением (рис. 4). В зонах эндо- и экзоконтакта отмечаются тонкие редкие ветвящиеся прожилки молочно-белого кальцита. В непосредственном контакте с вмещающими известняками присутствуют примазки черного битума.

«Ночная». Это тело обнаружено при проверке магнитной аномалии, расположенной по правому берегу р. Ары-Мастах, в 3 км от устья. Поскольку аномалия вскрыта лишь одним шурфом, мощность карбонатитового тела и элементы его залегания не выяснены.

«Бортовая» — серия карбонатитовых даек, расположенных на водоразделе рек Чомурдах и Сопка в поле развития карбонатных отложений верхнего кембрия. Карбонатитовые дайки характеризуются небольшой мощностью (0,1—1,5 м) и простираются в северо-восточном направлении на расстояние от первых метров до первых сотен метров. Падение даек субвертикальное (85—90°). Контакты с вмещающими породами четкие, ясные. Каких-либо признаков термального контактового воздействия со стороны даек на вмещающие породы не наблюдается. Однако последние в полосе развития даек и далее по направлению их простираения интенсивно раздроблены и перемяты, что, по мнению И. Т. Козлова, следует связывать с наличием в данном месте мощной зоны разлома, к которой и приурочена описываемая серия карбонатитовых даек.

«Водораздельная» залегает непосредственно в кимберлитовом теле, падая под углом 80—85°. Мощность ее (по данным И. Т. Козлова) 0,35—0,45 м, протяженность — до 20 м (рис. 5). Контакт карбонатитовой дайки с вмещающими кимберлитовыми породами обычно четкий, но на ряде участков, как указывает И. Т. Козлов, создается впечатление постепенного перехода от кимберлитовой породы к карбонатиту дайки.

«Снежинка» располагается в бассейне р. Чомурдах, в 30 м к се-



Рис. 5. Схематическая зарисовка юго-западной стенки канавы, вскрывшей карбонатитовую дайку в кимберлитовой брекчии (трубка «Водораздельная», по Ф. Ф. Брахофогелю и др.): 1 — кимберлитовая брекчия; 2 — карбонатит; 3 — известняк; 4 — мергель; 5 — суглинок с плитчатыми обломками известняков; 6 — почвенно-растительный слой.

веро-востоку от одноименной кимберлитовой трубки. Карбонатитовая дайка имеет северо-восточное простирание. Вскрыта несколькими неглубокими шурфами. Мощность ее колеблется от 0,1 до 0,2 м, падение вертикальное. Контакты с вмещающими породами четкие. Дайка «Снежинка», как и серия даек «Бортовая», находится в зоне интенсивно раздробленных и перемятых пород.

В пользу образования карбонатитовых интрузий после становления кимберлитовых тел свидетельствуют, во-первых, расположение их в трещинах разрывных нарушений вмещающих осадочных пород, возникших, по всей вероятности, в процессе формирования трубок взрыва кимберлитового состава; во-вторых, расположение их в пределах кимберлитовых трубок (дайка «Водораздельная»).

### Карбонатитовые трубки

В 1963—64 гг. при проведении поисково-разведочных работ на алмазы на территории восточного склона Анабарского сводового поднятия геологами Амакинской экспедиции ЯГУ в бассейне р. Старая (левый приток р. М. Куонамка) было обнаружено большое количество (73) магнитных аномалий, которые при проверке горными работами оказались трубками взрыва, выполненными карбонатитовыми брекчиями. Еще большее количество (106) магнитных аномалий, оставшихся непроверенными, но имеющих аналогичный характер магнитного поля, по-видимому, свидетельствует о чрезвычайно высокой интенсивности эксплозивных процессов на этой территории.

Трубки карбонатитовых брекчий располагаются главным образом в поле развития протерозойских терригенно-карбонатных отложений, а на северо-востоке района — среди ниже- и среднекембрийских карбонатных пород. Возраст их на основании определений возраста обломков обугленной древесины послевверхнериасовый. Важной особенностью размещения трубок карбонатитовых брекчий является групповое расположение их на сравнительно небольших участках («Номохтоох», «Тундровый», «Орто-Ырыгах»), вытягивающихся в зону северо-восточного простирания вдоль левобережья р. Старая и ее притока рч. Ыарга (рис. 6). Расстояние между отдельными участками не превышает 15—20 км. В пределах каждого участка обнаружено от 7 до 46 трубок взрыва. Отмечается довольно высокая концентрация тел на отдельных участках; нередко расстояние между отдельными трубками не превышает 100—200 м.

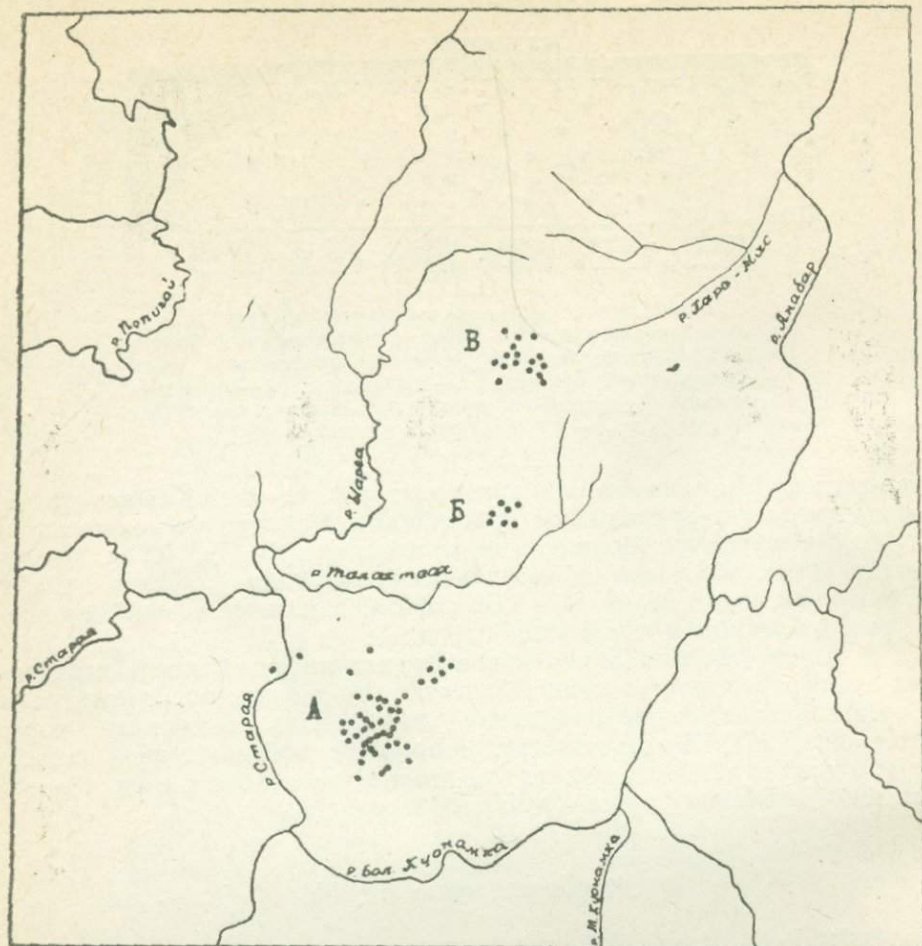


Рис. 6. Схема кустового расположения трубок карбонатитовых брекчий на восточном склоне Анабарского сводового поднятия (по материалам Амакинской экспедиции ЯТГУ):

А — участок «Номохтоох»; Б — участок «Тундровый»; В — участок «Орто-Ырыгах».

Участок «Номохтоох» находится в нижнем течении р. Старая (приток р. Б. Куонамка, в нижнем течении), в бассейне рч. Номохтоох, а также на водораздельной части ее с рч. Тонгулах (левые притоки р. Старая). Площадь участка 30—35 км<sup>2</sup>, на нем зафиксировано в настоящее время 46 эксплозивных карбонатитовых и 7 кимберлитовых тел, последние обычно тяготеют к периферийным частям участка (рис. 7).

Участок «Тундровый» расположен в 15—20 км севернее участка «Номохтоох», в верховьях рч. Талахтаах, на водоразделе ее с рч. Начабалаганнах — притоком рч. Мара, впадающей в р. Старая, в ее среднем течении. Здесь на площади 3,5×4 км обнаружено 7 тел (табл. 2).

Третий, самый северный участок «Орто-Ырыгах» расположен в 10 км севернее участка «Тундровый», в верховьях рч. Орто-Ырыгах и на водоразделе речек Орто-Ырыгах, Талахтаах и Хара-Мас. На этом участке площадью 10—15 км<sup>2</sup> обнаружено 17 карбонатитовых и 3 кимберлитовых тела, причем последние, как и на участке «Номохтоох», тяготеют к его периферийным частям (табл. 3).

Форма трубок карбонатитовых брекчий в плане, по данным магнит-

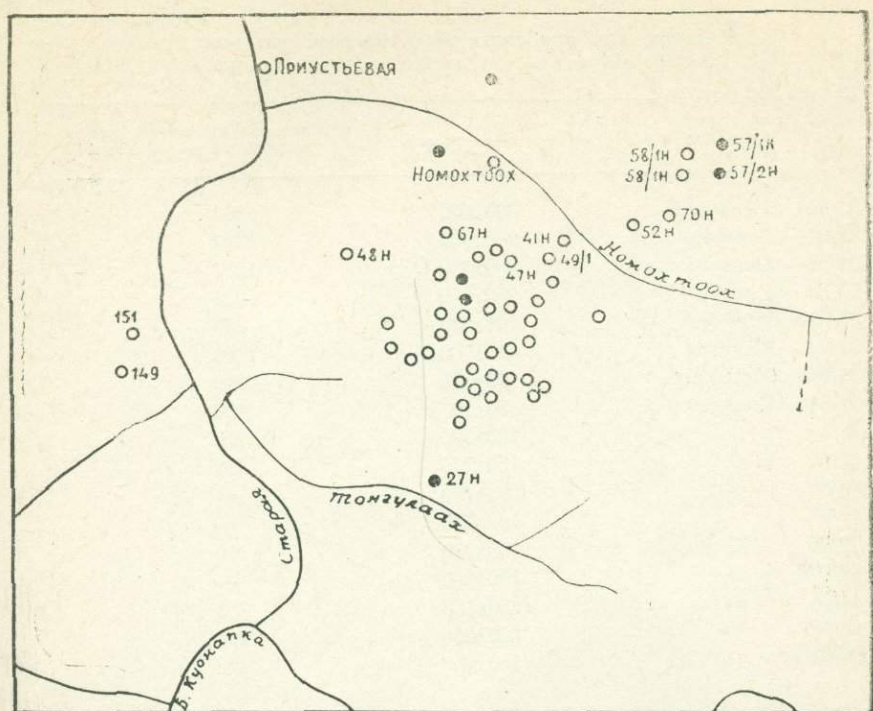


Рис. 7. Схема расположения трубок карбонатитовых брекчий и кимберлитовых пород на участке «Номохтоох» (по материалам Амакинской экспедиции ЯТГУ):

1 — карбонатитовые трубки; 2 — кимберлитовые трубки.

Таблица 2

Размеры тел карбонатитовых брекчий на участке «Тундровый» по геофизическим данным

Трубка	Размеры, м	Максимальная интенсивность магнитного поля, гаммы
«Архангельского»	125x110	930
«Билибина»	100x210	200
«Гамбурцева»	175x275	1920
«Нестерова»	160x175	500
«Бетехтина»	200x200	1000
«Курчатова»	110x75	1360
«Стелла»	210x250	1500

тометрической съемки, округло-изометричная, удлиненная; реже неправильная (рис. 8). Преобладающее простирание длинных осей северо-восточное и субмеридиональное. Реже отмечаются тела, ориентированные в северо-западном и субширотном направлениях.

Размеры трубок колеблются в широких пределах (см. табл. 2, 3). Внутреннее строение тел, характер взаимоотношений с вмещающими породами остается не выясненным ввиду незначительных объемов горных работ (1—4 шурфа, пройденные при заверке магнитных аномалий). Характер расположения изодинам, полученных в процессе магнитометрических работ по оконтуриванию аномалий, позволяет

Таблица 3

Размеры тел карбонатитовых брекчий на участке  
«Орто-Ырыгах» по геофизическим данным

Аномалия	Размер, м	Максимальная интенсивность магнитного поля, гаммы
52/64—«Меркурий»	300x300	1260
53/64—«Венера»	200x300	1310
54/64—«Нептун»	300x350	1270
55/64—«Сатурн»	250x350	1070
56/64—«Юпитер»	100x300	510
67/64—«Комета»	476x500	1420
81/64—«Метеорит»	85x115	920
82/64—«Сирнус»	50x70	430
46/65	220x300	159
47/65	150x210	91
48/65	80x100	44
49/65	190x300	95
50/65	150x230	210
39/508	170x300	—
44/65	250x150	750
57/65	500x250	200
58/65	150x75	190

предполагать, что контакты трубок с вмещающими породами приближаются к вертикальным.

Особого внимания при определении возраста трубок карбонатитовых брекчий заслуживает находка обломков древесины в аномалиях 41н, 42/2н, 45н, 49н, 57/64 и других. Остатки древесины вместе с различными осадочными и фенитизированными метаморфическими породами образуют ксеногенный материал, заключенный в карбонатитовой массе. Размеры отдельных обломков древесины достигают 5—7 см. Наряду с последними были встречены мелкие включения полублестящего угля, хрупкого, легко выкрашивающегося и не несущего следов минерализации. Ксенолиты обугленной древесины имеют фюзеновую и ксилофюзеновую структуру с четко и ясно выраженными годичными кольцами. По заключению И. А. Шилкиной (БИН АН СССР им. В. А. Комарова), древесные остатки принадлежат роду *Agauciarophytus* sp. из формальной группы *Protoripaseae* (Ковальский и др., 1969). Представители этого рода, по ее мнению, известны с рэта ( $T_3$ ) или низов юры нижнего мела ( $Cr_1$ ). Поэтому считаем, что формирование трубок взрыва карбонатитовых брекчий произошло в послевержне-триассовое время.

### Взаимоотношения карбонатов и кимберлитов

Как уже отмечалось нами, карбонатитовые тела пространственно тесно связаны с кимберлитовыми трубками и, как известно в случае с телами интрузивных карбонатитов, последние могут располагаться непосредственно в кимберлитовой трубке (дайка «Водораздельная»).

Геологии и петрографии кимберлитовых пород Якутии в последние годы посвящено большое количество работ (Милашев и др., 1963; Бобриевич и др., 1964, Ковальский, и др., 1969 и многие другие), и, следовательно, нет необходимости подробно останавливаться на харак-

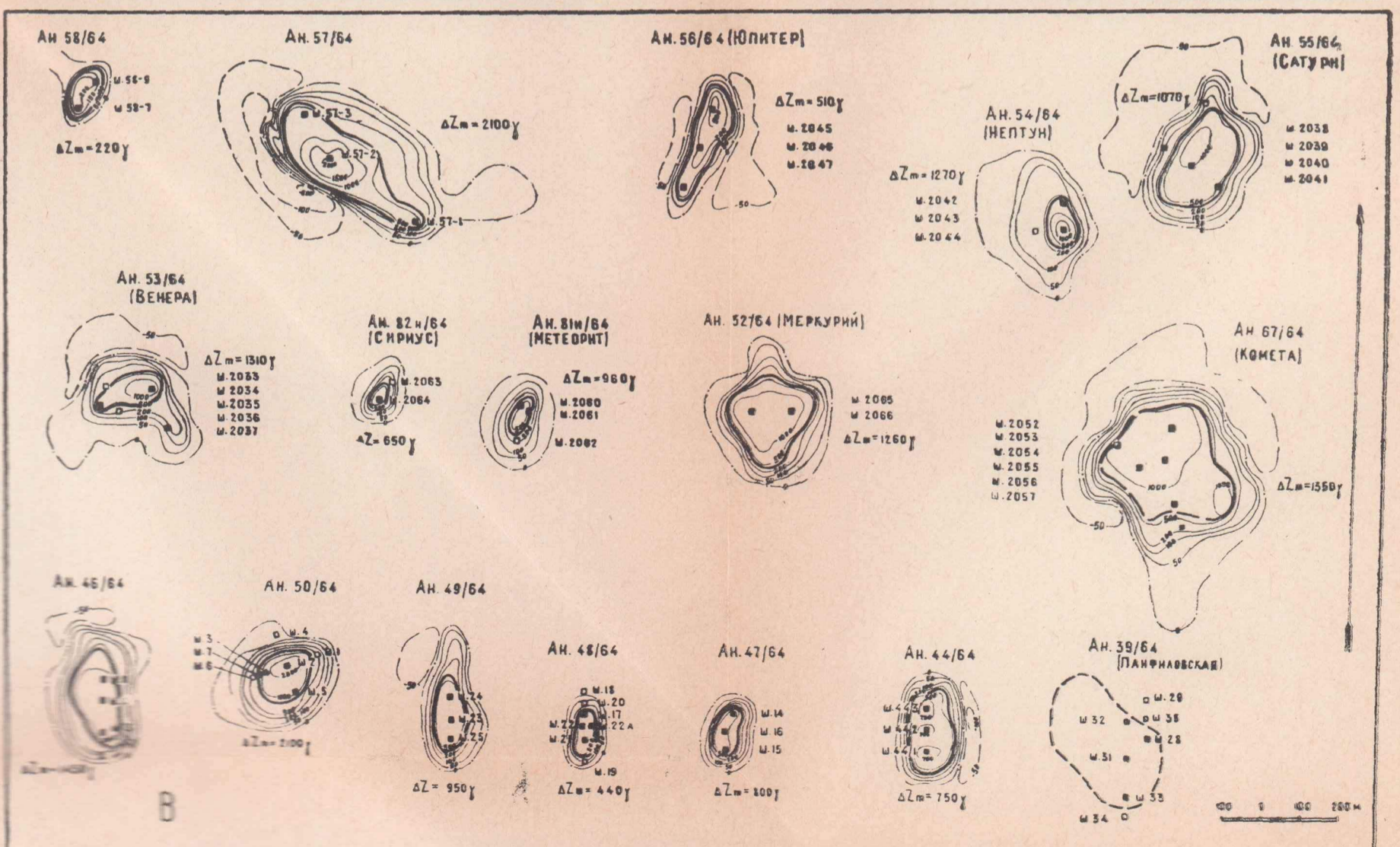
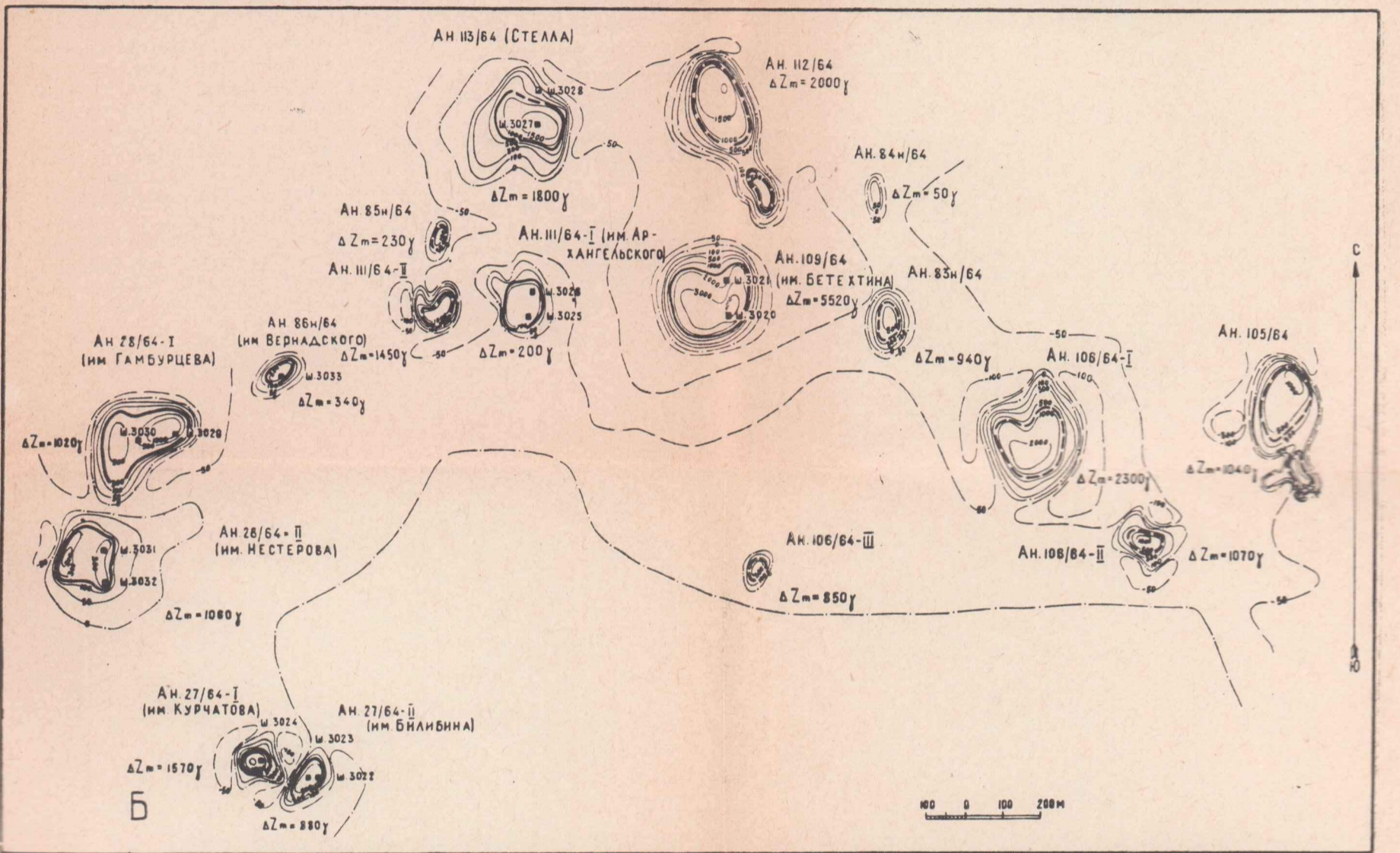
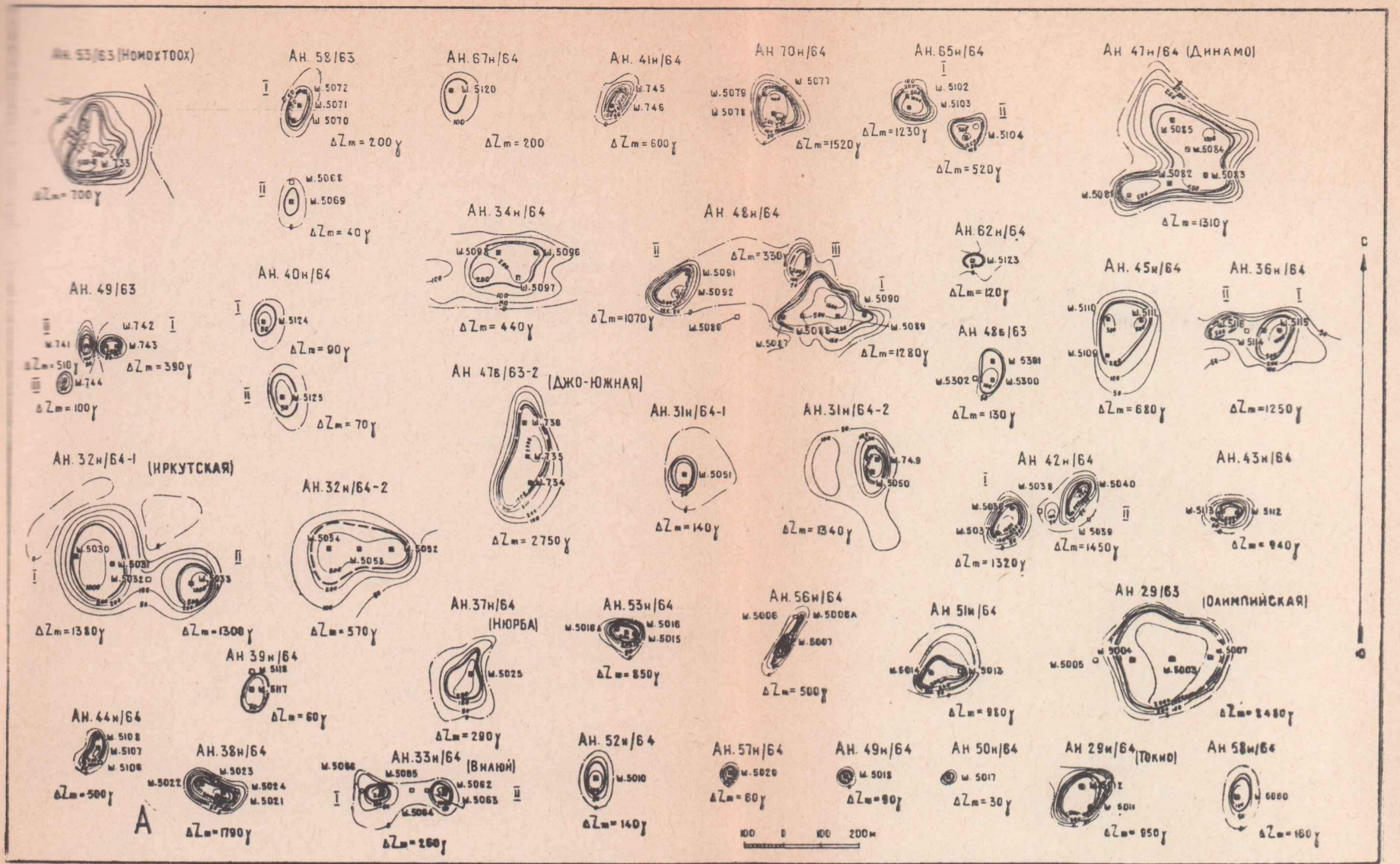


Рис. 8. Форма в плане и размеры карбонатитовых трубков:  
 А — участок «Номохтоох», Б — участок «Тундровый», В — участок «Орто-Ырыгах».  
 Планы эллипсов и горных выработок даны по Г. Д. Балакишину, А. О. Ефимову, Е. Д. Черному и Н. Н. Федорову.

теристике геологического положения и строения кимберлитовых тел. Основное внимание в данном разделе будет уделено рассмотрению взаимоотношений кимберлитовых и карбонатитовых тел.

К настоящему времени на территории восточного склона Анабарского сводового поднятия кимберлитовые тела объединены по географическому положению в отдельные кимберлитовые поля, в пределах которых кимберлитовые тела располагаются группами или кустами, в редких случаях — в одиночку. Вмещающими породами для кимберлитовых тел являются верхнепротерозойские терригенно-карбонатные и кембрийские карбонатные отложения. Преобладающее простирание зон разломов к которым приурочены кимберлитовые тела — северо-западное или северо-восточное (Васильева, 1970). На участке рек Ыарга-Номохтоох, где расположены описанные нами трубки взрыва, выполненные карбонатитовыми брекчиями, кимберлитовые и карбонатитовые тела, по данным Г. Д. Балакшина (1968), приурочены к зонам разлома северо-восточного простирания. Кимберлитовых тел здесь меньше. Из 83 проверенных горными выработками аномалий 73 оказались трубками взрыва, выполненными карбонатитовыми брекчиями, 10 — кимберлитовыми породами. Кимберлитовые трубки на данной площади, как правило, тяготеют к периферийным частям участков размещения карбонатитовых трубок. Форма кимберлитовых тел, как и карбонатитовых, по геофизическим данным, округлая. Размеры их  $40 \times 50$  м —  $200 \times 300$  м. Контактные взаимоотношения трубок с вмещающими породами характеризуются развитием зоны дробления, захватывающей как вмещающие, так и кимберлитовые породы. Мощность зон дробления прямо пропорциональна размерам трубок и как правило не превышает 10 см. В экзоконтактах обычно наблюдается «задирание» пластов вмещающих пород в сторону трубки. Кимберлитовые породы в приконтактной зоне характеризуются интенсивным проявлением постмагматических процессов.

Какой-либо прямой видимой связи между кимберлитовыми и карбонатитовыми трубками не установлено. В то же время ряд признаков, таких как отсутствие в кимберлитовых породах обломков фенитизированных кристаллических пород, широко распространенных в карбонатитовых брекчиях, отсутствие в них ксенолитов обугленной древесины, возраст которых  $T_3$  —  $S_1$ , встреченных также только в карбонатитовых брекчиях, позволяет нам высказать предположение, что кимберлитовые тела этого участка являются несколько более древними образованиями, чем карбонатитовые, и, следовательно, совмещенные в пространстве кимберлитовые и карбонатитовые трубки, разорванные во времени образования.

Дайки и жилы интрузивных карбонатитов выполняют трещины разрывных нарушений во вмещающих кимберлитовые тела осадочных породах протерозоя и кембрия («Снежинка», «Бортовая» и др.) или залегают непосредственно в кимберлитовых породах («Водораздельная»). Прямые взаимоотношения интрузивных карбонатитовых тел, залегающих в осадочных породах, с кимберлитовыми телами не установлены, что возможно объясняется малым количеством горных выработок (большинство тел вскрыто 2—3 шурфами, и оконтуривание тел производится по геофизическим данным). Серия даек «Бортовая» и дайка «Снежинка» расположены в зоне разломов северо-восточного простирания, к которым приурочены и кимберлитовые тела этого района (рис. 9). Форма кимберлитовых трубок в плане удлиненно-овальная, длинные оси их ориентированы в северо-восточном направлении (аз. СВ 40—50°). Размеры трубок колеблются в значительных пределах: от  $45 \times 35$  м («Снежинка») до  $260 \times 110$  м («Чомур»). Трубка «Водо-

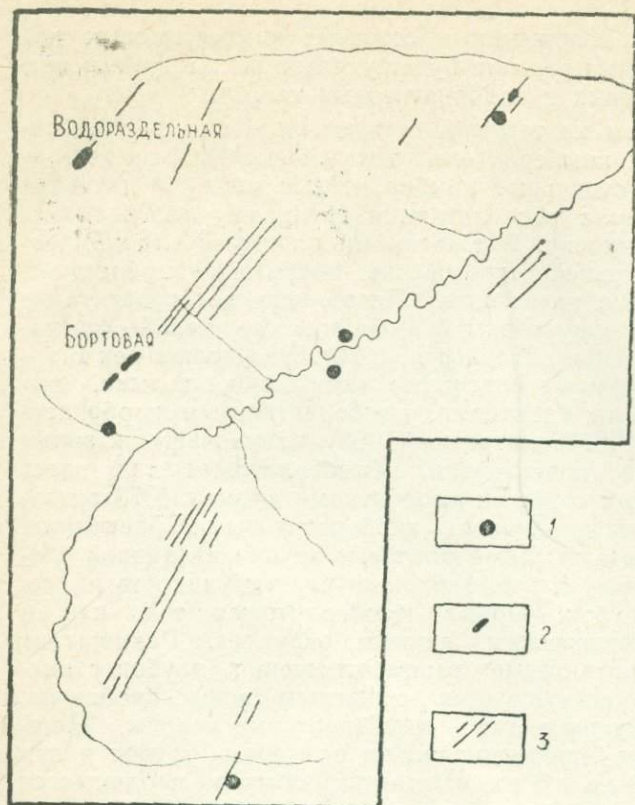


Рис. 9. Взаимоотношение тел интрузивных карбонатитов и кимберлитовых трубок (по Ф. Ф. Брахфогелю и др.):

1— кимберлитовые трубки;  
2— карбонатитовые дайки;  
3— разломы осадочного чехла.

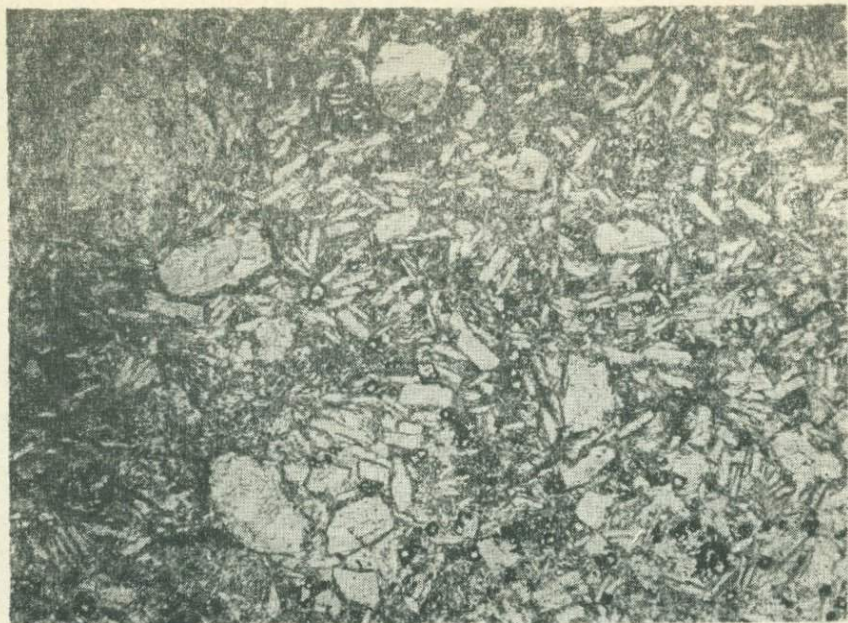
раздельная», в которой залегает одноименная дайка карбонатита, представляет собой линзовидное тело с максимальной мощностью до 50 м при длине около 450 м. Карбонатитовая дайка сечет трубку в северо-западном направлении, падая под углом  $80-85^\circ$ . Мощность ее 0,35—0,45 м, протяженность — до 20 м. Как отмечает И. Т. Козлов, контакт дайки с вмещающей кимберлитовой брекчией обычно четкий, но на ряде участков, по свидетельству этого же автора, создается впечатление постепенного перехода от кимберлитовой породы к карбонатиту дайки. Контактные взаимоотношения кимберлитов трубки «Водораздельная» с вмещающими породами характеризуются развитием в последних зоны повышенной трещиноватости и «задиранием» пород в сторону кимберлитовых тел под углом  $10-60^\circ$ . Мощность зоны измеряется десятками сантиметров.

### ГЛАВА III

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ КАРБОНАТИТОВ

### Интрузивные карбонатиты

Интрузивные карбонатиты по внешнему облику — плотные породы, окрашенные в желтые, желтовато-серые и буровато-желтые тона. Им свойственна массивная текстура и порфирировая структура. Очень редко отмечаются обломки вмещающих карбонатных пород — светло-



*Рис. 10.* Микролитовая структура основной массы интрузивного карбоната, образованная таблитчатыми кристаллами кальцита и флогопита. Жила «Куранах», увел. 48, без анализатора.



*Рис. 11.* Субпараллельное расположение таблитчатых кристаллов кальцита и флогопита (крупные). Жила «Куранах», увел. 200, без анализатора.

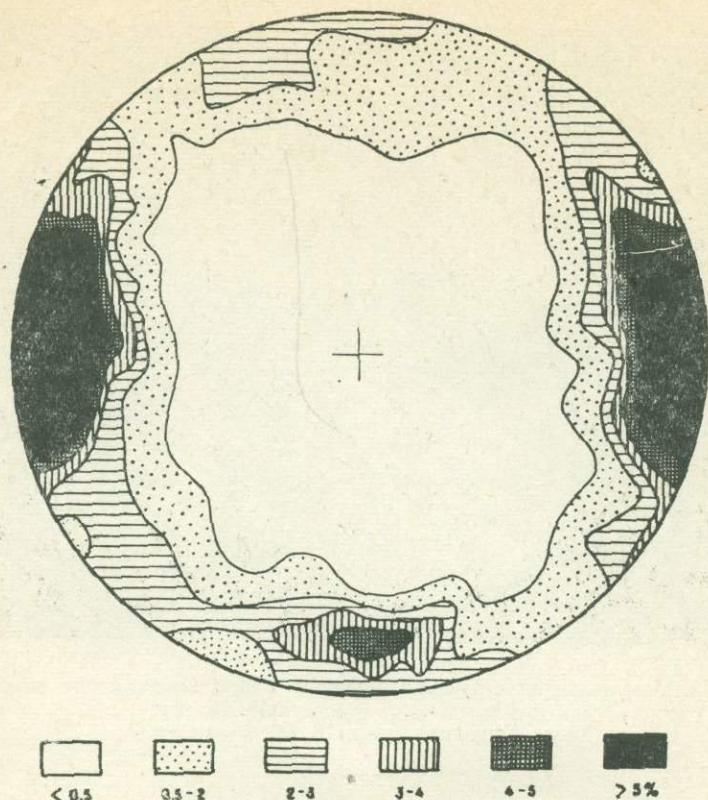


Рис. 12. Ориентировка оптических осей кристаллов кальцита. Шлиф ориентирован вертикально и перпендикулярно простиранию дайки. Жила «Куранах», 200 замеров.

серых известняков («Укукит»). Порфировая структура карбонатитов устанавливается только под микроскопом. Порфировые выделения представлены карбонатом, слюдой («Укукит», «Куранах») и апатитом («Снежинка»). Основная масса характеризуется кристаллически-зернистой структурой, иногда наблюдается очень хорошо выраженная микролитовая (рис. 10), флюидальная структура («Куранах» и «Кутугуна-1»), обусловленная субпараллельной ориентировкой микролитов кальцита (рис. 11). Для установления закономерностей их ориентировки был применен метод микроструктурного анализа. В шлифах из жилы «Куранах», ориентированных вертикально и перпендикулярно простиранию дайки, замерены на столике Е. С. Федорова выходы оптических осей 200 микролитов кальцита и результаты нанесены на сетку Вульфа. Статистическая обработка результатов наблюдений, нанесение точек на стереографическую проекцию и вычерчивание ориентированной диаграммы произведено при помощи планисферы А. В. Пронина. Распределение плотностей выходов оптических осей приведено на диаграмме (рис. 12). Имеется два минимума, положение которых на периферических частях диаграммы указывает на тенденцию к субпараллельной вертикальной ориентировке граней (0001) микролитов кальцита.

Кроме кальцита, в основной массе интрузивных карбонатитов присутствуют слюда, мелкие зерна апатита, магнетита, перовскита, рутила и, в меньшей степени, хлорита, серпентина и кварца. Как отмечает М. А. Крутойярский и др. (1959), кроме вышеперечисленных минералов,

Минеральный состав интрузивных карбонатов

Породообразующие		Акцессорные	Наложенные Гидротермальные
лавные	Второстепенные		
Кальцит	Апатит Флогопит Серпентин Магнетит	Перовскит Рутил	Хлорит Серпентин Кварц

в породе жилы «Ужукит» отмечается наличие редких включений хромдиоксида, амфибола, розового граната, фиолетового пирропа хромшпинели и молибденита. В то же время В. Н. Рыбченков подчеркивает, что порода из жилы «R-51» не является брекчией, и в составе ее отсутствуют пирроп и хромдиоксид. И. Т. Козлов также отмечает отсутствие граната-пирропа и ильменита, как характерную черту выделенных им двух типов карбонатных даек.

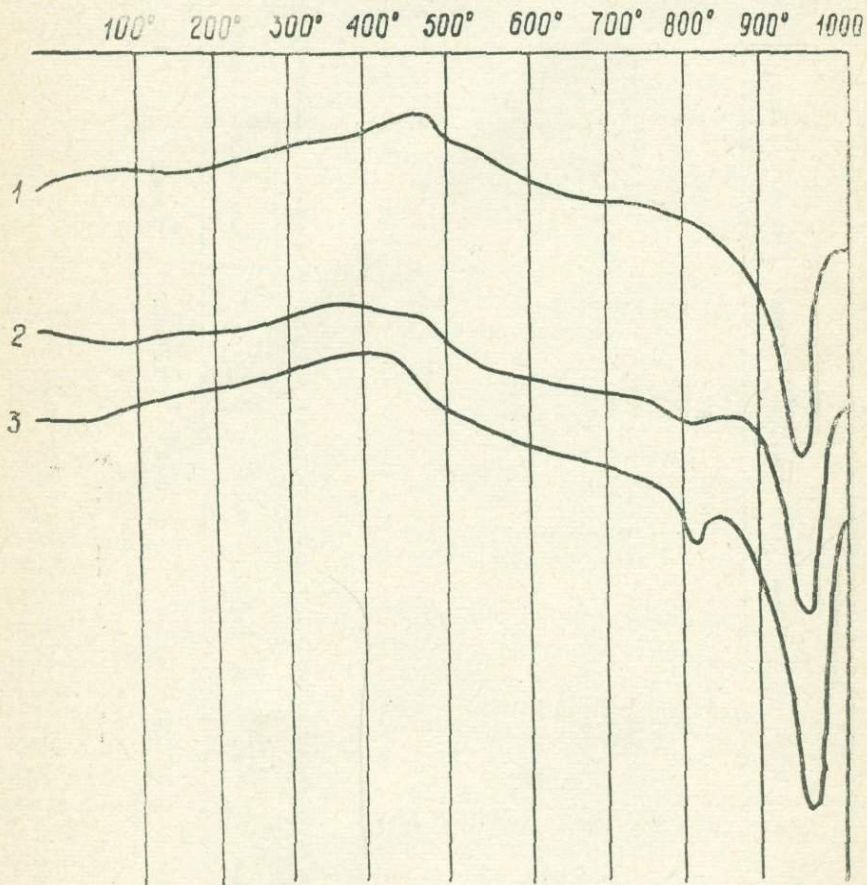


Рис. 13. Кривые нагревания карбонатов из интрузивных карбонатов, свидетельствующие о существенно кальцитовом составе их:  
1—Обр. УД-211—«Кутугуна-1»; 2—Обр. ЛКУ-168—63—«Куранах»; 3—Обр. КН-133—«Ночная».

Количественно-минералогический состав интрузивных карбонатитов, %

Дайка	Вкрапленники			Основная масса							Автор	
	Карбонат	Слюда	Серпентин	Карбонат	Слюда	Магнетит	Кварц	Апатит	Перовскит	Хлорит		
«Укукит»	21,2		0,4	67,8	2,4	8,2						М. А. Крутойрский, 1959 К. С. Забурдин С. Ф. Духанин В. И. Рыбченков
«Куранах»	3,5	4,2		87,5	1,2	3,8						
«Укукит»	25	5		58		4	5		3			
«Куранах»	6,5	6,9		73,6	2,6	10,4	Ед. з.					
«Кутугуна — I»			14	70	7	8		Ед. з.		1		
«R—51»	18(1)			72	8	Ед. з.	2		Ед. з.			

1) — включая серпентин.

Таблица 6

Среднее содержание минералов тяжелой фракции в дайке «Снежинка» Средне-Оленекского района, вес. % (Бобриевич и др., 1964)

Дайка	Исходный вес пробы, кг	Оливин	Ильменит	Пироп	Хромдиоксид	Апатит	Магнетит	Пирит	Гидроокислы железа	Тяжелая фракция
«Снежинка»	0,51	—	0,41	Знаки	Знаки	0,33	0,07	Р. зн.	Знаки	0,81

Главным породообразующим минералом интрузивных карбонатитов является кальцит (табл. 4), составляющий 90—95% объема породы (табл. 5, 6). Второстепенные — апатит, магнетит, флогопит, серпентин, совместно с аксессуарными — перовскитом и рутилом встречаются в значительно меньших количествах. Подобная ассоциация минералов (apatит, магнетит, флогопит), присутствие которых является характерным для карбонатитов (Редкометальные карбонатиты, 1958), и наличие перовскита — типоморфного минерала карбонатитов послужили важным основанием для отнесения описанных пород к группе карбонатитов.

Для характеристики минералов наряду с определением оптических констант использованы результаты термических анализов (рис. 13) метод окрашивания, результаты изучения химического состава.

Кальцит в интрузивных карбонатитах слагает как фенокристаллы, так и основную массу. Размер фенокристаллов колеблется от десятых долей миллиметра до 3—4 мм, составляя в среднем 0,6—0,7 мм. Форма их обычно изометричная. Сложены они монокристаллическими или несколькими разноориентированными зернами кальцита. В последнем случае кальцит наблюдается в виде более или менее изометричных, плотно прилегающих друг к другу зерен с извилистыми очертаниями. Размеры таких зерен варьируют в пределах 0,1—0,4 мм.

Кальцит основной массы слагает микролиты, имеющие форму монокристаллических идиоморфных таблиц, уплощенных по (0001) и ограниченных с торцов гранями основного ромбоэдра ( $10\bar{1}1$ ). Нередко среди них видны хорошо образованные вытянутые шестиугольные кристаллы. В пластинчатых кристаллах кальцита можно наблюдать полисинтетическое двойникование, а также спайность в двух направлениях. Угасание прямое. Размер их составляет в среднем 0,2—0,3 мм по длинной оси и 0,02—0,03 мм по короткой. Как уже отмечалось, они имеют тенденцию к субпараллельной вертикальной ориентировке. В виде включений в кальците наблюдаются мельчайшие зерна магнетита, которые совместно с многочисленными мелкими зернами перовскита, присутствующими в основной массе, обуславливают ее темно-серую окраску («Кутугуна — 1»).

Вполне возможно, что присутствующие в интрузивных карбонатитах зерна кальцита изометричной или слабоудлиненной формы и описываемые нами как фенокристаллы имеют другой срез пластинчатых кристаллов кальцита — (0001).

Как нам представляется, описанные пластинчатые кристаллы кальцита в интрузивных карбонатитах — наиболее ранние, наиболее высокотемпературные формы в ряду габитусных форм кальцита по Кальбу (Kalb, 1928) и Р. М. Алиеву (1966). Кристаллизовались они непосредственно из карбонатитового расплава. Текстурно-структурные особенности (субпараллельная вертикальная ориентировка) свидетельствуют о кристаллизации их к моменту заполнения карбонатитовым материалом полостей даек и жил.

Главной формой этого типа кристаллов является пинакоид (0001), в комбинации с которым обычно наблюдается основной ромбоэдр ( $10\bar{1}1$ ) (Лазаренко, 1963). Такой тип кристаллов кальцита, как отмечает М. Н. Шкабара (1940), встречается в качестве составной части изверженных горных пород. Образование такого кальцита, по его мнению, происходит при температурах 450—560°.

Описанные выше таблитчатые формы кальцита обнаруживаются в наиболее ранних телах эндогенных карбонатитов (Жабин, 1967 г.). Впервые такие формы кристаллизации кальцита в эндогенных карбонатитах описаны В. С. Брегером в карбонатитовом комплексе Фен (Норвегия, Brogger, 1921).

Г. Эккерманн (Eckermann, 1963) в карбонатитовом комплексе Альнё (Швеция) описал дайки так называемых «карбонатитовых кимберлитов» (carbonatitic kimberlite). Состав породы: оливин и серпентиновые псевдоморфозы по нему — 46,4%, карбонат — 37,6%, рудные — 14,2% и апатит — 1,8%. Мезостазис кимберлита карбонатитовый и имеет флюидальную текстуру, обусловленную ориентировкой таблитчатых кристаллов карбоната. По мнению Г. Эккерманна, к периоду застывания кимберлита мезостазис его представлял собой «кашу» из кристаллов карбоната. Преимущественная ориентировка таблитчатых кристаллов кальцита вдоль главной оси тела, как указывает Г. Эккерманн, свидетельствует о первичности образования минерала, в то время как ориентировка поперек главной оси тела — скорее об образовании этого минерала в результате вторичных процессов.

А. Г. Жабин (1967а) в Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород и карбонатитов описал инъекционные дайки карбонатитов, весьма сходные с нашими, залегающие также вне интрузий и не связанные с ними непосредственно. Вмещающие породы представлены мергелями, песчанистыми мергелями, доломитами и гипсовыми породами (ордовик). Карбонатитовые дайки на 60—80% состоят из таблитчатых вкрапленников кальцита (средний размер  $1,5 \times 1,5 \times 0,03$  мм), находящихся в тонкозернистом гранобластовом агрегате кальцита, доломита и апатита. Характерной особенностью карбонатитовых пород является порфировая структура и флюидальные текстуры, обусловленные соответствующей ориентировкой таблитчатых вкрапленников кальцита. По мнению А. Г. Жабина, эти структурно-текстурные особенности характеризуют сам механизм инъекций карбонатного материала и фиксируют характер его движения к моменту прекращения самого движения и, возможно, к моменту начала кристаллизации базиса, цементирующего вкрапленники.

По свидетельству А. Г. Жабина, таблитчатая форма кристаллов кальцита характерна не только для описанных им карбонатитовых даек, она обнаружена также в карбонатитах из ультраосновных-щелочных интрузий. Им описан пример проявления двух габитусных форм кальцита: пластинчатой и в виде основного уплощенного ромбоэдра в первичном карбонатите Южного карбонатитового штока Гулинского комплекса Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, 1966). Эти габитусные формы кальцита редко встречаются вместе, причем предполагается, что пластинчатый кальцит является более ранним. Акцессорные минералы (апатит, магнетит, форстерит, бабделент, торинанит) обрастали обе базальные поверхности уже завершившего формирования пластинчатого кальцита, а затем многократно нарастали на грани ромбоэдрического кальцита. Пластинчатые формы кристаллов кальцита широко распространены в карбонатитах Восточно-Саянской и Южно-Якутской (Арбарастах) провинциях (Жабин, 1967).

Приведенные данные позволили А. Г. Жабину предположить, что пластинчатая форма кальцита характеризует наиболее высокотемпературные условия карбонатитообразования и является ранней, наиболее «первичной».

Таблитчатые кристаллы кальцита широко распространены также в кимберлитовых породах Якутии и образуют формы, аналогичные описанным нами в интрузивных карбонатитах. Содержание их в связующей массе кимберлитовой брекчии трубок колеблется в широких пределах: от нескольких процентов до 40—50% объема (трубки «Мир», «Удачная» и др.). Как и в интрузивных карбонатитах, в расположении пластинок кальцита существует определенная закономерность, характеризующаяся субпараллельной вертикальной ориентировкой их отно-

сительно оси трубок. (Зольников, Маршинцев, 1965а). Наблюдается обтекание ими включений в кимберлитах и псевдоморфоз по оливину.

Изучение пластинок кальцита позволило нам также высказаться в пользу первично-магматической природы таблитчатых кристаллов кальцита в кимберлитах.

**Флогопит** слагает как порфиновые выделения, так и находится в виде мелких лейсточек в составе основной массы интрузивного карбонатита. Порфиновые выделения имеют относительно идиоморфные очертания. Размер их от 0,1—0,5 мм («Укукит») до 1,5 мм («Куранах»). Цвет флогопита коричневый, плеохроизм четкий от светло-желтого по Np до желтовато-коричневого по Ng. Оптические константы слюды порфиновых выделений (флогопит из тела «Куранах»—Ng=1,622—1,628; Np=1,586; из тела «Укукит»—Ng=1,597—1,600; Np=1,560) позволяют определить ее как флогопит, несколько более железистый, чем флогопит кимберлитов. Нередко лейсты флогопита катаклазированы и приобретают волнистое угасание или расщеплены; в этом случае по трещинам спайности наблюдается развитие кальцита, магнетита и кварца.

Пластинки флогопита вкрапленников и основной массы карбонатитов аналогичны или близки между собой. Слюда основной массы в виде удлинённых, беспорядочно ориентированных пластинок имеет размер 0,1—0,2 мм. Цвет слюды бурый, плеохроизм от светло-желтого по Np до оранжево-бурого по Ng, угол 2V не превышает 10° («R—51»). Мелкие, неправильные по форме пластинки слюды, размер которых не превышает 0,08 мм, входящие в состав основной массы жилы «Кутугуна—1» довольно четко плеохроируют по Ng—оранжево-бурая, по Np—бледно-желтая. Соприкасаясь с поверхностью зерен карбоната, пластинки слюды образуют структуры течения (обтекания).

**Апатит** встречается в породах всех тел в виде мелких единичных шестоватых, призматических, короткостолбчатых кристаллов размером по длинной оси 0,05—0,2 мм. Наблюдается четко выраженная отдельность по (0001).

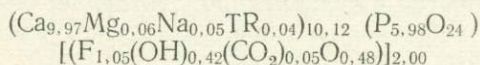
В карбонатите дайки «Снежинка» апатит наряду с вышеописанными формами слагает овально-округлые зерна. Размер зерен апатита в этой дайке 2—3 см. Содержание его достигает 0,33% веса породы (Бобриевич и др., 1964). Поверхность кристаллов корродирована. Цвет минерала бледно-зеленый, зеленовато-желтый до бесцветного, блеск в свежем изломе стеклянный, а с поверхности в связи с коррозией—матовый. Резорбция зерен апатита бывает настолько сильная, что от первоначальной огранки кристаллов не сохраняется никаких следов, а его форма доходит до лапчатой, неправильной.

Бобриевич А. П. и др. (1964) приводят следующие оптические, химические и рентгенографические данные для апатита из дайки «Снежинка». Показатели преломления: Ng=1,646, Np=1,642.

Химический анализ (в вес. %):

CaO—54,58,	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> —41,67,	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — следы,	
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —0,48	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —0,03,	MgO—0,23,	Na <sub>2</sub> O—0,16,
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> —0,38,	CO <sub>2</sub> —0,24,	F—1,98,	Cl—0,02,
поправка —O=F <sub>2</sub> —0,81, сумма с погр. 98,96.			

Кристаллохимическая формула минерала, рассчитанная по данным химического состава, может быть представлена в таком виде:



Особенности состава апатита (замещения кальция на редкие земли, фтора — на гидроксильную группу и кислород) нашли отражение в параметрах элементарной ячейки (Кх):  $a_0 = 9,39 \pm 0,02$ ,  $c = 6,80 \pm 0,01$ . Как видно из химического и рентгеновского анализов, описываемый минерал имеет сложный состав и отвечает фторсодержащим разновидностям.

**Серпентин**, являющийся важнейшим минералом кимберлитовых пород, в интрузивных карбонатах сравнительно мало распространен. Содержание его в отдельных телах может достигать 14% объема (см. табл. 5.). Слагает он, нередко совместно с кальцитом, изометричной формы выделения размером до 0,5 мм, серпентин в которых диагностируется по четко выраженной петельчатой структуре. Наблюдаемые в редких случаях идиоморфные очертания подобных выделений позволяют нам предполагать о первичном оливиновом составе их.

Интерстиции между зернами карбоната и магнетита в основной массе иногда выполняются изотропной разностью серпентина — серпентитом ( $N = 1,557$ ).

**Магнетит** в виде пылевидной вкрапленности насыщает основную массу интрузивных карбонатов. Отдельные зерна магнетита имеют неправильную, реже изометричную форму. В породах из жилы «Укукит» отмечается скелетная форма кристаллов магнетита. Аналогичная форма выделений магнетита отмечена также и А. Г. Жабиным (1967а) в инъекционной карбонатитовой дайке Меймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород и карбонатов. В породах из дайки «Снежинка» зерна магнетита достигают размера 2—3 мм. В большинстве же размер зерен магнетита в интрузивных карбонатах не превышает 0,08—0,1 мм. Магнетит из тела «Ночная» почти нацело замещен гидроксидами железа.

В литературе имеется указание на присутствие в описываемых породах, кроме магнетита, также и ильменита (Бобриевич и др., 1964), однако проведенное нами изучение шлифов пород из тел «Куранах», «Укукит» и «Снежинка» показало присутствие только магнетита.

**Перовскит** встречается постоянно в виде мелких рассеянных зерен неправильной формы. Реже отмечаются идиоморфные зерна октаэдрической формы буровато-коричневого цвета, иногда наблюдаются скопления зерен. Распределение перовскита в интрузивных карбонатах неравномерное. В теле «Кутугуна—1» количество его достигает 5%; а в теле «Куранах»—2—3%. Перовскит обычно частично или полностью лейкоксенизирован. В этом случае мельчайшие реликты перовскита обнаруживаются в лейкоксен-лимонитовом агрегате.

**Рутил** образует идиоморфные обособления, размер которых в среднем 0,08—0,1 мм. Реже встречаются неправильные по форме угловатые обособления размером 1,5—3 мм. Рутил в этих обособлениях выделяется в виде мелких (0,01—0,08 мм) короткостолбчатых кристаллов темно-бурого цвета, с высоким двуупреломлением, нередко с характерными двойниками по ильмениту.

Из наложенных или гидротермальных минералов, хлорит развивается чаще всего как вторичный по мелким чешуйкам флогопита, присутствующим в основной массе интрузивных карбонатов. В крупных выделениях флогопита хлорит развивается чаще всего в участках вдоль трещинок спайности. Кварц, слагающий иногда до нескольких (2—3) процентов объема породы, образует небольшие (2—3 мм) изометричной формы участки, выполненные мелкими (до 0,02 мм) зернами его, часто совместно с серпентином. По свидетельству В. Н. Рыбченкова и других, образование таких выделений могло произойти в результате гидротермальных процессов.

## Карбонатитовые брекчии

Карбонатитовые брекчии представляют собой плотные породы с брекчиевой текстурой (рис. 14), характеризующейся наличием обломков прорванных пород и минералов, сцементированных карбонатитовым материалом. Окраска их обычно серая, темно-серая, коричневатосерая, буровато-серая или бурая. Бурые тона карбонатитовых брекчий обусловлены присутствием гидроокислов железа. Отдельные цветовые разности различаются и по своим физическим свойствам. Наиболее ожелезненные бурые разности карбонатитовых брекчий обычно наиболее слабые и легко поддаются разрушению под воздействием атмосферных агентов.

Окраска является одним из существенных критериев определения карбонатитовых брекчий, что позволяет уже в полевых условиях макроскопически отличать их от кимберлитовых брекчий, обладающих также брекчиевой текстурой, но окрашенных в зеленые тона (зеленовато-серые, зеленые).

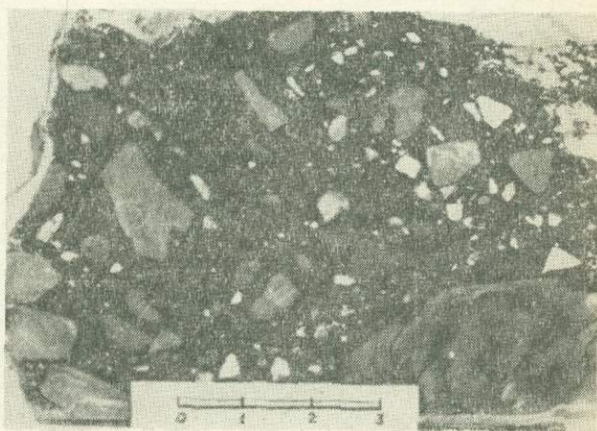


Рис. 14. Брекчиевая текстура карбонатитовой брекчии. Трубка «Номохтоох».

Ксеногенный материал представлен преимущественно обломками осадочных пород (известняки, доломитизированные известняки и, реже, песчаники), содержание которых варьирует от 7,07 до 40,88%, в среднем составляя 18,50% породы (табл. 7). В меньшей степени (0,10—17,63%, в среднем 2,5% породы) отмечаются ксенолиты кристаллических пород фундамента: гиперстен-плаггиоклазовые, гиперстен-гранат-плаггиоклазовые, плаггиоклаз-амфиболовые кристаллические сланцы, биотитовые и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы, которые хорошо сопоставляются с породами из метаморфического комплекса. Однако большая часть (более 90%) ксенолитов кристаллических пород представлена своеобразными образованиями, не имеющими аналогов среди метаморфических пород Анабарского массива. Для них характерно преобладающее развитие щелочного амфибола, эгирина и эпидота, при подчиненном количестве плаггиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Отмечается присутствие апатита, биотита, пироклора и магнетита. По текстурно-структурным особенностям и специфическому минералогическому составу эти образования сходны с «фенитами». Известно, что фениты образуются в экзоконтакте массивов щелочно-ультраосновных пород или штоков карбонатитов в результате метасоматического изменения (фенитизации) вмещающих пород гранитоидного состава (Brogger, 1921; Сергеев, 1959, 1966).

Таблица 7  
Содержание ксеногенного и цементирующего карбонатитового материала в карбонатитовых брекчиях, объемные %.

Компоненты	Аномалия 45 н	Аномалия 49, I-При- ма	Аномалия 70 и	Аномалия 48 н	Аномалия 44 н	Аномалия 29 н	Аномалия 67 н	Аномалия 58, II	Аномалия 40н	Трубка «Олимпий- ская»	Аномалия 55н	Аномалия 50н	Аномалия 31н	Трубка «Номох- тоус»	Трубка «Плус- твейя»
Известняк, доломитизированный известняк	19,26	15,93	17,37	8,79	18,29	7,07	11,20	40,88	22,10	37,26	8,55	20,50	50,85	11,9	23,0
Обломки фени- тизированных кристаллических пород *	1,57	0,64 0,31		1,51	0,60 0,65	1,97	3,95	0,76	1,76	0,10	17,63	0,66			
Песчаник															
Цементирующий карбонатитовый материал	79,17	83,12	82,63	89,70	80,46	90,96	84,85	58,36	76,14	62,64	73,82	78,84	49,15	88,1	77,0

\* Ксенолиты неизмененных кристаллических пород в виду их редкости в количественный подсчет не вошли.

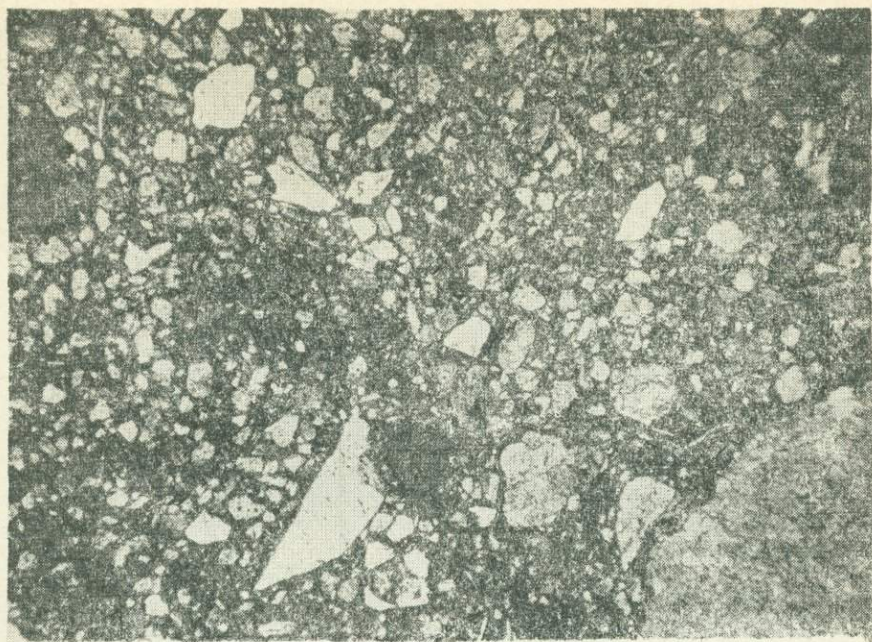


Рис. 15. Кластическая структура карбонатитовых брекчий, сложенная преимущественно зернами доломита, сцементированными кальцитом. Трубка «Номохтоох», увел. 81, без анализатора.

Карбонатитовый материал, цементирующий ксенолиты осадочных и кристаллических пород, обладает кристаллокластической структурой (рис. 15) и составляет в среднем 79,0% объема породы. Слагается он доломитом (19,0)\*, апатитом (2,5%), магнетитом (1,0%), флогопитом (2,5%) и отдельными обломками карбонатита (0,87%), сцементированных мелко- и тонкозернистым агрегатом кальцита. В протолочных пробах в качестве акцессорных минералов отмечено присутствие пирохлора, бадделейта, циркона, колумбита, ферсмита, ильменита и горита. Обломки карбонатита, выделенные нами, представляют собой агрегат зерен доломита (или полиминеральные образования, сложенные зернами доломита и апатита, доломита и магнетита, доломита, апатита и пирохлора). Все минералы карбонатита, а также отдельные обломки их, исключая кальцит основной массы, характеризуются резко выраженной остроугольной неправильной формой. Отдельные зерна минералов нередко представляют собой, по всей вероятности, сколы кристаллов, реже встречаются хорошо сохранившиеся формы. Такая специфическая форма зерен минералов позволяет нам характеризовать их так же, как обломки карбонатита, только раздробленные до мономинеральных зерен.

Кальцит основной массы образует зерна изометричной, неправильной формы. Размер их варьирует от 0,001 до 0,01 мм. Нередко участками размер зерен кальцита увеличивается. Зерна приобретают извилистые, неровные очертания, в заливах наблюдаются более мелкие зерна кальцита. В ряде тел (аномалии 29н, 41/2н, 49/1—Прима, 55н, 67н и др.) в основной массе наряду с описанными выше формами присутствуют зерна кальцита пластинчатой формы, несущие нередко

\* Средние данные по содержанию минералов рассчитаны на объем карбонатитового материала.

Количественно-минералогический состав карбонатита-цемента брекчий, объемн. %.

Название тела	Номер шлифа	Минералы-вкрапленники						Обл. карбонатита	Кальцит
		Доломит	Апатит	Пиррохлэр	Флогопит	Магнетит			
Аномалия 49н	49-12-1	18,59	5,21	—	1,61	1,55	—	73,04	
	49-13-1	27,25	3,29	—	2,36	0,12	—	66,98	
	49-530	19,05	3,81	—	1,35	1,40	2,11	72,28	
Аномалия 70н	70-70-2	18,49	2,17	—	2,57	0,18	1,52	75,07	
	70-70-3	15,58	2,10	—	1,84	1,15	—	79,33	
	70-70-5	14,72	2,45	—	1,67	1,40	—	79,76	
Аномалия 48н	48-62-2	21,17	3,46	—	3,63	0,82	—	70,92	
	48-62-3	20,04	2,18	0,11	4,38	1,28	1,36	70,65	
	48-63-4	23,50	2,17	0,26	3,66	0,95	0,50	68,96	
Аномалия 44н	44-52-1	17,72	3,89	—	2,19	1,61	1,90	72,69	
	44-52-3	23,82	3,50	0,25	1,40	1,44	—	69,59	
	44-52-2	21,44	0,69	—	2,64	0,36	—	74,87	
Аномалия 29н	29-42-1	13,19	4,29	—	2,39	1,43	0,50	78,20	
	29-42-2	15,50	1,51	—	2,78	1,33	—	78,88	
	67-71-1	19,87	2,50	0,15	4,11	0,32	1,84	71,21	
Аномалия 67н	67-71-2	19,03	2,45	—	3,34	0,80	1,72	72,66	
	58/1-69-1	27,84	1,09	—	2,07	2,32	—	66,68	
	58/1-69-1/2	17,92	0,88	—	3,79	2,13	3,23	72,05	
Гр. «Олимпийская»	58/1-69-2	23,13	0,41	—	2,26	0,68	—	73,52	
	ОЛ-41-1	7,03	1,32	—	3,97	2,50	—	85,18	
	ЛО-41-4	16,37	3,09	0,21	1,86	3,73	—	74,74	
Аномалия 40н	40-23-1	13,52	2,56	—	1,14	0,66	—	82,02	
	40-23-2	23,20	1,88	0,14	2,55	0,80	—	71,73	
	55-73-1	14,18	2,62	—	1,51	0,48	—	81,21	
Аномалия 55н	55-73-2	22,24	2,03	—	1,63	0,88	—	73,22	
	55-74-1	15,30	2,43	—	3,55	1,07	—	77,85	
	50-32-1	15,47	1,42	—	0,15	0,04	5,21	77,21	
Аномалия 50н	50-32-2	16,49	1,58	—	0,85	1,07	3,93	76,08	
	45-55-1	11,52	2,32	—	1,45	0,49	1,51	82,71	
	45-56-1	11,72	0,90	—	2,55	0,32	0,75	84,46	

## Минералогический состав карбонатитовых брекчий

Минералы карбонатита-цемента		Акцессорные	Минералы включений	Наложенные
Породообразующие				
Главные	Второстепенные			
Кальцит	Апатит	Пирохлор	Плагиоклаз	Кальцит
Доломит	Магнетит	Бадделент	Калишпат	Гематит
	Флогопит	Циркон	Кварц	Пирит
		Колумбит	Апатит	Марказит
		Ферсмит —?	Щелочной	Халькопирит
		Торит	амфибол	Сфалерит
		Рутил	Эгирин	
		Ильменит	Эпидот	
			Биотит	
			Диопсид	
			Энстатит	
			Альмандин	
			Пирохлор	
			Магнетит	

реликты кристаллографических форм. Размер их 0,2—0,1 мм по удлинению. В размещении их наблюдается флюидальность, обусловленная ориентировкой и субпараллельным расположением. Аналогичные образования кальцита отмечены нами при описании интрузивных карбонатитов, где они слагают основную массу. Соотношение минеральных компонентов в карбонатите-цементе брекчий иллюстрируется данными количественно-минералогических подсчетов (табл. 8). Как видно из этих данных, содержание минералов-вкрапленников колеблется от 14,5 до 33,0%. Большую часть карбонатита составляет кальцит (66,68—85,18%).

В составе карбонатита отмечается постоянное присутствие обломков минералов фенитизированных кристаллических пород и, реже, неизмененных кристаллических пород из метаморфического комплекса архейского фундамента.

Минералогический состав карбонатитовых брекчий отражен в табл. 9. В настоящем разделе нами рассмотрены минералы только собственно карбонатита-цемента и поздние, наложенные минералы. Минералы включений рассматриваются в разделе «Ксенолиты в карбонатитовых брекчиях».

Все минералы карбонатита подразделены нами на породообразующие и акцессорные. Породообразующие в свою очередь разделены на главные — кальцит и доломит, слагающие существенную (до 97%) часть карбонатитов, и второстепенные — апатит, флогопит, магнетит, являющиеся характерными минералами карбонатитов и слагающие также значительную часть их. Доля акцессорных минералов в карбонатитах — пирохлора, бадделента, циркона, колумбита, ферсмита, ильменита, торита и рутила — весьма незначительная, но они имеют важную роль в характеристике их, как типоморфные минералы. Обломки карбонатитов, представляющие собой полиминеральные сростки минералов, отдельно нами не описываются. Минералы, слагающие их, охарактеризованы при общем описании минералов карбонатитов.

Наложенные минералы — кальцит, гематит, пирит, халькопирит, марказит, сфалерит в карбонатитовых брекчиях сравнительно мало развиты. Количественное содержание минералов тяжелой фракции из протоочных проб по ряду трубок карбонатитовых брекчий приводится в табл. 10.



Рис. 16. Зерно доломита ромбической формы из карбонатитовых брекчий. Черное — включения магнетита. Аномалия 49/1, увел. 87, с анализатором.

В этом же разделе приводится описание граната, который, по нашему мнению, относится к минералам из кристаллических пород фундамента.

Для характеристики минералов выполнены химические анализы, определены оптические константы, удельный вес минералов, проведено термическое, рентгеноструктурное изучение. Использован метод инфракрасной спектроскопии. Выполнены количественные и полуколичественные спектральные анализы. Химические анализы минералов пересчитаны на кристаллохимические формулы. Оптические константы определены обычными кристаллооптическими методами; показатели преломления измерялись в иммерсионных жидкостях, а для высокопреломляющихся минералов — в иммерсионных сплавах. Удельный вес минералов определялся пикнометрическим методом, предложенным М. М. Василевским (1960).

### Главные минералы

Кальцит и доломит являются главной составной частью карбоната, цементирующего ксеногенный материал в карбонатитовых брекчиях. Содержание их достигает 91—97% объема карбонатитов (см. табл. 8), причем 75% составляет кальцит. Описание карбонатов из карбонатитов целесообразнее всего, на наш взгляд, начать с доломита, как более раннего из них.

**Доломит.** Содержание его в карбонатите колеблется от 7,03 до 27,84% и в среднем составляет 19,0% (см. табл. 8). Наблюдается он в виде неправильных угловатых зерен (см. рис. 15), носящих обломочный характер. Нередко зерна доломита представляют собой правильные ромбоэдры (рис. 16). В шлифах наблюдается совершенная спайность по ромбоэдру, иногда полисинтетическое двойникование или параллельные полосы с меняющейся толщиной от 0,016 до 0,05—0,09 мм, представляющие, по всей вероятности, структуры распада кальцита в

доломите. Размеры отдельных зерен доломита колеблются от 0,1 до 4,0 мм, причем большинство их находится в пределах 0,2—0,4 мм.

Зерна доломита всегда чистые, бесцветные. В качестве включений в них очень часто отмечаются апатит, магнетит (рис. 17), реже пирохлор и в единичных случаях — флогопит. По оптическим данным ( $N_o=1,692-1,694$ ) доломит соответствует железосодержащим разновидностям. По А. Н. Винчеллу (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953), железистые доломиты, содержащие в своем составе менее 25% феррокомпонента, относятся к паранкеритам. Чистый анкерит содержит 25—75%  $CaFe(CO_3)_2$ .

Химический состав доломита приводится в табл. 11. Рассчитана кристаллохимическая формула минерала, из которой видно, что он представлен на 84,6% из доломита, 12,2% — ферродоломита и 3,2% — манганодоломита. Термический анализ (рис. 18) подтверждает существенно доломитовый состав зерен. Спектральным анализом в доломите обнаружено присутствие следующих примесей (в %): Sr—1—3; Ba—0,003—0,01; Na—0,03—0,1; Ti—0,001—0,01; Sc—0,0021—0,0027 (качественный анализ); La—0,01—0,03; Nb—0,01—0,03; Y—0,001—0,003 и Si, Ag, Ni, Zr, Yb — следы.

Кальцит в виде мелко- и тонкозернистого агрегата слагает основную массу карбоната. Форма зерен изометричная, неправильная. В ряде трубок отмечено присутствие пластинчатых образований кальцита. Размер зерен кальцита в основной массе — 0,001—0,01 мм. Диагностика кальцита проводилась методом инфракрасной спектроскопии и термическим анализом. Причем, первый, как более чувствительный метод, регистрирует в спектрах (рис. 19) как кальцит, так и доломит, что свидетельствует о некоторой загрязненности доломитом анализируемого материала. Линии кальцита и доломита располагаются настолько близко, что подчас они не разделяются (частоты 1437 см<sup>-1</sup>

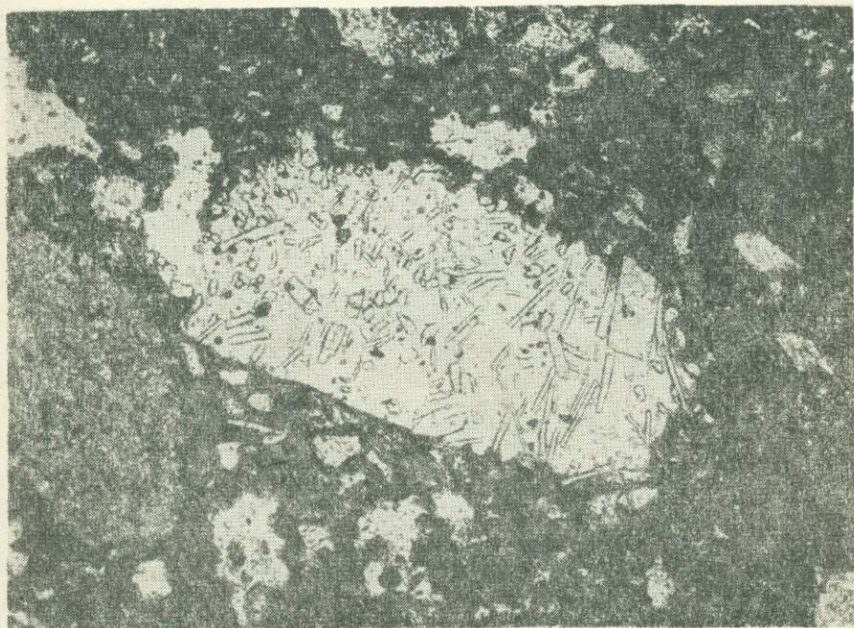


Рис. 17. Обломок карбонатитовой брекчии, представляющий собой зерно доломита с включениями апатита. Аномалия 49/1, увел. 80, без анализатора.

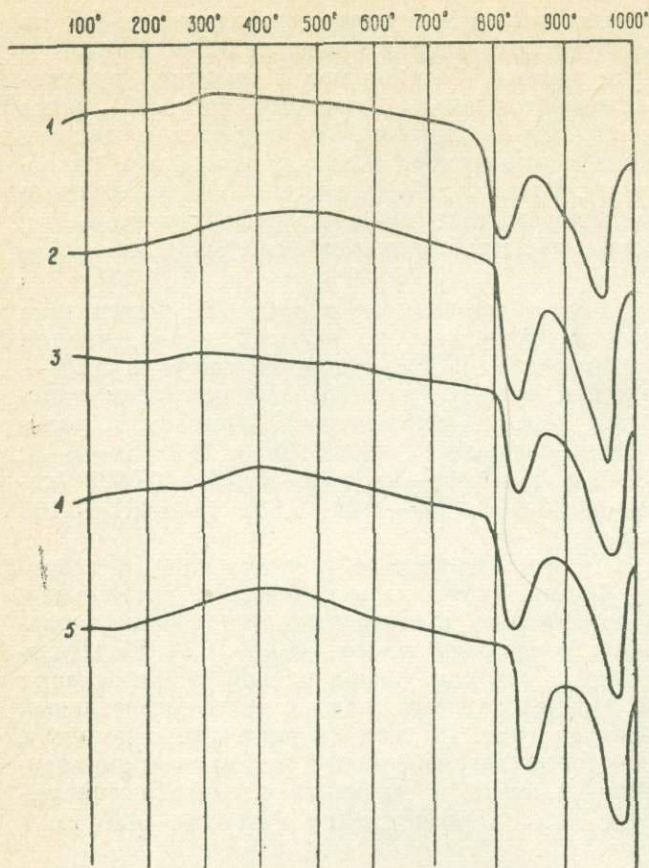


Рис. 18. Кривые нагревания зерен доломита из карбонатитовых брекчий:  
 1— Ан. 33н; 2— Ан. 45н;  
 3— Ан. 33н; 4— Ан. 49/1;  
 5— Ан. 55н.

и  $1423 \text{ см}^{-1}$ ). (Линия  $715 \text{ см}^{-1}$  характерна для кальцита, линия  $730 \text{ см}^{-1}$  — для доломита, линия  $880 \text{ см}^{-1}$  более близка к кальциту). Спектры кальцита обнаруживают также некоторую примесь апатита (частоты  $1045 \text{ см}^{-1}$ ,  $605 \text{ см}^{-1}$ ,  $575 \text{ см}^{-1}$ ) и флогопита (частоты  $1005 \text{ см}^{-1}$ ,  $660 \text{ см}^{-1}$ ). Термический анализ показывает, что анализируемые образцы сложены существенно кальцитом с незначительной примесью доломита (рис. 20).

Так как на долю основной массы карбонатита в брекчиях приходится 70—80% объема, то можно считать, что состав карбонатита существенно кальцитовый. Следовательно, по минералогическому составу их (карбонатиты) можно отнести к кальцит-доломитовому типу карбонатитов.

### Второстепенные минералы

**Апатит** в описываемых нами образованиях является одним из широко распространенных минералов. Содержание его в тяжелой фракции колеблется от нескольких процентов (1—6%) в аномалиях 46/65, 47/65, 48/65, 58/65 до 30—40%, изредка достигая 50% в аномалиях 32/1н, 38н, 44/65, 57/65, 53н, 55н, в среднем составляет 18—19%. (см. табл. 10).

Апатит в большинстве случаев наблюдается в виде неправильных, угловатых, реже изометричной формы образований, представляющих

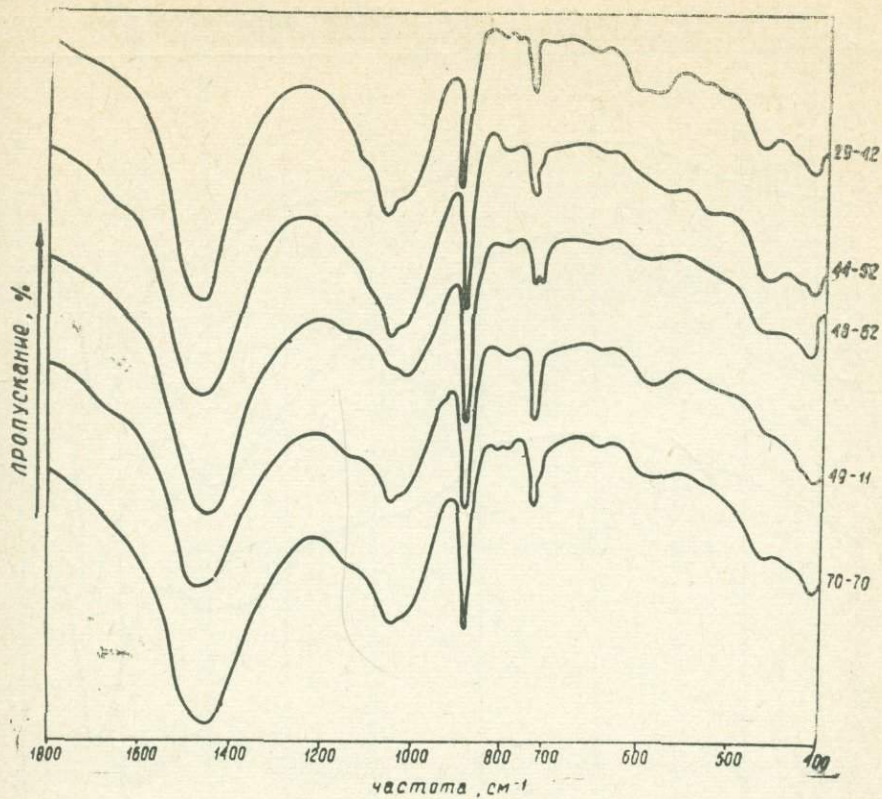


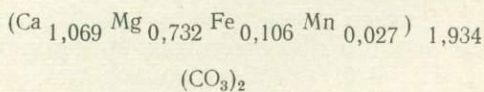
Рис. 19. Инфракрасные спектры карбонатов основной массы карбонатита брекчий.

Таблица 11

Химический состав доломита из карбонатитовых брекчий

Оксиды	Вес, %
SiO <sub>2</sub>	0,18
TiO <sub>2</sub>	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,27
MnO	1,06
MgO	15,23
CaO	31,02
Na <sub>2</sub> O	Не обн.
K <sub>2</sub> O	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90
CO <sub>2</sub>	43,70
F	Не обн.
FeO	3,95
Сумма...	99,85
CaCO <sub>3</sub>	—
MgCO <sub>3</sub>	—
FeCO <sub>3</sub>	—
MnCO <sub>3</sub>	—
CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	84,6
CaFe(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	12,2
CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	3,2

Кристаллохимическая формула:



Аналитик Д. А. Кулагина  
(ИГ ЯФ СО АН СССР)

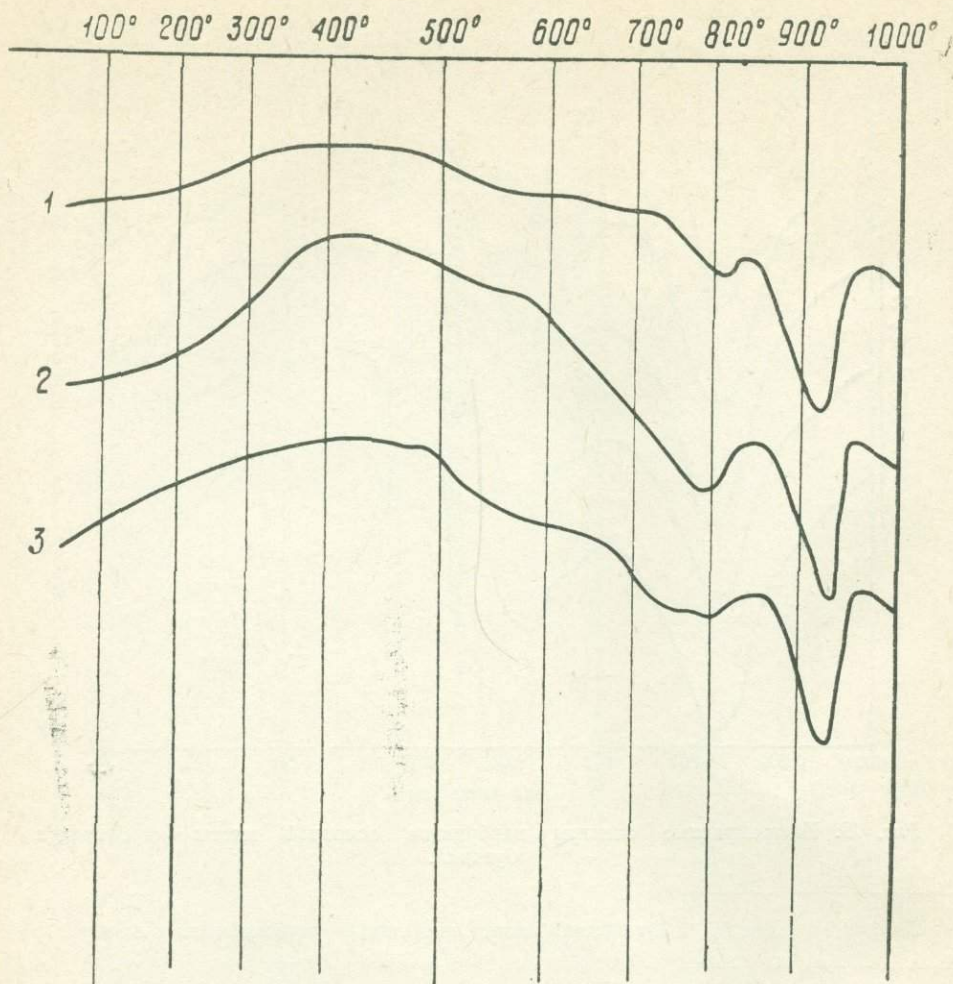


Рис. 20. Кривые нагревания карбоната основной массы карбонатита брекчий:  
1— Ан. 48н; 2— Ан. 49/1; 3— Ан. 70н.

собой, по всей вероятности, обломки кристаллов. Нередко можно наблюдать, что подобные образования несут реликты кристаллографической огранки. Часто встречаются гексагональные призмы, сколотые по (0001). Размер зерен апатита колеблется от 0,1 до 1,0 мм.

Среди хорошо образованных кристаллов апатита можно выделить два типа. Первый, преобладающий тип,— короткостолбчатые гексагональные призмы с гранями  $\{10\bar{1}0\}$  и дипирамидальными окончаниями  $\{10\bar{1}1\}$ ; размер первого типа кристаллов от 0,5 до 2—3 мм. Большинство зерен апатита в карбонатите представляет собой, по всей вероятности, обломки этого типа кристаллов. Другой тип кристаллов апатита — длиннопризматические, игольчатые, обычно с хорошо образованными гранями  $\{10\bar{1}0\}$  и дипирамидальными окончаниями. Размер их в длину достигает 4 мм. Этот тип кристаллов встречается сравнительно редко.

Аналогичные два типа кристаллов апатита были выделены (Cirault Jean, 1966) при изучении карбонатитов в Ока (Канада). А. А. Кухаренко и др. (1965) в составе карбонатитов Кольского полуострова наряду с обычными изометрическими или округлыми формами

Таблица 12  
Оптические свойства апатитов из карбонатитовых  
брекчий

Название тела	$N_o$	$N_e$	$N_o - N_e$
38н	1,640	1,637	0,003
38н	1,642	1,639	0,003
44н	1,629	1,635	0,004
49/1	1,640	1,637	0,003
53н	1,640	1,637	0,003
67н	1,638	1,635	0,003
70н	1,637	1,634	0,003
Тр. «Джо-Южн.»	1,636	1,632	0,004

Таблица 13  
Химический состав апатитов из карбонатитовых  
брекчий

Окислы	Ап. 49 I	Ап. 55н	Ап. 70н
SiO <sub>2</sub>	1,06	0,46	0,40
TiO <sub>2</sub>	0,03	Не обн.	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,50	0,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,25	0,25
MnO	0,07	0,11	0,09
MgO	0,36	0,96	0,35
CaO	54,19	54,50	55,02
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,26	0,27
K <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,15	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,31	0,24	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41,29	41,78	42,22
CO <sub>2</sub>	1,10	0,27	0,27
F	0,50	0,32	0,40
Сумма...	100,10	99,65	100,47
F <sub>2</sub> =O	0,21	0,13	0,17
	99,89	99,52	100,30

H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — в сумму не входит.

Аналитик Д. А. Кулагина (ИГ ЯФ СО АН СССР).

зерен апатита выделяют как редко встречающиеся длиннопризматические кристаллы.

Апатит в карбонатитовых брекчиях чаще бесцветный, реже слабо-зеленоватый, желтоватый. Последнее может быть обусловлено тонкой пленкой гидроокислов железа. В виде включений в апатите обнаружен магнетит, в свою очередь апатит наблюдается в виде включений в доломите или образует сростки с пироксеном и бадделейтом.

Оптические свойства апатитов приводятся в табл. 12. Каких-либо различий в оптических свойствах между двумя типами кристаллов не отмечено.

Кристаллохимические формулы:

1.  $(Ca_{9,74}Na_{0,10}Mg_{0,09}Mn_{0,01})_{9,94}(P_{5,94}Si_{0,17}Al_{0,12})_{6,23}O_{24}[(OH)_{0,62}F_{0,26}(CO_2)_{0,24}O_{0,88}]_{2,00}$
2.  $(Ca_{10,0}Mg_{0,24}Na_{0,02}Mn_{0,01})_{10,27}P_{6,01}Al_{0,10}Si_{0,07}6,18O_{24}[(OH)_{0,28}F_{0,15}(CO_2)_{0,06}O_{1,51}]_{2,00}$
3.  $(Ca_{9,99}Mg_{0,08}Na_{0,08}Mn_{0,01})_{10,16}(P_{5,99}Al_{0,08}Si_{0,10})_{6,09}O_{24}[(OH)_{0,91}P_{0,21}(CO_2)_{0,07}O_{0,81}]_{2,00}$

По химическому составу, проанализированные минералы принадлежат к окси-гидроксил-апатитам.

Спектральным анализом в апатитах обнаружено присутствие следующих примесей: (в %) Sr—1—3; Ba—0,003—0,01; Na—0,001—0,003; Zr—от следов до 0,003—0,1; Ce—1—3; La—0,3—1; Y—0,01—0,03; Nb—0,01,—0,03.

**Флогопит** является характерным минералом карбонатитовых брекчий. Содержание его колеблется от 0,15 до 3,5—4,4%, что свидетельствует о довольно неравномерном распределении. В среднем же содержание флогопита в карбонатитах не превышает 2—2,5% (см. табл. 8).

Флогопит отмечается в виде кристаллов пластинчатой, удлиненно-пластинчатой, нередко изометричной или неправильной формы. Размер основной массы кристаллов варьирует от 0,1 до 0,8—1,00 мм. Более крупные кристаллы в редких случаях могут достигать 2,5—3,5 мм.

Окраска флогопита бурая, желтовато-бурая, зеленовато-бурая, нередко желтая. Плеохроизм от желтовато-бурого, бледно-желтовато-бурого по Ng до желтого, бледно-желтого, чуть желтоватого, почти бесцветного по Nr.

Оптические свойства флогопита приводятся в табл. 14.

Таблица 14  
Оптические свойства флогопита из карбонатитовых брекчий

Аномалия	Окраска	N <sub>mp</sub>	Плеохроизм		Схема абсорбции
			Ng	N <sub>p</sub>	
48н	Зеленовато-бурая	1,604	Зеленовато-бурый	Желтовато-бурый	Ng > N <sub>p</sub> —>—
49н	Желтовато-бурая	1,595	Бледно-желтовато-бурый	Бледно-желтый	—>—
53н	Желтовато-бурая	1,596	Желтовато-бурый	Бледно-желтый	—>—
55н	Зеленовато-желтая	1,597	Зеленовато-желтый	—>—	—>—
33н	Зеленовато-бурая	1,595	Зеленовато-бурый	Зеленовато-желтый	—>—
70н	Светло-бурая	1,595	Светло-бурый	Желтоватый	—>—

Оптические свойства подтверждают отнесение слюд из карбонатитов к флогопитам.

Следует отметить, что во всех наблюдаемых случаях чешуйки флогопита в той или иной степени катаклазированы. Катаклиз мелких чешуек (0,1—0,3 мм) проявляется в приобретении волнистого угасания. В более крупных кристаллах уже наблюдается нарушение целостности кристалла. Флогопит раскалывается вдоль трещинок спайности; часто вдоль этих трещинок наблюдается развитие кальцита или рудного минерала. Кристаллы слюды почти всегда имеют извилистые очертания. Отмечается избирательная хлоритизация флогопита как по

периферии кристаллов, так и по трещинкам спайности, однако в большинстве случаев флогопит свежий.

Для исследования состава флогопитов было проанализировано два образца. Данные химических анализов приведены в табл. 15. Здесь же для сравнения приводится химический анализ флогопита из карбонатитов Себляярского массива Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965).

Результаты анализов пересчитаны на кристаллохимические формулы по кислородному методу, предложенному И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964). Повышенное содержание CaO и присутствие  $P_2O_5$  можно объяснить развитием карбоната между чешуйками и присутствием вкратленного апатита, что отмечалось еще при петрографическом описании.

### Кристаллохимические формулы флогопитов:

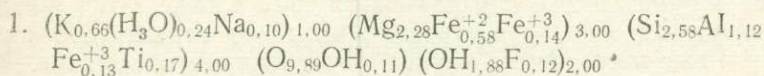


Таблица 15

### Химический состав и некоторые физические свойства флогопита из карбонатитовых брекчий

Оксиды	Аномалия 41	Трубка «Джо-Южная»	Флогопит из карбонатитов Себляярского массива (Кольский п-ов)
SiO <sub>2</sub>	34,60	38,25	41,45
TiO <sub>2</sub>	2,79	3,29	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,58	10,63	9,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,27	4,12	3,94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,40	—
FeO	8,37	3,98	1,99
MnO	0,07	0,25	0,29
NiO	0,04	0,11	—
CoO	0,005	0,008	—
MgO	18,72	23,56	27,77
CaO	4,22	0,97	0,50
Na <sub>2</sub> O	0,61	0,48	0,20
K <sub>2</sub> O	6,28	6,72	8,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	0,04	—
CO <sub>2</sub>	3,62	1,11	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,79	6,16	4,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,28	0,92	0,10
F	0,49	0,40	0,92
(Li, Rb, Cs) <sub>2</sub> O	—	—	0,08
Сумма...	99,55	100,48	100,40
O=F <sub>2</sub>	0,20	0,17	0,38
Сумма...	99,35	100,31	100,02
Уд. вес	—	—	2,88
Окраска	Желто-бурая	Зеленовато-желтая	Красно-бурая
Ng=Np	1,595	1,597	—
Схема абсорбции	Ng>Np	Ng>Np	Ng>Np

H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — в сумму не входит. Анализы 1—2 аналитик В. Ф. Паринова (ЯФ СО АН СССР), 3— из работы А. А. Кухаренко и др. (1965).

- $(K_{0,63}(H_3O)_{0,30}Na_{0,07})_{1,00} (Mg_{2,59}Fe_{0,25}^{+2} Fe_{0,15}^{+3}Mn_{0,01})_{3,00} (Si_{2,82}Al_{0,92}Fe_{0,08}^{+3} Ti_{0,18})_{4,00} O_{20}(O_{0,15}OH_{1,76}F_{0,09})_{2,00}$   
 3.  $(K_{0,86}Na_{0,06}(Cs,Rb)_{0,01})_{0,93}(Mg_{2,70}Fe_{0,30}^{+2} Mn_{0,01})_{3,01}(Si_{2,49}Fe_{0,90}^{+3} Al_{0,60} Ti_{0,01})_{4,00} O_{10}(ON_{1,52}F_{0,30}O_{0,09})_{1,91}$

Спектральным анализом в слюдах обнаружена примесь следующих элементов (в %): Sr—0,001—0,1; Ni—0,001—0,01; Co—0,001—0,003; V—0,001—0,003; Ga—0,001—0,003; Ba—0,01—0,1; Sr—0,03—0,1. В слюдах из аномалий 55н и 48/2н обнаружена примесь Nb 0,01—0,03%.

**Магнетит** является одним из характерных минералов карбонатитовых брекчий. Содержание его в отдельных случаях достигает 84—92% веса тяжелой фракции (см. табл. 10). В среднем для всех трубок карбонатитовых брекчий содержание магнетита составляет 51% (к весу тяжелой фракции).

Магнетит в большинстве случаев выделяется в виде неправильных зерен или зернистых масс, представляющих собой агрегат сросшихся мелких зерен. Реже встречаются хорошо образованные кристаллы. Размер зерен и кристаллов варьирует от 0,5—2,0—3,0 мм и редко до 10,0 мм. Мельчайшие зерна минерала (0,005—0,010 мм) наблюдаются в виде пылевидной вкрапленности в основной массе карбонатита. Кристаллы обычно имеют форму октаэдров {111}, реже встречаются кубооктаэдры {001} и кристаллы с комбинацией граней октаэдра и ромбододекаэдра {110}. Нередко кристаллы магнетита образуют закономерные сростки по (111). Грани кристаллов и поверхности зерен часто корродированы. В трещинах зерен и в коррозионных углублениях часто наблюдаются кальцит и апатит. Иногда сам магнетит отмечается в виде включений в зернах доломита и апатита. Отмечены эпитаксиальные наросты кристаллов магнетита на гранях октаэдрических кри-

Таблица 16

Химический состав магнетитов карбонатитовых брекчий

Оксиды	Ан—49	55—1	41—542
1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	0,32	0,50	0,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63,60	61,80	52,21
FeO	29,82	29,28	34,49
TiO <sub>2</sub>	2,37	2,56	6,96
MnO	0,25	0,62	0,18
MgO	2,40	3,21	3,46
CaO	0,30	0,60	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,88	0,95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	Сл.	Не обн.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,04	0,28
NiO	0,06	0,02	0,01
CoO	0,01	0,01	0,01
н. ост.	0,12	0,11	0,04
Сумма...	99,68	99,63	99,11

Аналитик В. В. Гамянина (ИГ ЯФ СО АН СССР) 1—Аномалия 49/1, 2—Аномалия 55н, 3—Аномалия 41н.

таллов пирохлора. Результаты трех химических анализов магнетитов и пересчет их кристаллохимических формул приведен в табл. 16. Присутствующие в составе магнетитов  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  обусловлены, вероятно, некоторой загрязненностью материала и при расчете кристаллохимических формул были исключены. Спектральным анализом в магнетитах обнаружены следующие примеси (в %):  $\text{Ca}$ —0,001—0,003;  $\text{Cu}$ —0,0003—0,001;  $\text{Sc}$ —0,0029 (количественный спектральный анализ).

#### Кристаллохимические формулы:

1.  $(\text{Fe}_{0,954}^{+2}\text{MgO}_{0,136}\text{Mn}_{0,007})_{1,097}(\text{Fe}_{1,815}^{+3}\text{Ti}_{0,069}\text{Al}_{0,014})_{1,898}\text{O}_4$
2.  $(\text{Fe}_{0,933}^{+2}\text{MgO}_{0,181}\text{Mn}_{0,018})_{1,132}(\text{Fe}_{1,756}^{+3}\text{Ti}_{0,071}\text{Al}_{0,041})_{1,868}\text{O}_4$
3.  $(\text{Fe}_{1,100}^{+2}\text{Mg}_{0,195}\text{Mn}_{0,007})_{1,302}(\text{Fe}_{1,485}^{+3}\text{Ti}_{0,200}\text{Al}_{0,041}\text{V}_{0,009})_{1,735}\text{O}_4$

#### Акцессорные минералы

**Пирохлор**, как известно, является типоморфным акцессорным минералом карбонатитов (Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1964; Гайдукора и Здорик, 1962). В карбонатитах брекчий пирохлор в виде акцессорного минерала отмечен во всех телах. Содержание его невелико и составляет доли процента, в редких случаях повышается до 1,5—2,0% (см. табл. 10). Наблюдается он в виде неправильных, угловатых зерен, нередко представляющих собой сколы кристаллов. Отмечаются скелетные образования, в которых в виде включений можно наблюдать апатит и кальцит. Преобладающая форма кристаллов пирохлора — октаэдр (111), реже — комбинация октаэдра и куба. Октаэдрическая форма кристаллов, как отмечает А. А. Кухаренко и др. (1965), характерна для кальцитовых карбонатитов.

Размер зерен и кристаллов пирохлора колеблется от 0,2 до 1,0—1,5 мм. Преобладающая часть (60—70%) его окрашена в светлые тона: желтовато-серый, зеленовато-серый, серый, желтый, лимонно-желтый, коричневатого-желтый, нередко отмечаются и более густые тона окраски — красновато-коричневая, красновато-бурая.

Удельный вес пирохлоров из карбонатитовых брекчий, определенный пикнометрическим методом, следующий: для красновато-бурого пирохлора — 4,25, для коричневатого-желтого — 4,27 и для лимонно-желтого — 4,23. Показатель преломления минерала большой  $>1,800$ . Рентгеноструктурные исследования (табл. 17) не потребовали предварительной термической обработки. Анализ таблицы показывает, что по наиболее интенсивным линиям, прослеживающимся во всех проанализированных образцах (3,00; 1,84; 1,572; 1,195; 1,063), пирохлор карбонатитовых брекчий хорошо сопоставляется с пирохлором из карбонатитов других регионов.

Параметр элементарной ячейки, вычисленный, исходя из приведенных данных  $\frac{d}{n}$  для пирохлора красновато-бурого цвета (обр. 41н), равен  $a_0 = 10,405 \pm 0,005$  Кх.

На гранях кристаллов пирохлора в редких случаях наблюдаются эпитаксиальные наросты кристаллов магнетита; нередко в зернах пирохлора в проходящем свете отмечаются многочисленные анизотропные включения игольчатой формы, образующие подобие сетчатки. Аналогичное явление описано Вееном (Veep, 1960) при изучении шлифов из карбонатитов Мбеи (Африка). Он отметил в кристаллах пирохлора

## Межплоскостные расстояния пироксенов из карбонатитовых брекчий

Номер п.п.	33-3 Ан. 33н		Ан. 41н		33-2 Ан. 33н		М-4 Ан. 48н		40-2н-1 Ан. 40-2н	
	1	$\frac{d}{n}_{Kx}$	1	$\frac{d}{n}_{Kx}$	1	$\frac{d}{n}_{Kx}$	1	$\frac{d}{n}_{Kx}$	1	$\frac{d}{n}_{Kx}$
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	6	6,148	5	6,00	5	6,042	3	6,06	4	6,06
2	2	3,496	—	—	2	3,43	1	3,44	—	—
3	4	3,35	—	—	4	3,301	4	3,31	3	3,32
4	6	3,161	4	3,13	5	3,136	4	3,13	3	3,15
5	10	3,029	10	3,00	10	3,00	10	3,006	10	3,00
6	—	—	—	—	—	—	1	2,85	—	—
7	5	2,625	4	2,59	4	2,601	5	2,60	4	2,602
8	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,234
9	2	2,041	—	—	2	2,02	—	—	—	—
10	2	2,012	4	2,00	2	2,004	5	2,015	4	2,019
11	10	1,84	9	1,838	10	1,841	10	1,838	10	1,842
12	2	1,765	3	1,754	2	1,756	3	1,76	2	1,768
13	2	1,735	—	—	2	1,727	3	1,72	2	1,737
14	10	1,572	10	1,587	9	1,571	10	1,56	9	1,572
15	4	1,530	4	1,503	3	1,502	4	1,501	3	1,505
16	3	1,459	3	1,456	3	1,455	4	1,456	2	1,460
17	4	1,357	4	1,354	4	1,356	5	1,354	4	1,343
18	1	1,317	—	—	1	1,320	2	1,316	1	1,324
19	1	1,300	4	1,299	2	1,303	3	1,301	3	1,303
20	—	—	—	—	2	1,287	—	—	1	1,283
21	—	—	—	—	—	—	2	1,262	—	—
22	8	1,195	6	1,1932	8	1,196	9	1,193	5	1,197
23	7	1,165	6	1,1628	8	1,166	9	1,163	6	1,166
24	—	—	1	1,1424	—	—	3	1,141	1	1,146
25	—	—	—	—	1	1,1067	3	1,1045	1	1,107

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
26	1	1,092	6	1,0916	1	1,092	3	1,0908	2	1,094
27	9	1,063	10	1,0622	9	1,064	9	1,062	6	1,065
28	—	—	1	1,0459	1	1,0479	3	1,045	1	1,049
29	—	—	—	—	—	—	1	1,0146	—	—
30	2	1,006	5	1,0066	4	1,0081	4	1,006	2	1,004
31	9	1,002	10	1,0017	10	1,003	10	1,001	7	1,0042
32	2	1,00	—	—	6	1,0013	—	—	3	0,9739
33	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,9606
34	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,9412
35	—	—	—	—	—	—	—	—	3	0,9226
36	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,9206

## Примечание

Обр. 33-3—пирохлор красновато-бурый,

Обр. Ан. 41н—пирохлор красновато-бурый,

$a_0 = 10,405 \pm 0,005$  Кх,

Обр. 33-2—пирохлор желтый,

Обр. М-4—пирохлор желтовато-коричневый,

Обр. 40/2н-1—пирохлор лимонно-желтый.

## Аналитики:

А. А. Бровкин (ИГ ЯФ СО АН СССР)—обр. 33-3, 33-2, М-4, 40/2Н-1.

Г. К. Кривоконева (ИГ ЯФ СО АН СССР)—обр. 41н.

выделения пластинчатого и игольчатого минерала, образующего характерную сетчатую структуру. Исследования свойств этого минерала позволили ему определить его как вторичный минерал по пирохлору — ферсмит. По составу он является промежуточным продуктом между пирохлором и колумбитом.

Колумбит отмечен в карбонатитовых брекчиях участка «Тундровый» в виде изометричных или неправильных зерен, измеряемых десятками долями миллиметра. Иногда образованию колумбита по пирохлору предшествует возникновение ферсмита, но чаще первый развивается непосредственно по пирохлору.

Результаты рентгенорадиометрического анализа пирохлора из карбонатитовых брекчий (табл. 18) свидетельствуют о том, что проанализированные образцы представляют собой типичные пирохло́ры. Результат химического анализа на уран и торий (табл. 19) указывает на значительное обогащение их торием.

Таблица 18  
Результаты рентгенорадиометрического  
анализа пирохлоров, %

Трубка	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Ан. 53 н	67,1	<1,0
Ан. 55 н	67,1	1,01

Таблица 19

Данные химического анализа пирохлора на  
уран и торий, %  
(по данным М. Н. Васильевой и А. О. Ефимова)

	U	Th
Пирохлор	0,0042	0,12

Спектральным анализом в пирохлоре из карбонатитовых брекчий обнаружены следующие примеси (в %): Ta—0,1—1; Zr—0,01—1; Ti—0,3—1; Al—0,03—0,3; Fe—0,03—1; Si—0,3—1; Mg—0,1—1; Mn—0,003—0,3; Ni—0,001—0,01; Hf—0,01—0,03.

**Бадделейт** встречен во всех изученных нами телах карбонатитовых брекчий. Он обычно присутствует в виде неправильных или пластинчатых зерен, реже в виде хорошо образованных кристаллов. Последние имеют пластинчатую форму, резко уплощенную по [100] и вытянутую по [100], наиболее развиты грани {100}, {110} и {011}, несколько меньше — {001}, {112} (рис. 21). Нередко встречаются крестообразные двойники, прорастающие друг друга по плоскости (010), причем грань (100) одного индивида перпендикулярна одноименной грани другого; или коленчатые двойники по плоскости (001) перпендикулярно к граням (100). На гранях {100} нередко наблюдается продольная штриховка. Размер кристаллов и зерен колеблется от 0,3—0,5 до 1,5—2 мм. Описанные выше формы кристаллов бадделейта широко развиты в щелочно-карбонатитовых массивах Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1964).

Окраска бадделейта варьирует от светлых тонов (светло-серый, коричневатый, светло-коричневый) до темных (темно-коричневый, бурый, темно-бурый, почти черный). Окраска часто зональная: внутрен-

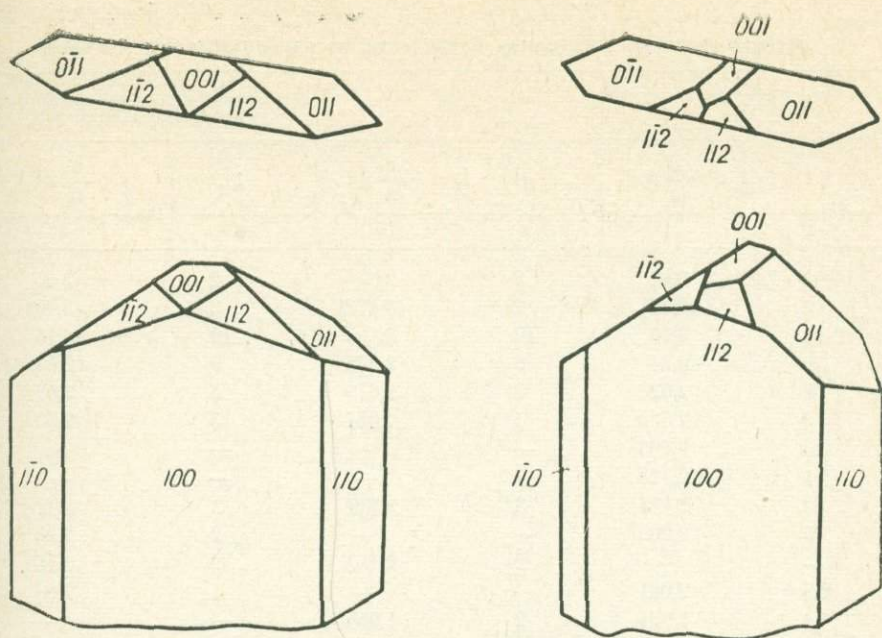


Рис. 21. Одиночные кристаллы бадделита из карбонатитовых брекчий.

няя часть зерен более темно окрашена, чем внешняя. Темноокрашенные участки иногда вытягиваются в виде полос внутри кристалла или имеют неправильную форму. Переходы между темноокрашенными участками и более светлоокрашенными — резкие. Удельный вес оказался для светлых разностей равным 5,75, для темно-коричневых и темно-бурых — 5,90—6,00. Спайность выражена плохо. Показатель преломления бадделита большой,  $>2,0$ . По данным А. А. Кухаренко и других (1965), показатели преломления для бадделита из щелочных массивов Кольского полуострова следующие:  $N_g=2,18-2,24$ ;  $N_p=2,10-2,18$ ;  $N_g-N_p=0,07-0,08$ . Плеохроизм в бурых тонах по схеме;  $N_p > N_m > N_g$ .

Результаты рентгеновского изучения бадделитов из карбонатитовых брекчий помещены в табл. 20. В. И. Михеев (1957) приводит характерные линии для бадделитов: 3,159, 2,826, 2,611. Сравнение их с приведенными в табл. 20 данными показывает, что соответствующие линии наших бадделитов близки или совпадают с данными, приведенными В. И. Михеевым (1957), а также хорошо сопоставляются с межплоскостными расстояниями для бадделита из карбонатитов Ковдорского массива (Кольский полуостров) по А. А. Кухаренко и др. (1965).

О составе бадделита из карбонатитовых брекчий можно судить по данным полуколичественных спектральных анализов (табл. 21).

На рис. 22 приведены зарисовки кристаллов бадделита в кимберлитовых породах трубки «Айхал» (Маршинцев, 1970в).

Кимберлитовая трубка «Айхал» расположена в северо-восточной части Сибирской платформы, в поле развития ордовикских карбонатных отложений, представленных известняками, доломитами, доломитовыми мергелями и песчанистыми известняками. В районе широко развиты породы трапповой формации. В плане трубка имеет форму эллипса, сильно вытянутого по длинной оси. Выполнена она двумя разновозрастными типами кимберлитовых брекчий, отличающихся как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Так, северо-западная и юго-восточная части трубки сложены мелкообломочной и

Таблица 20

## Межплоскостные расстояния бадделита из карбонатитовых брекчий

№ пп	Ан.—67		Ан.—38		Ковдорский массив (Кольский п-ов) (Кухаренко и др., 1965)	
	I	$\frac{d}{n} Kx$	I	$\frac{d}{n} Kx$	I	$\frac{d}{n} Kx$
	2	3	4	5	6	7
1	2	3,66	2	3,67	2	3,65
2	3	(3,49)	2	(3,479)	3	(3,40)
3	10	3,16	10	3,155	10	3,16
4	9	2,84	9	2,835	9	2,83
5	7	2,62	8	2,616	8	2,59
6	3	2,538	4	2,534	3	2,55
7	0,5	2,503	—	—	—	—
8	1	2,443	—	—	—	—
9	3	2,343	3	2,326	2	2,32
10	5	2,209	—	—	2	2,20
11	—	—	2	2,167	2	2,18
12	0,5	2,051	—	—	1	2,03
13	4	1,981	2	1,985	—	—
14	—	—	—	—	2	1,964
15	5	1,852	6	1,843	3	1,846
16	6	1,823	—	—	—	—
17	3	1,807	8	1,814	6	1,809
18	3	1,785	2	1,778	1	1,690
19	5	1,698	5	1,690	5	1,690
20	5	1,656	5	1,650	4	1,655
21	4	1,613	—	—	—	—
22	—	—	3	1,605	2	1,601
23	0,5	1,594	—	—	—	—
24	0,5	1,574	2	1,585	—	—
25	5	1,547	—	—	1	1,549
26	—	—	8	1,530	6	1,534
27	4	1,513	—	—	—	—
28	4	1,502	4	1,503	1	1,504
29	6	1,481	4	1,490	—	—
30	—	—	6	1,473	2	1,471
31	3	1,450	3	1,442	2	1,443
32	5	1,424	—	—	—	—
33	—	—	6	1,414	6	1,415
34	0,5	1,404	—	—	—	—
35	2	1,366	2	1,356	2	1,353
36	0,5	1,337	—	—	—	—
37	3	1,328	—	—	—	—
38	3	1,310	6	1,316	5	1,317
39	—	—	—	—	1	1,303
40	4	1,269	8	1,260	4	1,260
41	3	1,248	—	—	—	—
42	3	1,236	4	1,240	—	—
43	2	1,226	2	—	1	1,226
44	3	1,216	—	—	—	—
45	—	—	3	1,208	3	1,207
46	2	1,183	—	—	—	—
47	3	1,170	4	1,174	—	—
52	—	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7
48	3	1,164	2	1,163	—	—
49	5	1,155	4	1,156	—	—
50	4	1,144	5	1,147	2	1,147
51	1	1,130	3	1,137	1	1,138
52	2	1,118	3	1,123	1	1,123
53	3	1,108	6	1,111	2	1,112
54	3	1,094	1	1,092	4	1,100
55	5	1,086	3	1,086	2	1,088
56	0,5	1,079	3	1,079	—	—
57	0,5	1,065	1	1,073	—	—
58	2	1,057	5	1,0523	—	—
59	3	1,048	5	1,0404	—	—
60	5	1,035	—	—	—	—
61	1	1,031	4	1,032	—	—
62	1	1,0292	6	1,029	—	—
63	1	1,029	2	1,0251	—	—
64	3	1,0173	4	1,018	—	—
65	4	1,0121	4	1,0116	1	0,014
66	3	1,003	4	1,0068	2	1,009
67	4	0,9975	4	0,997	—	—
68	3	0,9858	2	0,99	—	—
69	3	0,9797	1	0,98	—	—
70	1	0,9711	—	—	—	—
71	2	0,9648	—	—	—	—
72	0,5	0,9591	—	—	—	—

Аналитик А. А. Бровкин (ИГ ЯФ СО АН СССР).

Таблица 21

## Результаты полуколичественного спектрального анализа бадделитов на карбонатитовых брекчиях, в %

Элементы	Бадделит Ан-38н	Бадделит К-10
Zr	10	10
Nb	1—3	0,3—1
Ta	0,3—1	0,3—1
Hf	0,1—0,3	0,1—0,3
Ca	1—3	0,1—0,3
Si	1—3	0,3—1
Ti	0,3—1	0,1—0,3
Al	0,03—0,1	0,1—0,3
Fe	0,03—0,1	0,03—0,1
Mg	0,03—0,1	0,01—0,03
Mn	0,003—0,01	0,003—0,01
Cu	0,003—0,001	0,0003—0,001

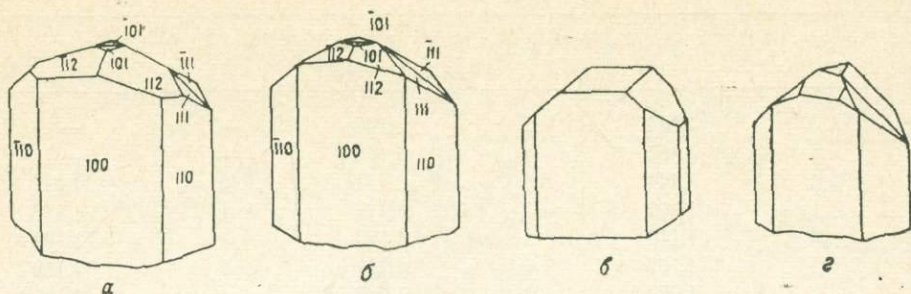


Рис. 22. Кристаллы бадделейта:

*a, б* — простые двойники из кимберлитовых пород трубки «Айхал»; *в* — одиночный кристалл бадделейта из карбонатитов Кольского полуострова (по Капустину, 1964); *г* — простой двойник из карбонатитов (по Дэна и др., 1951).

мелкозернистой сильно карбонатизированной кимберлитовой брекчией светло-серого цвета (тип I), отличающейся малым содержанием псевдоморфоз серпентина по оливину и пелитоморфной карбонатной основной массе. Эта разновидность рядом исследователей (Бобрневич и др., 1964) характеризуется как кимберлитовый туф. В центральной части трубки указанная выше разность прорывается кимберлитовой брекчией нормального облика (тип II), характерной для большинства трубок Якутской кимберлитовой провинции. Окраска брекчии голубовато-серая. Между этими двумя разностями пород отмечаются интрузивные контакты. Бадделейт присутствует в качестве аксессуарного минерала в обеих выделенных разностях в неэлектромагнитной фракции класса —0,25—0,1 мм. В кимберлитовой брекчии I типа отмечается заметно большее его содержание.

Бадделейт в кимберлитовых брекчиях встречается в виде мелких неправильных, реже пластинчатых зерен или в виде кристаллов. В шлифах он отмечается редко и образует неправильной формы зерна, погруженные в пелитоморфную карбонатную массу (I тип). Размер зерен и кристаллов бадделейта колеблется от 0,15 до 0,3 мм, редко достигает 0,5 мм. Окраска темно-коричневая, буроватая, блеск алмазный. Простые одиночные кристаллы бадделейта в кимберлитовых породах не обнаружены. Кристаллы его представлены простыми и сложными двойниками. Чаще всего в кимберлитах встречаются простые двойники по (100), состоящие из двух простых форм, имеющих пластинчатый облик  $\perp$  к (100) и вытянутую по [100]. Кроме наиболее развитых граней {100} в подобных образованиях наблюдаются грани {101}, {112} и {111}. На гранях (100) часто наблюдается параллельная штриховка по удлинению.

Сложные двойники образованы простыми двойниками, прорастающими друг друга по плоскости (001); направление [100] является осью двойникования. В сечении [010] подобные образования имеют вид креста. Нередко наблюдается многократное прорастание под разными углами грани (100), в результате чего можно наблюдать ее полное зарастание. Реже встречаются коленчатые срастания (010).

Описанные формы кристаллов бадделейта являются весьма характерными для карбонатитов, связанных с комплексами ультраосновных-щелочных пород (Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1964). Однако в отличие от карбонатитов бадделейт в кимберлитовых породах не образует простых форм.

Бадделейт оптически двуосный, отрицательный. Показатели преломления, измеренные в сплавах, следующие:  $N_g = 2,24 \pm 0,02$ ;  $N_p =$

Интенсивность отражений (I) и межплоскостные расстояния

 $\left(\frac{d}{n}\right)$  бадделита из трубки «Айхал»

№ п-п	Трубка «Айхал»	
	I	$\frac{d}{n}$ Кх
1	—	—
2	10	3,15
3	9	2,83
4	6	2,612
5	—	—
6	2	2,526
7	2	2,329
8	2	2,199
9	—	—
10	1	1,996
11	—	—
12	5	1,848
13	5	1,817
14	—	—
15	2	1,692
16	3	1,653
17	2	1,611
18	—	—
19	2	1,581
20	4	1,545
21	—	—
22	1	1,514
23	—	—
24	1	1,491
25	2	1,476
26	—	—
27	1	1,419
28	—	—
29	1	1,321
30	—	—
31	—	—
32	1	1,264
33	1	1,244
34	—	—
35	1	1,211

Аналитик Г. К. Кривоконева (ИГ ЯФ СО АН СССР).

$=2,16+0,02$ ;  $N_g-N_p=0,08$ , что соответствует показателям преломления для бадделита из карбонатитов Кольского полуострова. Плеохроизм в бурых тонах по обратной схеме:  $N_p > N_m > N_g$ .

Межплоскостные расстояния бадделита из кимберлитов по наиболее интенсивным линиям 3,15; 2,83; 2,612 хорошо сопоставимы с аналогичными линиями (3,16; 2,83; 2,59) бадделита из карбонатитов Ковдорского массива Кольского полуострова (табл. 22).

Полуколичественным спектральным анализом в бадделите из кимберлитов установлено присутствие следующих примесей (в %):

Ti—1—0,3; Nb—0,3—0,1; Hf—0,1—0,03; Sn—0,1—0,03; Fe—0,03;

Химический состав кимберлитовых брекчий трубки «Айхал»

Оксиды	Кимберлитовая брекчия		Оксиды	Кимберлитовая брекчия	
	I типа	II типа		I типа	II типа
SiO <sub>2</sub>	20,73	28,63	Na <sub>2</sub> O	0,12	0,08
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,31	K <sub>2</sub> O	0,94	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	2,15	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	3,79	CO <sub>2</sub>	26,91	18,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,09	H <sub>2</sub> O+	4,04	6,06
FeO	0,56	1,09	F	0,39	0,38
MnO	0,07	0,05	H <sub>2</sub> O-	1,40	1,16
MgO	11,49	16,21			
CaO	29,09	21,80			
NiO	0,05	0,09			
CoO	Сл.	0,0015	Сумма...	100,46	100,09

Аналитик З. Ф. Парниова (ИГ ЯФ СО АН СССР)

Al—0,03—0,01; Mg—0,03—0,01; Mn—0,003—0,001; Cr—0,003—0,001; Se — следы.

Количественным спектральным анализом в бадделеите установлено присутствие 0,04 % Sc.

Кимберлитовые породы трубки «Айхал» по сравнению с породами других трубок Якутской кимберлитовой провинции имеют весьма своеобразный минералогический состав, характеризующийся высоким содержанием карбонатов, а также апатита и барита. Средний химический состав кимберлитовых пород трубки «Айхал» приводится в табл. 23.

Как видно из табл. 23, кимберлитовые породы трубки «Айхал» отличаются весьма высоким содержанием CaO и CO<sub>2</sub>. Произведенный пересчет химических анализов на кальцит с учетом того, что часть CaO связывается в апатите, дает содержание его в кимберлитовой брекчии I типа—59,60%, в кимберлитовой брекчии II типа—41,07%.

Подобная ассоциация минералов (кальцит, апатит, барит), которым не свойствен захват циркония в виде изоморфной примеси, наиболее благоприятен для образования самостоятельных минералов циркония. Именно такая ассоциация наблюдается в породах постмагматического этапа формирования массивов ультраосновных-щелочных пород: в апатит-форстеритовых, доломит-флогопитовых породах, магнетитовых рудах и карбонатитах, в которых отмечается наиболее значительная концентрация бадделеита (Кухаренко и др., 1965).

Кристаллизация бадделеита в кимберлитовых породах трубки «Айхал» приурочена к постмагматическому этапу формирования трубки, о чем свидетельствует тесная ассоциация его с апатитом и баритом. Образование бадделеита, вероятно, способствовал специфический состав газовой-жидкой флюидов, связанных с кимберлитовой магмой и характеризующихся значительно повышенным содержанием редких и рассеянных элементов по сравнению с другими трубками. Находка бадделеита в кимберлитовых породах является еще одним косвенным признаком генетического родства их с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами, для которых бадделеит является характерным минералом.

**Циркон** в карбонатитовых брекчиях встречается во всех изученных телах как в виде неправильных зерен, так и в форме хорошо образованных кристаллов, имеющих дипирамидальный облик. Чаще всего встречаются кристаллы, образованные комбинацией преобладающих граней {111} и {110}, причем развитие граней призмы {110} весьма

## Межплоскостные расстояния цирконов из карбонатитовых брекчий

№ п.п.	Д-1 (Джо-Южная)		Д-2 (Джо-Южная)		32-а (Ан. 32/Гн)	
	Г	$\frac{d}{n} Kx$	Г	$\frac{d}{n} Kx$	Г	$\frac{d}{n} Kx$
1	1	4,83	2	4,475	1	4,85
2	3	4,40	—	—	3-4	4,42
3	1	4,22	—	—	1	4,21
4	—	—	2	3,83	—	—
5	4-5	3,61	—	—	3-4	3,62
6	10	3,284	5	3,272	10	3,311
7	3	2,754	2	2,741	2	2,762
8	0,5	2,692	—	—	1	2,695
9	1	2,641	2	2,636	1	2,634
10	7	2,514	5	2,505	9	2,517
11	1	2,452	—	—	1	2,451
12	3	2,328	3	2,326	4	2,344
13	2	2,265	1	1,257	3	2,270
14	1	2,212	2	2,206	3	2,212
15	0,5	2,119	—	—	1	2,127
16	0,5	2,0969	—	—	1	2,091
17	5-4	2,0617	4	2,057	8	2,064
18	3	1,903	3	1,904	2-3	1,907
19	3	1,877	3	1,875	2-3	1,878
20	0,5	1,8378	—	—	1	1,840
21	2-3	1,8142	—	—	3	1,816
22	—	—	1	1,809	—	—
23	3	1,7477	4	1,747	4	1,751
24	10	1,7105	10	1,708	10	1,711
25	0,5	1,6671	7	1,648	8	1,651
26	4	1,6495	1	1,623	1	1,621
27	—	—	—	—	0,5	1,570
28	2	1,5383	3	1,546	3	1,542
29	2	1,5279	3	1,516	2	1,515
30	2	1,4944	3	1,4948	2	1,495
31	4	1,4753	5-6	1,4758	5	1,476
32	—	—	1	1,4156	1	1,450
33	5	1,3799	7	1,3805	8	1,381
34	—	—	—	—	1	1,373
35	3	1,3719	5	1,3621	6	1,363
36	1	1,3628	—	—	0,5	1,353
37	3	1,3029	3	1,3052	1	1,3067
38	3	1,2887	5	1,2895	5	1,2915
39	3	1,26093	7	1,2593	6	1,2592
40	1	1,249	4	1,2489	4	1,2508
41	—	—	—	—	1	1,2358
42	1	1,2286	—	—	1	1,229
43	2	1,2176	2	1,2177	2	1,2172
44	—	—	2	1,2104	2	1,2103
45	10	1,2013	—	—	2	1,2007
46	8	1,1888	10	1,18885	5	1,1891
47	1	1,1807	—	—	1	1,1805
48	1	1,1688	1	1,1660	2	1,164

Обр. Д-1—циркон темно-бурый, Обр. Д-2 и 32-а — цирконы с желтой и медово-желтой окраской. Аналитик А. А. Бровкин (ИГ ЯФ СО АН СССР).

различное — от подчиненного до доминирующего, реже встречаются кристаллы с комбинацией граней {111}, {110} и {131}. Размер зерен и кристаллов циркона 0,5—1,5 мм.

Как отмечает А. А. Кухаренко и др. (1965), в карбонатитах циркон приурочен исключительно к кальцитовым и особенно к кальцит-доломитовым карбонатитам. Ю. Л. Капустин (1964), также изучавший карбонатиты Кольского полуострова, считает, что циркон не характерен для карбонатитов и встречается в них редко. Дипирамидальный облик кристаллов характерен для цирконов, образующихся в низкотемпературных условиях, в бедных кремнеземом породах, причем не только в щелочных, но и карбонатитах.

Окраска циркона в карбонатитовых брекчиях преимущественно желтая, медово-желтая, бледно- или серовато-желтая, реже встречаются светло-бурые, темно-бурые и совершенно бесцветные разновидности циркона. В бесцветных разновидностях наблюдаются газовой-жидкие включения.

Межплоскостные расстояния цирконов приводятся в табл. 24. Наиболее интенсивные линии 6, 10 и 24 хорошо сопоставляются с аналогичными линиями, приведенными В. И. Михеевым (1957).

В табл. 25 приводятся данные рентгенорадиометрического анализа из карбонатитовых брекчий.

Таблица 25

Данные рентгенорадиометрического анализа циркона  
(по данным М. Н. Васильевой и А. О. Ефимова).

	$\Sigma TR$	Zr	Ta+W	Y	Yb	Hf
Циркон	Не обн.	66,34	Не обн.	0,72	Не обн.	2,12

Спектральным анализом в темно-буром цирконе обнаружены следующие примеси (в %): Nb—3—10; Ca—0,1—0,3; Fe—1—3; Mg—0,3—1; Ti—1—3; Mn—0,3—1; Al—0,01—0,03; Y—0,001—0,003; Ni—0,001—0,003; в цирконе желтого цвета: Nb—0,1—0,3; Ca—3—10; Fe—0,3—1; Mg—1—3; Ti—0,003—0,013; Mn—1—3; Al—0,03—0,1; La—1—0,3; Y—0,03—0,1; Yb—0,1—0,3; Hf—0,03—0,1; Be—0,0001—0,0003.

Колумбит был установлен в карбонатитовых брекчиях участка «Тундровый» А. О. Ефимовым. Здесь он наблюдался в виде изометричных, неправильных зерен, измеряемых десятими долями миллиметра. Цвет минерала черный, в тонких сколах просвечивает густокрасным цветом.

Спектральным анализом (аналитик Нечаева Н. П.—Амакинская экспедиция ЯТГУ) в колумбите обнаружены следующие примеси (в %): Mg—0,1; Ca—0,1; Ti—0,5; Zr—0,05; Ta—0,03; Mn—0,03; Si—0,03; Ce—0,01; La—0,01; Yb—0,006; Al—0,003; Y, Zr — следы.

Ю. Л. Капустин (1964) отмечает, что для карбонатитов Кольского полуострова колумбит не типичен и образуется за счет пирохлора при его непосредственном замещении в ходе гидротермального процесса. Колумбит встречен здесь в качестве акцессорного минерала в анкерит-доломитовых жилах массива Вуориярви в ассоциации с пирохлором, где он нередко замещает пирохлор и образует октаэдрические псевдоморфозы колумбита по пирохлору.

Подобный процесс описан и в карбонатитах Сибири (Жабин, Гайдукова, 1962), где вместе с колумбитом установлен ферсмит.

Процесс колумбитизации пирохлора зависит в значительной степени от потенциала железа, который возрастает по мере увеличения кислотности растворов. Замещение пирохлора колумбитом протекает

иногда после образования ферсмита, но чаще непосредственно по пироклору.

Нами описывается образование ферсмита(?) по пироклору. По всей вероятности, колумбит в карбонатитовых брекчиях участка «Тундровый» образовался при частичном и непосредственном замещении пироклора, так как образование ферсмита в последних не отмечается.

**Ильменит**, как отмечают А. А. Кухаренко и др. (1965), Ю. Л. Капустин (1964), не характерен для карбонатитов и встречается в них относительно редко. Описывая ильменит из щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова, эти авторы указывают, что наиболее часто он наблюдается в ультраосновных породах — оливинитах, пироксенитах, оливино-пироксеновых и щелочных породах. Ильменит отмечается в них в виде закономерно ориентированных вростков в титаномагнетите, реже образует самостоятельные пластинчатые выделения размером до 0,5 см.

Отмечается, что обогащение карбонатитов ильменитом происходит только в тех случаях, когда они залегают среди обогащенных перовскитом пироксенитов и оливинитов, т. е. присутствие ильменита в карбонатитах обуславливается заимствованием  $TiO_2$  из вмещающих пород.

Ильменит в виде мелких пластинчатых включений в титаномагнетите или ромбовидных мелких кристаллов и зерен неправильной формы отмечается в щелочных породах Гулинского массива щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции (Восточная Сибирь, Егоров, Гольдбурт, Широхина, 1961).

Таблица 26

Межплоскостные расстояния ильменита из карбонатитовых брекчий

№ п.п.	Ильменит, Ан.—33		Ильменит (Михеев, 1957)	
	I	$\frac{d}{n} Kx$	I	$\frac{d}{n} Kx$
1	—	—	1	4,5
2	4	3,713	4	3,70
3	10	2,738	10	2,74
4	7	2,538	9	2,53
5	5	2,227	3	2,23
6	1	1,894	—	—
7	6	1,859	6	1,865
8	9	1,720	8	1,720
9	1	1,621	3	1,63
10	6	1,502	7	1,504
11	6	1,467	7	1,465
12	—	—	2	1,375
13	3	1,338	1	1,347
14	3	1,270	3	1,270
15	—	—	1	1,242
16	—	—	2	1,205
17	3	1,1845	2	1,185
18	3	1,152	2	1,147
19	3	1,116	2	1,111
20	3	1,070	3	1,069
21	—	—	1	1,050
22	—	—	2	1,000
23	—	—	1	0,980

Аналитик А. А. Бровкин (ИГ ЯФ СО АН СССР).

В карбонатитовых брекчиях ильменит встречается в весьма незначительных количествах в искусственных шлихах. В редких случаях он обнаруживается в аншлифах, где в отличие от магнетита отчетливо анизотропен. Здесь нами наблюдались случаи, когда зерна ильменита с закономерно ориентированными двойниковыми пластинками окружались каемкой из титаномагнетита.

Ильменит, встречающийся в протолочках, обычно образует неправильные, угловатой формы зерна размером от 0,3—0,8 до 1,5 мм. Цвет минерала черный, блеск — металлический, минерал непрозрачен. Данные рентгеноструктурного анализа ильменита из карбонатитовых брекчий (табл. 26) идентичны с данными, приведенными В. И. Михеевым (1957). Полуколичественным спектральным анализом в ильмените обнаружены следующие примеси (в %): Mg—1—3; Mn—1—3; V—0,1—0,3; Al—0,1—0,3; Cr—0,01—0,03; Nb—0,01—0,03; Zr—0,001—0,003; Ni—0,003—0,01 и следы Co и Cu.

Судя по спектральному анализу и некоторым физическим свойствам (черный цвет и непрозрачность), ильменит в карбонатитовых брекчиях относится к его железистой разновидности — критониту.

**Торит** обнаружен в протолочных пробах ряда тел участка «Номохтоох». Представлен он угловатыми зернами размером до 0,7 мм. Цвет желтый, охристо-желтый. Изотропен. Легко растворяется в кислотах. А. О. Ефимов описывает разложенный торит красновато-бурого цвета. По данным этого же исследователя, такая разновидность торита встречается в карбонатитовых брекчиях и зонах дробления на участке «Тундровом». По данным перло-люминисцентного анализа, торит содержит примесь урана. Результаты радиометрического анализа проб карбонатитовых брекчий на участках «Номохтоох» и «Тундровом» обнаруживают повышенное содержание тория (табл. 27).

Этим же и обуславливается, по всей вероятности, повышенная по сравнению с вмещающими породами радиоактивность карбонатитовых брекчий. Как отмечает Е. Д. Черный, радиоактивность большинства тел, как правило, не превышает 30—50 мкр/час, но в ряде слу-

Таблица 27

Результаты отдельного радиометрического анализа проб карбонатитовых брекчий (по данным А. О. Ефимова)

Номер пробы	Место взятия пробы		U	Th
18/95	Участок «Тундровый»	(ан. 505)	Нет	0,042
15/120a	То же	(ан. 503)	»	0,102
16/944	»	зона западная	»	0,032
12/1016	»	зона центральная	»	0,032
15/102	»	»	»	0,065
21/955	»	(ан. 505)	»	0,069
8/9	Участок «Номохтоох»		»	0,195
13/86a	»	(ан. 506)	»	0,097
б/п № 6	Участок «Тундровый»		0,007	Нет
III-14-20	Участок «Номохтоох»	(ан. 2 а)	Нет	0,740
III-21-1	»	зона	»	0,381
III-3011	Участок «Тундровый»	зона		
		центральная	»	0,195
22/1064	»	(ан. 504)	»	0,041
3021-1	»	(ан. 504)	»	0,037
3013-1	»	зона центральная	»	0,030

чаев интенсивность радиоактивного излучения достигает 225—448 мкр/час (тр. «Архангельского», «Билибина», ан. 47н, 48/1н и др.). На участке «Барга», по данным Н. Н. Федорова, радиоактивность тел карбонатитовых брекчий на дневной поверхности колеблется в пределах 50—1400 мкр/час и по большинству объектов составляет в среднем около 50—200 мкр/час.

**Гранат** постоянно присутствует в карбонатитовых брекчиях. Содержание его в тяжелой фракции обычно колеблется в широких пределах: от долей процента до нескольких десятков процентов (31,9 или 78,4%) (см. табл. 10). Он образует зерна неправильной обломочной формы. Не обнаружено также реликтов кефилитовых кайм. Как известно, последние весьма характерны для гранатов из кимберлитовых пород и свидетельствуют о взаимодействии гранатов с магматическим расплавом.

В окраске гранатов преобладают бледно-сиреневые тона, меньше оранжевых, оранжево-красных, красных, в редких случаях встречаются гранаты, окрашенные в бледно-фиолетовые тона. Размер зерен граната колеблется от 0,3 до 1,5—2,0 мм.

Определение состава гранатов проведено по их физическим свойствам. Для этого у гранатов были определены три физические константы: показатель преломления, параметр решетки и удельный вес (табл. 28). Показатели преломления гранатов замерены с помощью высокопреломляющих фосфорных жидкостей. В рентгеноструктурной лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР С. Г. Щелчковой получены параметры элементарной решетки. Удельный вес гранатов определялся пикнометрическим методом.

Таблица 28

Физические свойства гранатов карбонатитовых брекчий

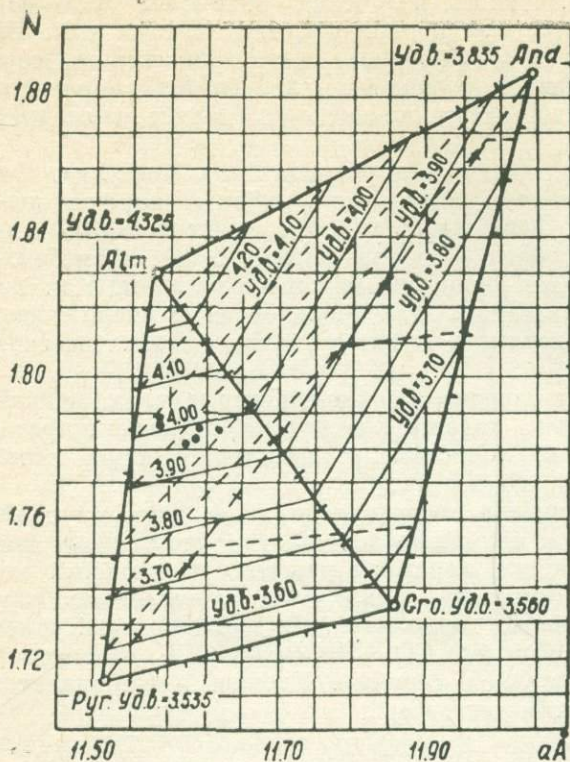
№ п. п.	Номер образца	$a(\text{Å})$	N	d	Окраска
1	32—Б	11,579	1,780	3,943	Оранжево-красная
2	Г—6	11,587	1,782	4,00	Густо-красная
3	Г—4	11,533	1,784	3,99	Красновато-сиреневая
4	32—d	$11,532 \pm 0,005 \text{Å}$	$1,786 \pm 0,002$	4,037	Бледно-сиреневая
5	Г—5	11,614	1,785	4,014	Оранжево-красная
6	Г—3	11,535	1,784	4,019	Бледно-сиреневая

Таблица 29

Соотношение главных компонентов в гранатах из карбонатитовых брекчий

№ п. п.	Номер образца	Пируп	Альмандин	Гроссуля
1	32—Б	28	52	20
2	Г—6	23	55	22
3	Г—4	30	60	10
4	32—d	29	62	9
5	Г—5	14	54	32
6	Г—3	18	57	25

Как известно, существует определенная зависимость физических свойств гранатов от их химического состава, причем подавляющее большинство их представляет собой изоморфные смеси, чаще всего трех, четырех и, реже, большего числа компонентов (Васильев, 1966). Приблизительно по диаграммам можно оценивать состав гранатов. Физические свойства наших гранатов были нанесены на диаграмму Г. Винчелла (Winchell H., 1958) (рис. 23). Было получено соотношение трех



● Гранаты из взрывчатых карбонатитовых брекчий.

Рис. 23. Диаграмма для определения состава гранатов (Winchell, 1958)

главных компонентов (пиропового, альмандинового и гроссулярового). Результаты приведены в табл. 29.

Как видно из приведенных данных, в гранатах из карбонатитовых брекчий преобладает альмандиновая молекула.

Полуколичественным спектральным анализом, выполненным Л. С. Сукневой (ИГ ЯФ СО АН СССР), в гранатах обнаружены следующие примеси (в %): Ti—0,03—0,3; Sc—0,003—0,01; Mn—0,3—1; V—0,01—0,03; Zr—0,01—0,03; Co—0,001—0,003; Ni—0,001—0,01; Zr—0,001—0,03; Yb—0,003—0,01; Y—0,003—0,03; La—0,1—0,3; Nb—0,01—0,1.

О находке гранатов в карбонатитах имеются лишь редкие сведения. Так, Г. Эккерманн (Eckermann, 1948) и Бреггер (Brogger, 1921) отмечают о находке граната, представленного меланитом (разновидность андрадита, богатая  $TiO_2$ ) в карбонатитах районов Альне (Швеция) и Фен (Норвегия).

Л. С. Бородин (1961) описал шерломит (разновидность андрадита, обогащенная  $TiO_2$ ) в карбонатитах массива Вуориярви (Кольский полуостров), содержащий 13,1%  $ZrO_2$ . А. А. Кухаренко и другие (1965) также отмечают о находке в этом же массиве в качестве реликтовых минералов—меланита и шерломита, встреченных в ассоциации со вторичным цирконом (изредка циркелитом и бадделейтом). Значительно чаще меланит и шерломит отмечаются в породах ийолит-мельтейгитовой серии и в щелочных пегматитах, реже—в нефелиновых пироксенитах, малиньитах, жильных ийолит-порфирах и в фенитах.

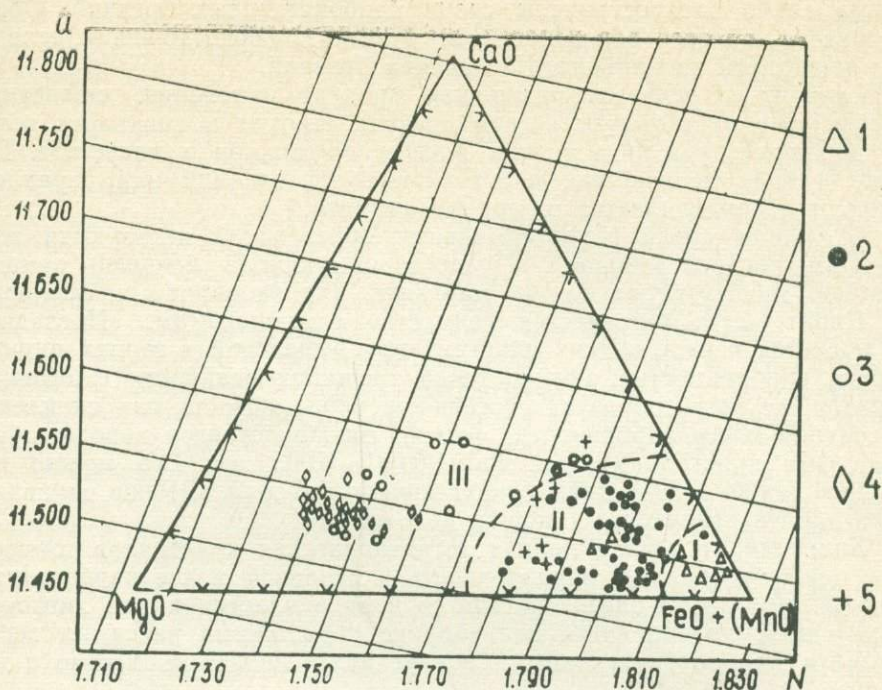


Рис. 24. Диаграмма, показывающая состав гранатов амфиболитовой (I), гранулитовой (II) и эклогитовой (III) фаций (по Лутцу, 1964). Гранаты фации: 1— амфиболитовой; 2— гранулитовой; 3— эклогитовой; 4— гранаты из кимберлитов; 5— гранаты из карбонатитовых брекчий.

Гранаты других серий (гроссуляр и андрадит) встречены также только в ийолит-мельтейгитах, щелочных пегматитах и турьянтах (Кухаренко и др., 1965).

Отсюда видно, что гранат альмандинового ряда не типичен для карбонатитов. Остается предполагать, что в карбонатитовые брекчии гранат попал при дроблении прорванных архейских кристаллических пород, где он широко распространен и представлен пироп-альмандином со значительным преобладанием альмандинового компонента и с примесью гроссулярового компонента (Лутц, 1964).

Гранаты по их физическим свойствам были вынесены на тройную диаграмму  $\text{CaO}-\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{MnO})$ , предложенную Б. Г. Лутцем (1964), (рис. 24). Оказалось, что гранаты из карбонатитовых брекчий ложатся в поле гранатов гранулитовой фации (II), и лишь в одном случае (обр. 7—5) гранат выходит в поле эклогитовой фации (III).

Следует отметить, что гранат альмандинового состава был отмечен в ксенолитах кристаллических пород, встречающихся в карбонатитовых брекчиях (см. раздел о ксенолитах).

Исходя из вышеизложенного, можно заключить, что гранаты в карбонатитовые брекчии попадают при дроблении ксенолитов архейских кристаллических пород, захваченных при прорыве последних.

### Наложённые минералы

К наложенным или поздним гидротермальным минералам отнесены кальцит, гематит, пирит, халькопирит, марказит и сфалерит.

Кальцит образует прожилки мощностью до 1,0—1,5 мм которые

весьма слабо распространены среди карбонатитовых брекчий. Образование их, по всей вероятности, идет за счет переотложения первичного карбоната из карбонатита-цемента брекчий.

**Гематит** встречается редко как продукт изменения магнетита, по которому он образует псевдоморфозы. Иногда в аншлифах гематит наблюдается в виде тонких пленок, прожилков в магнетите. Нередко в виде мельчайших пластинчатых образований или вкрапленников он устанавливается в зернах доломита.

Сульфиды среди гидротермальных образований пользуются наибольшим распространением. Представлены они в большей степени пиритом, присутствуют также марказит, халькопирит и сфалерит.

**Пирит** часто встречается совместно с марказитом. Последний наблюдается в виде тонких пластинчатых выделений в зернах пирита. Иногда они совместно отмечаются в трещинах спайности флогопита. Пирит чаще всего образует рассеянную вкрапленность или скопления в основной массе карбонатита-брекчий, где представлен хорошо образованными кристаллами размером 0,001—0,005 мм. Его можно наблюдать также в виде кайм вокруг других минералов. Реже вкрапленность пирита отмечается в зернах доломита.

**Халькопирит** в виде мелких тетраэдрических кристаллов совместно с пиритом образует вкрапленность в основной массе карбонатита-брекчий. Иногда он здесь отмечается в виде пластинок или линзочек. Встречаются случаи, когда халькопирит прожилками рассекает зерна доломита или образует каймы вокруг них; иногда совместно с пиритом.

**Марказит** отдельными образованиями встречается сравнительно редко, причем иногда он отмечается в виде лучистых выделений. Чаще же он отмечается в ассоциации с пиритом и образует в нем пластинчатой формы выделения. Предполагается, что марказит является вторичным минералом, образующимся за счет пирротина.

**Сфалерит** встречается крайне редко и отмечен в виде выделений неправильной формы на границе кристаллов халькопирита в карбонатной основной массе карбонатита брекчий.

### Ксенолиты в карбонатитовых брекчиях

В настоящем разделе дается детальная характеристика ксенолитов, присутствующих в составе карбонатитовых брекчий.

**Ксенолиты карбонатных пород** (известняки, доломитизированные известняки) встречаются обычно в виде обломков угловатой неправильной формы. Округлые образования относительно редки. По размерам эти ксенолиты довольно разнообразны; наиболее часто отмечаются обломки величиной 2—3 см, гораздо реже — 8—10 см. Обычно известняки окрашены в серые тона: светло-серые, серые, буровато-серые, темно-серые. В редких случаях встречаются обломки известняков красновато-коричневого, красновато-бурого цветов. Текстура карбонатных ксенолитов массивная. Структура их в большинстве случаев пелитоморфная, состоящая из мельчайших разноориентированных зернышек кальцита. Размеры зерен около 10—15 мк для мелкозернистых, 30—50 мк для среднезернистых и до 100—500 мк для крупнозернистых разновидностей. Разумеется, подобное деление является условным, так как между выделенными разновидностями наблюдаются переходы.

Агрегаты зерен кальцита имеют часто остроугольную форму с различной оптической ориентировкой. Следует отметить, что очень

часто среди равномернозернистых обломков отмечаются участки, где размер отдельных зерен кальцита существенно отличается от размера подавляющего большинства зерен. Так, например, в ксенолитах с пелитоморфной структурой наблюдаются участки мелкозернистого или даже крупнозернистого сложения. Наличие нескольких типов структур в пределах одного и того же обломка весьма характерно. Количественные соотношения между участками с разной зернистостью весьма разнообразны.

В некоторых случаях, когда интерстиции между отдельными зернами в крупнокристаллическом известняке выполнены рудным минералом (чаще гидроокислами железа), образуется своеобразная сидеронитовая структура. В большинстве случаев железистого цемента в известняках не отмечается. Ожелезнение проходит вдоль слабого контакта ксенолита и карбонатита-цемента брекчии, а также по трещинкам в ксенолите. Нередко наблюдается серия тончайших трещинок, выполненных гидроокислами железа и ориентированных субпараллельно. Это создает подобие полосчатости в ксенолите.

Перекристаллизация ксенолитов по трещинкам также приводит к образованию комбинированной структуры. Трещинки выполняются новообразованным кальцитом. Интенсивность перекристаллизации карбоната весьма разнообразна.

Органические остатки встречены в ксенолитах из тела «Джо-Южная» в виде удлиненно-клиновидных линзовидных образований, выполненных мелко- и среднезернистым кальцитом и в связи с этим хорошо заметных на фоне пелитоморфной массы известняка. Размер этих образований в поперечнике 30—60, иногда 100—200 мк. Степень сохранности органических остатков очень плохая и поэтому они не могут быть диагностированы.

**Ксенолиты песчаников** окрашены в светло-серые и желтые тона. Состав их кварц-полевошпатовый с преобладающим содержанием кварца. Зерна кварца угловатые, реже окатанные с мозаично-волнистым погасанием. Редкие зерна полевых шпатов представлены решетчатым микроклином. Размер зерен в песчаниках колеблется в пределах 0,1—0,5 мм. Цемент кварцевый регенерационный и пленочный. В нем наблюдаются редкие мелкие кристаллы пирита, отдельные чешуйки серицита и пятнышки гидроокислов железа.

**Ксенолиты фенитизированных кристаллических пород** неизвестны в кимберлитовых трубках и присутствуют только в составе карбонатитовых брекчий, в связи с чем их изучение представляет значительный интерес.

В карбонатитовых брекчиях ксенолиты фенитизированных кристаллических пород — образования округлой формы размером до 7—10 см. Содержание их составляет 0,10—17,63% объема породы (в среднем 2,50%).

Макроскопически — это мелко- и среднезернистые породы с пятнисто-полосатой окраской. Преобладание полевого шпата и амфибола придает породе темно-серую окраску; полевого шпата и эпидота — светло-зеленую; развитие мономинеральных участков щелочного амфибола или эгирина — темно-зеленую до черной.

В расположении минералов существует определенная закономерность: чаще щелочной амфибол и эпидот выполняют прожилки или образуют гнездовидные обособления, нередко сопровождающиеся многочисленными тонкими (до волосовидных) выделениями, проникающими в полевой шпат; в отдельных случаях они располагаются равномерно по всей породе. Иногда наблюдаются резко выделяющиеся параллельно ориентированные полосы гнейсовидного сложения. Такие поло-

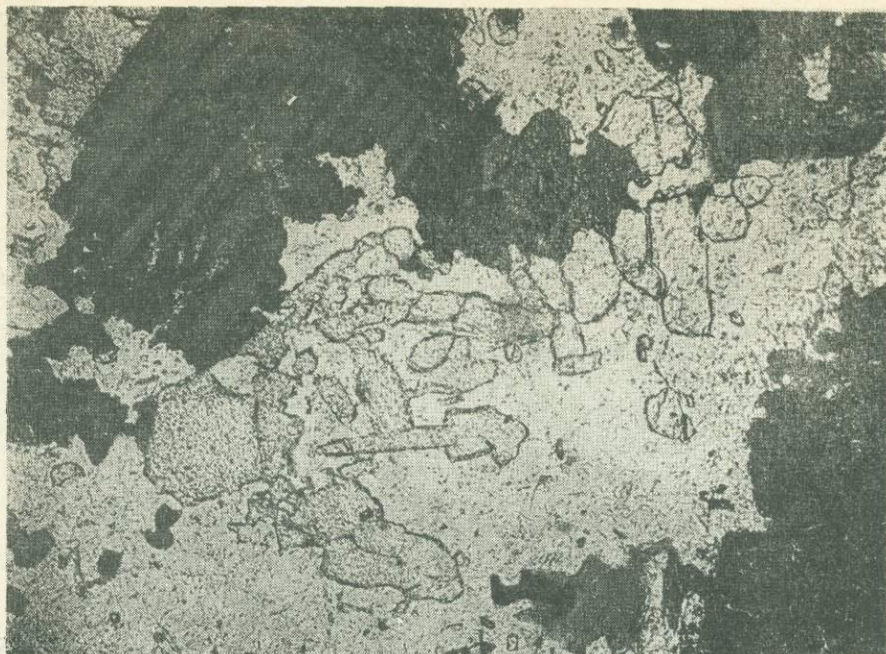


Рис. 25. Зерна апатита среди зерен плагиоклаза, щелочного амфибола и биотита во включении фенита. Аномалия 49/1, увел. 90, без анализатора.

сы сложены преимущественно полевым шпатом, пронизанным обильными как продольными, так и поперечными маломощными прожилками щелочных амфиболов или эпидота.

Структура пород гранобластовая, на отдельных участках — пойкилитовая. Степень раздробленности ксенолитов фенитов достаточно высокая — при микроскопическом исследовании часто отмечаются двух-трехминеральные сростки неправильной формы, нередко мономинеральные индивиды. Соотношение лейкократовых и меланократовых компонентов в породе колеблется в пределах 40—60%.

Ксенолиты фенитизированных кристаллических пород — фенитов характеризуются весьма своеобразным минералогическим составом: для них характерно преобладающее развитие щелочного амфибола, эгирина и эпидота при подчиненном количестве кислого плагиоклаза (альбита), калиевого полевого шпата и кварца. Отмечается присутствие апатита, биотита, пироклора и магнетита. Описание минералов фенитов мы начинаем с лейкократовых.

**Плагиоклаз** является одним из основных минералов фенитизированных кристаллических пород. Образует он таблитчатые или неправильной формы зерна размером 0,5—0,7 мм. Нередко наблюдается двойникование по альбитовому закону.  $N_g = 1,551 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,543 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,008$ ;  $2V = +82 - 85^\circ$ , что соответствует олигоклаз-андезиновому составу плагиоклаза. В большинстве случаев плагиоклаз пелитизирован, реже наблюдается замещение его карбонатом. Вокруг зерен плагиоклаза нередко наблюдается кайма из новообразованных прозрачных кристаллов, по всей вероятности, представленных альбитом иногда сдвойникованных.

**Ортоклаз** содержится в фенитах в виде редких ксеноморфных замутненных зерен размером 0,4—0,5 мм. В ряде случаев наблюдается хорошо выраженная спайность по плоскости (001).  $N_g = 1,525 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,520 \pm 0,002$ .

**Кварц** в фенитах отмечается редко, в виде изометричных зерен с волнистым угасанием. Размер зерен кварца 0,1—0,3 мм.

**Апатит** распространен в фенитах неравномерно. В некоторых ксенолитах он отсутствует или встречается в виде единичных кристаллов, в других — количество его достигает 5—7%. Форма выделений апатита — шестоватые идиоморфные кристаллы размером до 0,25—0,3 мм по удлинению (рис. 25).

**Кальцит** для фенитов не характерен; в редких случаях он в виде ксеноморфных образований отмечается в интерстициях зерен плагиоклаза или щелочного амфибола. Если кальцит развивается как продукт замещения плагиоклаза, содержание его существенно повышается.

**Щелочной амфибол** присутствует в переменных количествах. В одних случаях содержание его не превышает 2—3%, в других — ксенолиты фенитов представляют собой почти мономинеральные агрегаты щелочного амфибола с незначительной примесью плагиоклаза и эпидота. Иногда щелочной амфибол и эпидот наблюдаются примерно в равных соотношениях.

Щелочной амфибол образует удлиненные шестоватые кристаллы и зерна или группы зерен; чаще можно видеть параллельно-расположенные или сноповидные агрегаты (рис. 26, 27). В кристаллах и зернах щелочного амфибола наблюдается хорошо выраженная спайность по удлинению. Часто отмечаются ромбовидные разрезы  $\perp$  (001) с двумя системами спайности, пересекающимися под углом  $54^\circ$ . Размер кристаллов и зерен колеблется от 0,3 до 0,8—1,0 мм. Минерал окрашен в сине-зеленые тона, плеохроизм от желто-зеленого по Ng до густо-сине-зеленого по Np.  $N_g = 1,658 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,649 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,009$ ;  $2V$  — большой,  $CN = 8-14^\circ$ . На основании этих оптических свойств минерал отнесен нами к ряду арфедсонит-эккерманита.

**Эпидот**, как и щелочной амфибол, широко распространен в ксенолитах фенитов. Содержание его колеблется в широких пределах: от 2—3 до 80% объема в отдельных участках породы. Отмечается он



Рис. 26. Ксенолит фенита. Сноповидный агрегат щелочного амфибола и призматические кристаллы эпидота. Ан. 29н (Олимпийская), увел. 60, с анализатором.



Рис. 27. Ксенолит фенита. Таблитчатые кристаллы щелочного амфибола. Аномалия 49/1, увел. 60, с анализатором.

виде шестоватых и таблитчатых кристаллов (см. рис. 26) и зерен, образующих параллельно расположенные или радиально-лучистые агрегаты. Иногда эпидот наблюдается в виде пойкилитовых включений в щелочном амфиболе. Размер кристаллов и зерен эпидота колеблется от 0,2 до 0,8 мм.

Минерал бесцветный или слабо желтовато-зеленоватый. Угасание прямое, редко  $SNr=4-6^\circ$ .  $Nm=1,768\pm 0,002$ , что соответствует разности эпидота — клиноцоизиту.

**Эгирин** встречается в фенитизированных породах на участке «Орто-Брыгах» (А. И. Кручек и др.) в виде лучистых шестоватых агрегатов ярко-зеленого до ядовито-зеленого цвета. Размер зерен в среднем 0,5—1 мм.  $Nr=1,760-1,762$ ;  $Ng>1,780$ . Эгирин подвергается частичному, а в отдельных случаях почти полному замещению голубовато-зеленоватой щелочной роговой обманкой ( $Ng=1,670$ ;  $Nr=1,652$ ;  $CNg=6-8^\circ$ ). Замещение происходит обычно вдоль спайности зерен эгирина.

**Биотит** присутствует в фенитах постоянно в количестве от 5—6 до 15%, редко (аномалия 48н) до 75—80%. Он образует таблитчатые или близкие к ним кристаллы или чешуйки, нередко с неправильными очертаниями. Размер их колеблется от 0,3 до 1—1,5 мм. Окраска светло-коричневая, желтовато-коричневая, желтовато-зеленая. Плеохроизм от желто-зеленого, зеленовато-коричневого по  $Ng$  до бледно-желтого, бледно-коричневого по  $Nr$ .  $Nm=1,594\pm 0,002$ .

**Пирохлор** в фенитах встречается сравнительно редко. Несколько повышенное содержание его отмечено в ксенолитах из карбонатитовой трубки «Олимпийская» (обр. Ол—41), где он присутствует совместно со щелочным амфиболом, апатитом и магнетитом. Выделения его имеют неправильную, часто скелетную форму (рис. 28). Размер зерен колеблется от 0,2 до 0,8—1,0 мм.

**Магнетит** в виде единичных зерен встречается в ксенолитах фенитов всех карбонатитовых трубок; несколько повышенное содержание его отмечается в ксенолитах из трубки 29н («Олимпийская»). Форма

зерен магнетита чаще неправильная, нередко скелетные формы, реже — правильные прямоугольные или скошенные ромбовидные образования. Размер зерен 0,1—0,3 мм.

Изучение минерального состава ксенолитов фенитизированных кристаллических пород в карбонатитовых брекчиях позволило нам наметить среди них ассоциации, характерные для разных стадий фенитизации (по А.С. Сергееву). Ксенолиты, характеризующиеся присутствием существенно полевого шпата с образованием вокруг него корочек новообразованного альбита, отсутствием кварца и наличием сравнительно небольших количеств щелочного амфибола, эпидота и, реже, эгирина, соответствуют начальной и в какой-то степени средней стадиям процесса фенитизации. Значительное преобладание темноцветных компонентов (щелочного амфибола, эгирина и эпидота), присутствие пирохлора и апатита характерно в общем для конечных стадий фенитизации.

Наряду с описанными выше ксенолитами фенитизированных пород в карбонатитовых брекчиях отмечаются единичные **обломки неизмененных кристаллических пород**, аналоги которых встречены среди метаморфических пород архея Анабарской антеклизы.

Среди ксенолитов в аномалии 29н («Олимпийская») был встречен ксенолит **гиперстен-плагноклазового кристаллического сланца**, состоящего из биотита, гиперстена, диопсида, плагноклаза и кварца.

Биотит в виде лейст или удлиненных таблитчатых образований размером 0,5—1,2 мм отмечается в значительных количествах. Окраска его бурая, коричневато-бурая, темно-бурая. Плеохроизм от бледно-коричневого или буровато-коричневого по Np до густо-коричневатобурого или бурого по Ng. В биотите наблюдаются многочисленные игольчатые включения рудного минерала.

Гиперстен образует изометричной формы зерна размером от 0,3 до 0,8—1,0 мм.

Диопсид отмечается в виде неправильных или близких к изометричной форме зерен размером до 1,5 мм с хорошо выраженной спайностью,  $CNg \approx 41^\circ$ .



Рис. 28. Пирохлор (серое) и магнетит (черное) в ксенолитах фенитов. Аномалия 29н, увел. 90, без анализатора.

Плагиоклаз составляет существенную часть породы и образует неправильные по форме зерна с альбитовыми двойниками. Размер зерен 1—2 мм. Слегка пелитизирован.

Кварц отмечается в виде редких ксеноморфных зерен размером 0,1—0,2 мм.

В аномалиях 44н и 48н при просмотре шлифов были встречены ксенолиты гиперстен-гранат-плагиоклазового кристаллического сланца удлиненно-округлой формы размером 10—15×5 мм. Минералогический состав их: гиперстен, плагиоклаз, гранат, кварц, хлорит, серпентин, эпидот и рудный минерал.

Гиперстен образует мелкие (0,1—0,2 мм) изометричные зерна.

Плагиоклаз отмечается в виде неправильной формы зерен с полисинтетическими двойниками, обычно сильно изменен — пелитизирован и серицитизирован.

Гранат образует изометричной формы зерна, сильно трещиноватые размером 0,2—1,0 мм. Нередко в нем отмечаются включения рудного минерала.

Кварц наблюдается редко, в виде ксеноморфных зерен. Интерстиции между указанными выше минералами выполнены хлорит-серпентиновым агрегатом.

В карбонатитовых брекчиях из трубок участка «Номохтоох», кроме ксенолитов фенитизированных кристаллических пород, наблюдались обломки, пироксен-биотитовых, плагиоклаз-амфиболовых и гранат-пироксеновых кристаллических сланцев.

В карбонатитовых брекчиях участка «Орто-Ырыгах», кроме ксенолитов фенитов, встречены также ксенолиты гиперстен-амфибол-биотитовых пород, двупироксеновые и гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы, а также биотитовые и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы. Содержание обломков кристаллических пород, а также ксенолитов фенитизированных кристаллических пород в карбонатитовых брекчиях участка «Орто-Ырыгах» не превышает 2—3%.

Очень интересны и заслуживают отдельного описания обломки обугленной древесины, обнаруженные в карбонатитовых брекчиях аномалий 41н, 49/1-Прима, 44н, 45н, 67н, 57/64 и других. С различными ксенолитами осадочных карбонатных и метаморфических пород они заключены в плотной карбонатитовой массе (Ковальский и др., 1969). Размеры отдельных обломков достигают 5—7 см и представляют собой углефицированные остатки древесины, имеющие фюзеновую и ксилено-фюзеновую структуру, часто с ясно выраженными годовыми кольцами. Полости клеток, как правило, заполнены кальцитом. Для фюзенизированных обломков древесины характерна одинаковая степень минерализации, не зависящая от размеров обломков. В той же брекчии встречены включения полублестящего угля, хрупкого, легко выкрашивающегося и не несущего следов минерализации. По заключению Н. А. Игнатченко, образование фюзеновых и ксилено-фюзеновых структур углефицированной древесины и тем более гелификация растительных фрагментов не совместимы с условиями формирования карбонатитовой брекчии. Такие структуры возникают в процессе угленакопления, а минерализация фюзеновых обломков древесины обычно происходит в процессе диагенеза. Переотложение неминерализованных фюзенизированных обломков древесины в силу их крайне низкой прочности полностью исключено. С учетом приведенных фактов Н. А. Игнатченко приходит к выводу, что рассматриваемые остатки могли попасть в карбонатитовую брекчию только из толщи содержащих уголь пород, прорванных при взрыве.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТИТОВ

## Интрузивные карбонатиты и карбонатитовые брекчии

Химический состав карбонатитов охарактеризован 80 химическими анализами (8—интрузивных карбонатитов и 72—карбонатитовых брекчий) (табл. 30 и 31), из которых 21 выполнен в химической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР по материалам автора, остальные заимствованы из фондовой литературы. При подготовке материала на химический анализ из интрузивных карбонатитов и карбонатитовых брекчий под биноклем были тщательно отобраны все видимые обломки осадочных и кристаллических пород. Химическому анализу подвергался лишь карбонатит брекчий. Однако не исключено, что какая-то часть мельчайших обломков ксенолитов осадочных пород и отдельных минералов фенитизированных кристаллических пород (как уже отмечалось ранее, степень раздробленности последних весьма высокая) попала в подготавливаемый материал и, по всей вероятности, могла оказать влияние на присутствие  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . В общем считается, что влияние это весьма незначительное и не может сказаться существенно на результатах анализа. В химических анализах, заимствованных из фондовой литературы, в ряде случаев отсутствует раздельное определение  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ; в этом случае они суммировались в потерях при прокаливании (ппп).

Для анализа составов карбонатитов по отдельным площадям развития трубок карбонатитовых брекчий приводятся пределы колебания содержания отдельных окислов, а также вычислены средние составы по ним. Вычислен средний состав карбонатитов брекчий в целом для всего района. Рассмотрение таблиц химических составов карбонатитов и вариационных диаграмм, отражающих частоту встречаемости и пределы колебаний содержания отдельных окислов (рис. 29, 30), показывает, что составы описанных нами образований хорошо укладываются в пределы колебаний содержания окислов для карбонатитов Альне (Швеция), Фен (Норвегия) и Восточной Африки, генетически связанных с массивами щелочно-ультраосновных пород (Рессога, 1956). Средний химический состав наших карбонатитов также хорошо сопоставим со средним химическим составом карбонатитов, вычисленным Д. Ф. Голдом (Gold, 1963).

Обе описанные разности карбонатитов характеризуются сходными петрохимическими признаками, главнейшими из которых являются следующие: пересыщение  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$  и недосыщенность  $\text{SiO}_2$ . Содержание щелочей и глинозема в том и другом случае лежит в близких пределах. Основным минералом-концентратом  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в карбонатитах является флогопит и содержание их зависит от того или иного содержания этого минерала.

Колебания в содержании  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  в том и другом случае, вероятно, обусловлены некоторыми особенностями их минерального состава. Так, колебания в содержании  $\text{MgO}$  в карбонатитах брекчий обусловлены присутствием в тех или иных количествах доломита; в интрузивных карбонатитах — серпентина.

Доломит в карбонатитах брекчий наряду с кальцитом является одним из основных минералов. И если сопоставить поведение  $\text{MgO}$  с содержанием этого минерала, то действительно, увеличению количества доломита в карбонатитах соответствует увеличение  $\text{MgO}$  и  $\text{MnO}$  (аномалии 48н, 40/1—Прима, 58/1н, 67н). Для того, чтобы судить о количественном соотношении кальцита и доломита в карбонатитах

## Химический состав интрузивных

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	10,54	14,43	10,40	6,55	8,96	16,80
TiO <sub>2</sub>	1,55	4,36	3,80	2,89	0,31	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	5,70	3,64	2,76	Нет	0,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет	0,10	0,06	0,03	0,23	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	25,58	10,70	2,00	4,75	8,60
FeO	2,66	0,37	0,36	2,01	0,75	2,00
MnO	0,09	0,39	0,38	0,15	0,13	0,13
NiO	Нет	0,08	0,08	0,04	0,13	0,10
MgO	6,23	5,99	5,90	7,40	10,65	16,01
CaO	39,10	20,65	33,82	37,15	36,40	24,96
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,08	0,04	0,24	0,89	0,40
K <sub>2</sub> O	1,19	0,61	0,15	1,12	0,15	нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,04	1,40	0,87	0,62	2,45	3,85
SO <sub>3</sub>	Следы	0,05	0,21	0,14	0,16	0,14
CO <sub>2</sub>	29,40	14,09	24,43	33,68	30,90	20,40
CoO	—	0,0094	0,008	0,01	—	—
H <sub>2</sub> O+	—	5,63	5,46	3,12	3,70	5,45
SrO	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—
F	—	0,34	0,19	0,20	—	—
Сумма...	100,45	99,86	100,50	100,11	100,56	100,32
F <sub>2</sub> =O	—	0,14	0,08	0,08	—	—
Сумма...	—	99,72	100,42	100,03	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	2,30	0,94	0,40	0,07	0,65

Примечание: 1. «Укукит» обр. 3098—М. А. Крутойрский и др. (1959); 3. «Ночная» обр. КН-136; 4. «Куранах» обр. ЛКУ-168—Аналитик З. Ф. Парина; 8. «R-51»—В. Н. Рыбченков; 9. Дайка кальцитового карбоната (Д-54)—А. Г. Жабин сваль (Южная Африка) (Daly, 1925); 12—13. Карбонатные жилки в кимберлитовых натитов по Д. Ф. Голду (Gold, 1963).

## карбонатитов (вес %)

7	8	9	10	11	12	13	14
15,28	16,86	0,73	7,01	7,29	11,00	11,12	11,99
1,18	2,47	0,12	1,53	0,86	1,60	1,20	0,79
3,06	4,42	0,21	0,99	1,04	3,05	7,25	3,52
0,09	0,02	He обн.	—	—	—	0,31	—
5,18	3,73	1,12	8,06	2,23	2,80	5,05	3,09
1,04	3,10	0,74	3,84	1,58	1,44	1,58	3,74
0,09	0,11	0,21	0,68	0,35	0,14	0,25	0,60
0,07	0,065	—	—	—	—	—	—
12,85	15,55	4,41	24,82	3,74	6,98	6,84	5,59
30,98	19,18	47,78	24,76	45,71	40,74	37,94	34,80
0,80	—	0,13	0,39	He опр.	0,34	Сл.	0,42
0,39	2,76	0,31	0,43	He опр.	1,24	0,24	1,48
2,71	0,18	2,63	1,22	0,67	1,95	0,39	2,04
0,14	5,13	3,87	—	(s)0,20	(s)0,11	(s)0,27	(s)0,61
22,73	14,80	35,43	16,93	34,88	26,95	26,62	28,47
—	—	—	—	—	—	—	—
3,13	11,50	1,00	9,61	0,54	1,53	1,12	1,38
—	—	0,18	—	—	—	—	0,40
—	—	0,34	—	—	—	—	0,26
—	—	0,44	—	—	Cl=0,48	—	0,87
99,72	99,87	100,65	100,27	99,09	100,35	100,18	100,05
—	—	0,25	—	—	Cl=O <sub>2</sub> 0,26	—	0,36
—	—	100,40	—	—	100,09	—	99,69
1,22	1,40	1,24	0,16	1,24	He обн.	0,56	—

2. «Ночная» обр. КН-133—Железненный карбонатит, аналитик Е. Т. Игнатъева; 5. «Снежинка», 6. «Бортовая», 7. «Водораздельная» — Козлов И. Т.; (1967а); 10—11. Карбонатные дайки в кимберлитах тр. «Премьер Майн» — Трантр. «Ягерсфонтейн» — (Южная Африка) (Williams, 1932); 14. Средний состав карбо-

Таблица 31

## Химический состав карбона

Окислы	58-1-69 Ан. 58/1Н	58-2-68 Ан. 58/2Н	45-55 Ан. 45Н	Ол-41 Ан. Олимпий- ская	55-73 Ан. 55Н	53-75 Ан. 53Н
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	8,38	10,64	9,44	10,35	16,56	14,15
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,99	0,40	0,22	0,15	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	1,73	1,86	2,45	3,40	2,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	17,09	3,76	5,10	2,88	2,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,004	0,005	He обн.	0,002	0,001	He обн.
FeO	18,31	1,57	3,91	2,71	3,25	3,06
MnO	0,63	0,28	0,47	0,49	0,86	0,40
NiO	0,02	0,04	0,02	He обн.	He обн.	He обн.
CaO	22,10	24,34	31,78	36,11	24,96	26,42
CoO	0,005	0,005	He обн.	0,002	0,005	0,002
MgO	7,30	9,91	9,41	7,16	11,92	13,36
K <sub>2</sub> O	0,70	0,76	0,98	0,69	1,89	1,59
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,39	0,55	0,50	0,93	0,62
CO <sub>2</sub>	32,33	27,92	32,64	32,11	30,47	31,98

## титовых брекчий (вес. %)

32 <sup>a</sup> -50 Ан. 32 <sup>a</sup> /1Н	29н-42 Ан. 29Н	40-23 Ан. 40Н	44-52 Ан. 44Н	48-62 Ан. 48,2Н	49-12 Ан. 49,1	67-71 Ан. 67Н.	70-70 Ан. 70Н
7	8	9	10	11	12	13	14
9,27	15,77	11,34	19,18	13,28	12,27	16,26	10,55
0,21	0,25	0,18	0,44	0,35	0,29	0,18	0,19
2,55	4,13	4,70	4,62	2,95	2,53	5,00	2,82
5,39	3,86	15,09	4,21	4,25	2,16	2,46	2,67
0,001	He обн.	He обн.	He обн.	0,0005	He обн.	He обн.	He обн.
1,63	4,92	3,65	5,01	4,18	4,63	8,16	4,67
0,88	0,82	0,74	0,70	0,91	0,67	0,81	0,64
He обн.	0,017	0,02	0,012	0,012	0,009	0,02	0,004
32,94	23,32	22,86	22,91	27,41	27,94	20,45	28,69
0,002	0,0005	0,005	0,008	0,001	0,001	0,003	0,001
9,99	10,71	8,54	9,05	9,40	10,80	11,02	10,33
0,82	1,64	4,05	1,31	1,55	2,02	4,44	1,56
0,20	1,26	0,58	0,70	0,85	0,21	1,82	0,39
33,24	27,50	26,08	28,05	30,80	33,00	26,76	34,65

	1	2	3	4	5	6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,36	1,78	1,42	1,47	2,05
S	0,03	0,035	He обн.	0,16	0,45	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,69	4,39	1,84	0,34	0,79	0,06
F	0,20	0,17	0,39	0,35	0,50	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50	1,55	0,60	0,66	0,72	0,24
С у м м а...	99,48	100,62	99,23	100,16	100,48	99,65
F <sub>2</sub> =O	0,08	0,07	0,16	0,15	0,21	0,17
С у м м а...	99,40	100,55	99,07	100,01	100,27	99,48

H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — в сумму не входит. Анализы 1—3—аналитик Цабул Л. Н., 4—7—СССР).

Оксиды	Мх-500 Тр. «Номохтоох»	41-544 Ан. 41н	52-550 Ан. 52н	49-639 Ан. 49-1	32-ИН 5033	Тр. «Олимпийская» 29-5004
	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	15,17	15,40	9,76	4,32	7,82	10,44
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,42	1,96	0,05	Сл.	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,40	4,25	2,13	2,74	2,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,27	3,68	5,22	6,46	5,09	4,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	0,02	0,02	He обн.	0,09	0,005
FeO	3,79	4,13	8,34	5,41	2,93	3,18
MnO	0,40	0,23	0,04	1,19	0,60	0,34
NiO	0,01	0,01	0,01	0,02	Сл.	Сл.
CoO	He обн.	Сл.	0,002	Сл.	—	—
CaO	25,90	29,52	32,09	32,16	27,77	35,89
MgO	11,73	7,38	5,81	9,97	14,78	7,50
K <sub>2</sub> O	1,90	1,44	1,21	0,66	0,77	0,65
Na <sub>2</sub> O	1,04	0,26	0,16	0,32	0,18	0,48
CO <sub>2</sub>	31,40	31,57	26,24	31,35	26,84	32,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,66	0,36	1,27	2,56	1,66	1,32
S	0,29	0,21	0,25	0,43	Сл.	0,26
F	0,45	0,26	0,25	0,62	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,12	0,80	0,60	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,45	2,83	2,99	2,17	0,57	0,80
ппп					6,63	Нет
С у м м а...	100,29	100,12	99,87	99,82	99,47	99,915
F <sub>2</sub> =O	0,17	0,11	0,10	0,26		
С у м м а...	100,12	100,01	99,77	99,56		

15—18—аналитик З. Ф. Парина (ИГ ЯФ СО АН СССР), Ковальский,  
19—28—аналитики Н. В. Дворяк, В. А. Петрова—Амакинская экспедиция

Оксиды	Тр. «Джо-Южная» 47-2Н-735-1	65-ИН 5103	40-2Н-5125	47-Н Тр. «Динамо»	43-Н-5112	57-Н-5020
	29	30	31	32	33	34
SiO <sub>2</sub>	10,28	15,74	11,82	16,64	12,98	13,38
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	сл.	0,40	0,54	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	3,66	3,09	3,22	4,05	4,95

74

7	8	9	10	11	12	13	14
1,86	3,20	1,74	1,62	1,93	1,24	1,53	1,59
0,03	0,52	—	0,36	0,47	0,49	—	0,36
0,66	2,02	0,30	1,74	1,38	1,36	0,60	1,20
0,40	0,36	0,12	0,07	0,18	0,12	0,20	0,10
0,74	0,55	1,60	0,95	0,15	0,60	1,25	0,10
00,07	100,30	99,99	99,99	99,90	99,74	99,71	100,42
0,17	0,15	0,05	0,03	0,07	0,05	0,07	0,04
99,90	100,15	99,94	99,96	99,83	99,69	99,64	100,38

аналитик Слепцова М. А., 8—14—аналитик Попова О. В. (ИГ. ЯФ СО АН

Продолжение табл. 31

32-ИН-5031	56Н 5007	Тр. «Токио» 29Н-5011	Тр. «Прима» 49-1-742	Тр. «Прима» 49-1	48-5300	Тр. «Иркутская» 32-ИН	45Н-5110
21	22	23	24	25	26	27	28
13,72	7,98	14,20	14,08	5,68	9,64	10,94	10,28
0,05	—	Сл.	Сл.	0,01	Сл.	0,02	0,02
3,20	2,67	6,00	2,98	2,35	3,58	2,63	3,06
6,70	2,45	5,81	2,64	7,14	8,65	4,26	3,91
0,01	—	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01
0,76	2,01	6,39	4,83	3,63	0,64	1,00	3,50
0,62	0,53	0,93	0,59	0,87	0,56	0,30	0,48
Нет	He обн.	He обн.	He обн.	Нет	Нет	Нет	Нет
—	—	—	—	—	—	—	—
29,47	32,77	20,99	26,21	33,11	33,55	31,33	31,68
10,30	10,94	11,77	9,28	9,22	7,55	10,99	10,32
0,98	0,63	2,08	1,23	0,62	0,82	1,00	1,12
1,14	0,50	1,15	0,73	0,39	0,34	0,81	0,71
30,10	35,0	He опр.	32,34	29,70	28,60	33,22	31,24
1,33	1,40	3,40	1,70	3,20	2,64	2,48	1,34
0,10	0,02	0,52	0,20	0,44	0,09	0,28	0,03
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,65	0,73	0,50	0,40	1,35	2,29	0,47	1,04
1,35	1,93	25,58	2,20	1,67	0,35	Нет	0,72
100,48	99,56	99,33	99,42	99,41	99,32	99,74	99,46

Никишов, Егоров (1969).  
(Е. Д. Черный, Н. В. Любимов и др.).

Продолжение табл. 31

34-Н-5098	49-Н-2	41Н	Тр. «Приустевая»	Тр. «Билибина» 3023-1	Тр. «Стелла» 3028-4	Тр. «Курчатова» 3024-2	Тр. «Архангельская»
35	36	37	38	39	40	41	42
19,22	15,44	13,96	7,00	9,90	9,10	13,06	20,96
0,48	Сл.	0,47	0,88	0,16	0,30	Сл.	0,47
9,67	6,37	3,92	1,64	1,60	1,60	1,65	5,90

75

	29	30	31	32	33	34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,29	4,96	4,94	10,82	15,82	16,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,04	Сл.	Сл.	Сл.
FeO	2,70	5,41	3,78	2,21	1,13	1,81
MnO	0,28	0,76	0,54	0,26	0,64	0,32
NiO	Нет	Нет	Нет	0,10	Не обн.	Не обн.
CoO	—	—	—	—	—	—
CaO	30,64	20,57	26,98	22,20	28,15	21,87
MgO	11,99	12,61	12,09	10,63	5,94	8,95
K <sub>2</sub> O	0,95	1,70	1,56	1,90	0,86	0,36
Na <sub>2</sub> O	0,49	1,31	0,45	0,50	0,39	0,46
CO <sub>2</sub>	26,95	23,76	30,80	25,08	21,01	19,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,20	1,43	1,77	1,03	3,77	3,86
S	0,02	0,24	0,03	0,10	0,03	0,05
F	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	1,08	1,64	0,84	1,44	1,97	3,09
ппп	2,33	5,38	0,78	2,40	2,18	3,45
С у м м а...	100,04	99,22	99,51	98,93	99,46	99,40

29—42— аналитики Петрова В. А., Дворяк Н. В.— Амакинская экспедиция

	35	36	37	38	39	40	41	42
	36,67	14,54	1,75	3,72	2,13	1,34	5,10	7,92
	0,12	Сл.	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
Не обн.	Нет	Нет	3,63	1,44	2,42	5,70	2,21	0,93
	3,04	2,22	0,20	0,11	0,35	0,28	0,30	0,08
Не обн.	Нет	Нет	Нет	0,02	Нет	Нет	Нет	Нет
	—	—	—	—	—	—	—	—
	4,38	25,10	32,55	38,30	33,36	34,09	28,00	19,25
	2,39	8,24	9,12	8,62	11,20	8,65	12,70	11,62
	1,29	0,97	1,45	0,65	1,18	0,54	Нет	3,80
	0,18	0,25	0,73	0,20	0,34	0,31	0,28	0,46
	—	20,00	28,60	32,34	30,05	33,00	24,68	22,88
	6,28	3,15	0,46	0,10	1,15	2,00	1,63	0,76
	Сл.	0,03	0,31	0,18	0,94	0,21	0,16	0,03
	—	—	—	—	—	—	—	—
	5,48	3,04	0,64	0,81	0,71	1,67	3,28	1,69
	—	—	—	—	—	—	—	—
	7,92	1,26	3,10	3,48	6,36	1,19	4,44	2,85
	97,12	100,61	100,91	99,52	101,86	99,99	97,50	99,62

(Е. Д. Черный, Н. В. Любимов и др.).

Окислы	Тр. «Нестерова» 3031	Тр. «Комета» 67-Н-2058	Тр. «Стелла» 3027	2065-2 52-64	2034-4 53-64	2035-1 53-64
	43	44	45	46	47	48
SiO <sub>2</sub>	10,74	16,04	8,62	23,80	7,96	10,88
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,36	Сл.	0,20	0,77	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,60	4,14	2,49	4,33	2,78	3,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	3,64	3,92	7,03	13,98	1,93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,03	Сл.	0,02	0,02	0,01
FeO	0,36	17,50	1,49	3,50	12,73	4,58
MnO	0,32	0,39	0,53	0,55	0,62	0,30
NiO	Нет	Нет	Нет	0,001	0,001	0,001
CaO	25,24	16,34	34,28	20,83	17,89	29,74
MgO	17,40	10,10	10,21	11,15	7,91	9,48
K <sub>2</sub> O	1,39	2,08	0,82	2,08	0,28	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,06	0,46	1,21	0,33	0,38
CO <sub>2</sub>	33,44	27,50	32,78	18,26	13,50	28,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,69	0,69	2,62	1,16	1,20	1,80
S	0,02	0,05	Сл.	0,16	0,17	0,34
H <sub>2</sub> O	1,47	0,47	0,92	1,58	2,14	1,28
ппп	0,07	0,11	0,24	3,56	16,98	4,42
С у м м а...	99,09	99,50	99,38	99,421	99,261	99,341

45—57— аналитики Петрова В. А., Дворяк Н. В.— Амакинская экспедиция

Продолжение табл. 31

2037-4 53-64	2043-3 54-64	2041-5 55-64	2046-1 56-64	2052-1 67-64	2058-3 67-64	2060-3 81-69	2061-3 82-64	2064-3 82-64
49	50	51	52	53	54	55	56	57
11,66	8,24	8,46	7,64	23,68	17,88	10,24	7,04	8,74
0,32	0,50	1,71	—	Сл.	0,77	—	0,20	0,79
3,48	1,90	1,57	1,43	3,20	4,53	5,20	2,78	2,78
4,00	3,53	5,64	2,97	8,03	2,48	3,50	5,14	5,89
0,02	0,02	—	0,02	—	0,02	—	0,03	0,01
2,67	2,37	1,28	4,27	4,48	20,20	2,92	2,56	6,80
0,47	0,22	0,36	0,40	0,31	0,46	0,61	0,46	0,45
0,001	Сл.	—	—	—	0,003	—	—	Сл.
31,89	40,12	33,40	36,79	20,70	14,19	23,50	34,92	34,92
8,96	6,15	7,50	6,26	10,88	6,81	15,05	7,45	4,94
0,97	0,62	1,30	1,11	2,98	0,28	1,41	0,53	0,23
0,41	0,36	4,00	4,10	2,80	0,33	0,75	0,33	0,38
29,24	34,10	24,62	33,04	15,40	26,38	30,58	25,96	24,64
1,52	0,74	0,77	0,48	1,24	0,66	1,18	1,24	2,66
0,13	0,07	0,12	0,02	0,17	0,45	0,03	0,03	0,15
1,05	0,71	0,51	0,52	0,21	0,20	1,26	1,09	1,45
2,67	1,09	9,23	1,68	3,72	3,64	3,06	9,63	4,59
99,461	100,74	100,47	100,73	97,80	99,283	99,29	99,39	99,42

(А. О. Ефимов, Н. В. Любимов и Е. Д. Черный).

Оксиды	44-65-1	44-65-2	57-65-1	57-65-2	58-65-1	58-65-2
	58	59	60	61	62	63
SiO <sub>2</sub>	19,34	19,44	13,28	9,12	20,48	20,36
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,40	0,02	0,34	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	2,97	6,24	1,62	2,35	4,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	1,67	2,44	4,74	6,18	2,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	He обн.	Сл.	0,022	0,05
FeO	3,54	3,82	2,93	3,34	2,77	2,64
MnO	0,35	0,45	0,26	0,20	0,12	0,15
NiO	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
CaO	22,54	24,07	24,97	28,48	27,70	26,59
MgO	14,13	13,51	14,67	14,79	8,77	10,10
K <sub>2</sub> O	0,63	1,58	0,50	0,65	0,20	1,11
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,30	0,38	0,32	0,63	0,20
CO <sub>2</sub>	24,64	25,30	26,80	30,80	23,30	25,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,06	1,29	Сл.	1,76	He обн.	0,83
SO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
S общ.	0,42	0,14	0,38	0,20	0,47	0,08
H <sub>2</sub> O	0,81	0,91	0,45	0,59	0,52	0,91
ппп	3,79	3,29	5,65	3,19	5,23	2,87
С у м а...	99,22	98,78	99,35	99,82	99,08	99,03

58—72—аналитики Петрова В. А., Дворяк Н. В.—Амакинская экспедиция,

2-1 50-65	3-2 50-65	10-1 46-65	15-3 47-65	17-1 48-65	17-2 48-65	22а-3 48-65	24-1 49-65	23-1 39-508
64	65	66	67	68	69	70	71	72
18,42	12,54	19,34	18,90	19,38	4,66	26,24	22,30	4,54
0,45	0,65	0,30	0,56	0,54	0,23	0,64	0,18	0,14
2,66	2,40	2,79	4,59	4,61	1,26	5,75	3,93	1,52
4,02	2,32	4,67	3,75	2,80	7,05	3,27	4,43	3,69
0,05	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—	—
3,40	2,96	3,47	He обн.	3,63	5,03	4,78	3,66	0,65
0,04	Сл.	0,10	0,11	0,55	0,25	0,59	0,19	0,37
0,12	0,02	Сл.	—	—	—	—	—	—
28,24	23,83	24,05	19,39	28,02	38,19	21,59	19,43	30,16
12,87	17,67	14,51	7,88	7,18	4,85	7,07	13,32	16,34
0,65	1,33	0,65	1,50	1,20	0,74	1,90	1,19	1,50
0,31	0,39	0,34	0,32	1,09	0,56	1,14	0,68	0,32
24,64	34,10	23,76	—	—	—	—	—	—
0,59	0,16	0,92	2,71	1,34	5,08	0,81	0,96	1,27
He обн.	He обн.	He обн.	2,31	0,46	1,90	0,21	0,26	Сл.
0,15	0,20	0,19	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
2,22	0,94	3,73	2,92	0,33	0,10	0,86	1,88	0,60
1,56	0,78	1,25	33,42	27,22	27,06	23,12	25,44	39,44
100,99	100,29	100,07	98,36	97,35	96,96	97,27	97,85	100,54

М. Н. Васильева, А. О. Ефимов, А. И. Кручек, М. М. Рябоконт.

Оксиды	Пределы колебания содержания отдельных окислов и средние химические составы карбонатитовых брекчий Якутии				
	Участок «Номохтоох»		Участок «Тундровый»		Участок «Орто-Ырыгах»
	пределы колебания	среднее из 38 анализов	пределы колебания	среднее из 7 анализов	пределы колебания
	—	73	—	74	—
SiO <sub>2</sub>	4,32—19,22	12,19	8,62—20,96	12,63	7,04—23,80
TiO <sub>2</sub>	0,01—0,99	0,29	0,03—0,47	0,19	0,03—1,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03—9,67	3,37	1,60—5,90	2,99	1,26—6,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16—17,09	6,90	2,13—7,92	4,01	1,93—36,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,001—0,12	0,021	0,01—0,06	0,02	0,01—0,05
FeO	0,64—18,31	3,74	0,36—17,50	4,37	0,65—12,73
MnO	0,04—3,04	0,59	0,08—0,53	0,32	0,04—0,61
NiO	0,01—0,10	0,022	—	—	0,001—0,12
CaO	4,38—36,11	27,51	16,34—34,28	27,22	14,19—40,12
MgO	2,39—13,36	9,66	8,65—17,40	11,70	4,85—16,34
K <sub>2</sub> O	0,63—4,05	1,33	0,54—3,80	1,40	0,20—2,98
Na <sub>2</sub> O	0,16—1,82	0,59	0,06—0,46	0,30	0,25—2,80
CO <sub>2</sub>	19,80—33,21	27,79	22,88—33,44	29,19	13,50—34,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10—6,28	1,88	0,69—2,62	1,36	0,16—5,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,06—5,48	1,51	0,47—3,28	1,46	0,20—2,92
S	0,02—0,52	0,19	0,02—0,94	0,23	0,02—0,45
F	0,07—0,62	0,28	—	—	—
SO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,21—2,31
SrO	—	—	—	—	—
BO	—	—	—	—	—
ппп	0,78—25,58	1,91	0,07—4,44	2,18	1,09—39,44
Сумма	—	99,773	—	99,57	—

среднее из 27 анализов	Средний состав из 72 анализов	Альпе (Швеция), 49 анализов (Ресога, 1956)	Восточная Африка, 21 анализ (Ресога, 1956)	Фен (Швеция), 10 анализов (Ресога, 1956)	Средний хим. состав карб. по Голду (к 100%) (Gold, 1963)
	75	76	77	78	79
14,61	13,14	0,1—49,6	0,3—17,2	0,73—35,86	11,99
0,40	0,32	Сл.—4,5	0,2—0,4	0,12—2,51	0,79
3,34	3,32	0,2—18,2	0,18—3,7	0,60—6,57	3,52
4,48	5,71	0,1—8,0	0,12—9,4	0,53—7,26	3,09
0,02	0,02	—	—	—	—
4,25	4,00	0,1—10,5	0,23—8,9	0,67—9,14	3,74
0,31	0,47	—	—	—	0,60
0,021	0,02	—	—	—	—
26,89	27,25	4,0—55,4	24,1—54,5	25,35—50,47	34,80
10,37	10,12	0,1—15,3	0,8—18,8	1,62—10,59	5,59
1,04	1,23	0,03—12,8	0,02—1,2	0,17—3,62	1,48
0,84	0,65	0,03—2,3	0,01—0,9	0,01—2,21	0,42
20,08	25,03	3,1—43,1	24,20—43,70	6,99—42,88	28,47
1,24	1,59	0,6—4,8	0,13—5,5	0,95—6,92	2,04
1,10	1,35	0,1—2,3	0,2—1,5	0,04—0,37	1,38
0,15	0,18	0,01—20,3	0,16—0,44	0,07—0,67	0,61
—	0,28	0,06—2,4	0,02—0,3	0,08—0,56	0,87
1,02	1,02	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,40
—	—	—	—	—	0,26
9,91	4,94	—	—	—	—
100,071	100,64	—	—	—	100,05

брекчий, содержание последних было рассчитано из химических составов их. При этом учитывалось, что часть  $\text{CaO}$  связывается в апатите. Как показывают результаты расчетов (табл. 32), в составе карбонатитов брекчий отмечается значительное преобладание кальцита при подчиненном количестве доломита. Это позволяет нам отнести их по составу к кальцит-доломитовому типу карбонатитов. Колебание в содержании  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в карбонатитах связывается с присутствием магнетита и в особенности с продуктами его изменения. В некоторых телах карбонатитов наблюдается повышенное содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$ , однако тенденция увеличения его в карбонатитовых брекчиях объясняется более высоким содержанием в них апатита. Повышенная концентрация  $\text{TiO}_2$  в интрузивных карбонатитах объясняется присутствием перовскита. В карбонатитах брекчий содержание  $\text{TiO}_2$  невелико (0,04—1,71%) и связано частично с присутствием ильменита;  $\text{TiO}_2$  в некоторой степени входит также в состав магнетитов.

Приведенные химические анализы свидетельствуют, что интрузивные карбонатиты, карбонатные дайки, связанные с жимберлитами трубок «Премьер» и «Ягерфонтейн» (Южная Африка), карбонатитовые

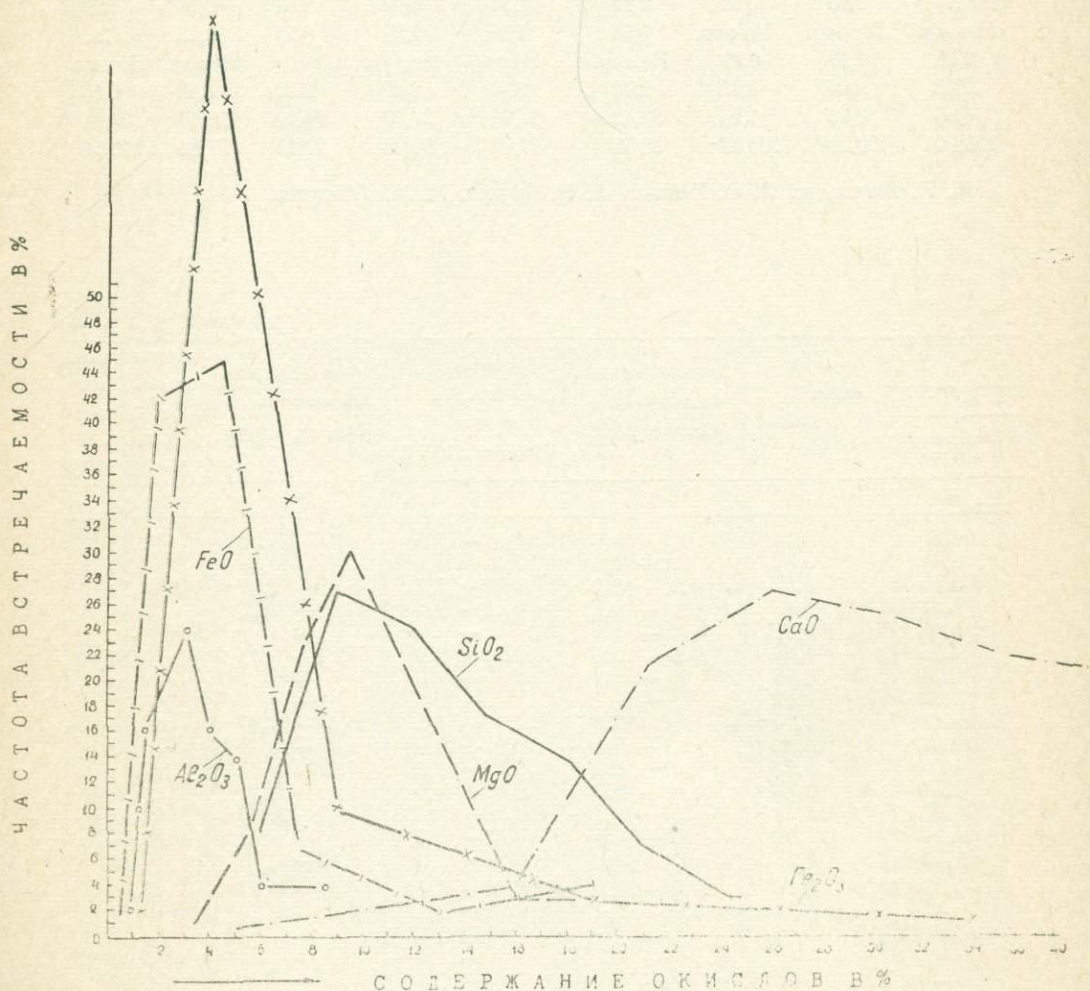


Рис. 29. Вариационные кривые содержания отдельных окислов в карбонатитовых брекчиях.

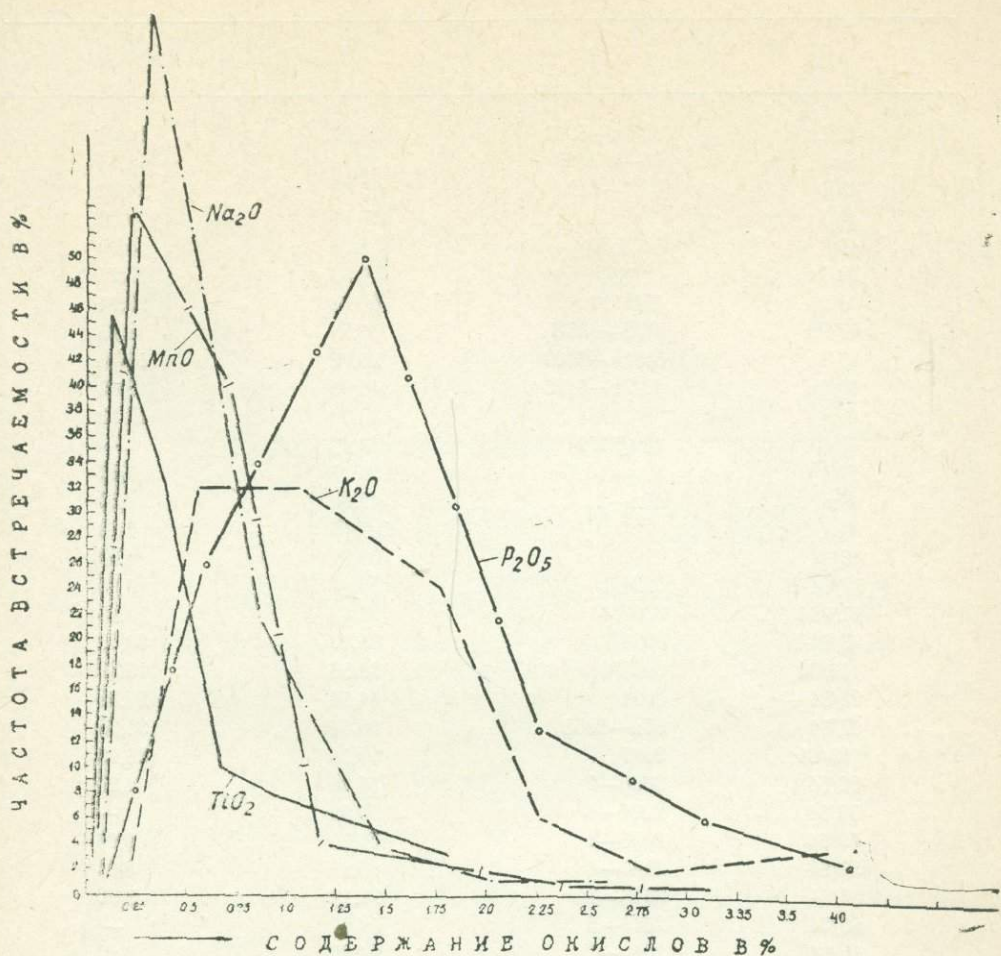


Рис. 30. Вариационные кривые содержания отдельных окислов в карбонатитовых брекчиях.

Таблица 32

Результаты расчетов соотношения кальцита и доломита  
в карбонатах брекчий

Аномалии, трубки	Номер пробы	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>
1	2	3	4
58/1н	58—1—69	39,10	24,08
58/2н	58—2—68	43,09	17,32
45н	45—55	55,48	16,14
29/63	Ол—41	63,45	8,06
55н	55—73	43,46	21,77
53н	53—75	46,07	21,98
32/1н	32—50	57,54	15,19
49/1	49—539	55,66	13,15
41н	41—544	52,37	16,75
53/63	Нх—500	45,05	22,20
32/1н	32/1н—5033	48,42	10,59
29н	29/5004	63,19	9,16

1	2	3	4
32/1H	32/1H—5031	51,77	14,00
56H	56—H/5007	57,52	18,55
49/1	49/1—742	45,66	24,82
49/1		56,81	9,00
48H	48/5300	58,05	5,90
32/1H		54,93	17,27
45H	45/5110	66,08	22,14
47/2H	47/2—735/1	53,89	6,25
65/1H	65/1H—5103	35,72	15,46
40/2H	40/2H—5125	46,98	19,40
47H		39,00	15,13
43H	43H/5112	47,66	—
57H	57H—5020	36,37	7,30
49H	49H—2	42,50	2,50
41H		57,75	6,10
43/64		68,25	4,39
27/64-II	3023/1	58,81	7,95
113/64	3028/4	59,49	13,05
27/64-I	3024/2	45,00	13,58
111/64	3026/4	33,80	15,33
28/64	3031	44,54	27,39
67/64	67H—2058	28,64	31,30
113/64	3027	50,73	20,98
52/64	2065—2	36,38	4,36
53/64	2034—4	30,99	—
53/64	2035—1	51,79	9,96
53/64	2037—4	55,89	8,84
54/64	2043—3	71,12	5,30
55/64	2041—5	57,67	—
56/64	2046—1	64,59	8,80
67/64	2052—1	35,65	—
67/64	2058—3	24,89	35,29
81/64	2060—3	41,15	23,48
81/64	2061—1	60,43	—
82/64	2064—3	58,51	—
44/65	44/65—1	39,39	14,04
44/65	44/65—2	42,17	12,15
57/65	57/65—1	44,62	13,75
57/65	57/65—2	49,68	13,05
58/65	58/65—1	49,60	2,80
58/65	58/65—2	46,94	7,43
50/65	2/1	50,04	5,04
50/65	3/2	42,38	29,55
46/65	10/1	42,40	9,71
46/65	13/1	31,65	28,34
45/65	13/2	42,99	21,85
47/65	15/3	32,74	26,90
47/65	16/3	49,05	21,43
48/65	17/1	49,12	10,72
48/65	17/2	63,25	—
48/65	22a/3	37,94	12,27
49/65	24/1	35,53	16,96
39/65	28/1	62,96	30,84

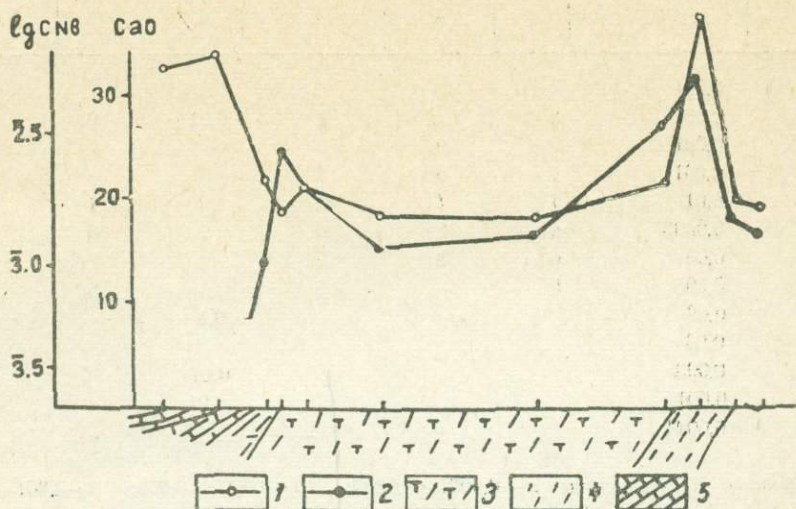


Рис. 31. Изменение содержания ниобия и кальция в интрузивном карбонате и кимберлитовой брекчии (трубка «Водораздельная», Кудрявцев, 1964).  
1—CaO; 2—Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 3—кимберлитовая брекчия; 4—интрузивный карбонатит; 5—известняк.

Таблица 33  
Спектральные анализы интрузивных карбонатитов

Элементы	Чувствительн. %	ЛКу	152	Уд-211	4	КН-136	СН-1
1	2	3	4	5	6	7	8
Be	0,0001	Сл.					Сл.
Sc	0,0003	10				10	Сл.
F	0,1					Сл.	Сл.
Sb	0,03						
Au	0,001						
Mn	0,003	6	7	6		5	6
Pb	0,001				0,01		8
Sn	0,001	8					
Mg	0,001	2	4	2		3	2
Si	0,001	3	3	3		2	2
Ga	0,01	9	Сл.		0,01		
W	0,001						
Fe	0,003	3	4	2		3	4
Ge	0,001						
In	0,001						
Bi	0,001						
Al	0,0003	4	3	3		4	6
Mo	0,0003						
V	0,001	7		7	0,01	8	9
Ti	0,0001	4	5	5		4	5
Cu	0,003	8	8	7		9	10
Cd	0,0001						
Ag	0,03						
Na	0,01	5	6	7			Сл.

1	2	3	4	5	6	7	8
Zn	0,001						
Co	0,001	8	Сл.	8	0,01	9	8
Ni	0,001	7	9	6		7	7
Zr	0,001	7	9	9		8	9
Ca	0,01	1	1	1		1	1
Sr	0,0003	4	6	6		6	6
Cr	0,03	6	8	5		7	6
Ba	0,003	5		5		5	Сл.
Nb	0,03				0,1		
Ta	0,03						
La	0,003				0,01	7	8
Y	0,001				0,01		
Yb	0,0001						

Условные обозначения: а—0,0001—0,0003; 10—0,0003—0,001; 9—0,001—0,003; 8—0,003—0,01; 7—0,01—0,03; 6—0,03—0,1; 5—0,1—0,3; 4—0,3—1; 3—1—3; 2—3—10; 1—>10%. Чувствительность и условные обозначения приведены для 1, 2, 3, 5, 6 анализов.

Обр. ЛКу—«Куранах» карбонатит. Обр. 152—«Куранах» известняк в 90 см от контакта. Обр. УД-211—«Кутугуна-1» карбонатит. 1, 2, 3, 5, 6, 7—аналитик Сукнева Л. С. — Карбонатит из тела «Водораздельная». КН—136—«Ночная». СН—1—«Снежинка».

Таблица 34

Спектральные анализы карбонатитовых брекчий

Элементы	Чувствительность, %	Аномалии											
		48н	58/2н	58/1н	70н	44н	45н	67н	40н	29н	53н	29н	32/1н
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Be	0,0001	9	10	10	9	а	10	10	8	9	9	10	9
Sc	0,0003	8	0,0014	0,0018	9	9	9	9	9	8	8	9	10
P	0,1	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4
Mn	0,003	3	5	3	3	3	3	3	3	3	4	6	4
Pb	0,001	8	—	—	8	9	9	8	9	8	9	8	9
Sn	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	Сл.
Mg	0,001	2	2	2	2	2	2	3	2	2	1	4	3
Si	0,001	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
Ga	0,01	9	Сл.	Сл.	Сл.	9	Сл.	Сл.	9	9	9	Сл.	Сл.
Fe	0,003	2	2	1	3	3	2	3	2	2	3	3	2
Al	0,0003	3	4	4	4	3	3	4	3	2	3	3	3
Mo	0,0003	7	—	—	—	8	—	7	8	8	—	—	—
V	0,001	8	8	9	9	9	9	9	8	9	8	8	8
Ti	0,0001	5	5	5	6	6	6	7	6	5	5	5	5
Cu	0,003	а	10	10	10	а	а	а	10	а	9	Сл.	Сл.
Ag	0,03	а	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	а	а	а	Сл.	Сл.	Сл.
Na	0,01	3	4	4	4	4	4	4	4	3	3	4	5
Co	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—
Ni	0,001	Сл.	9	9	—	9	Сл.	—	Сл.	Сл.	—	Сл.	Сл.
Zr	0,001	8	9	9	8	8	8	9	9	7	6	8	7
Ca	0,01	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	0,0003	3	5	5	4	4	4	4	4	3	4	4	4
Cr	0,03	Сл.	9	9	Сл.	10	—	—	10	10	9	10	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Va	0,003	5	7	6	6	4	5	7	6	5	5	5	7
Yb	0,0001	10	Сл.	Сл.	а	а	а	а	10	10	10	а	а
Y	0,001	7	9	9	8	8	8	8	8	7	8	8	8
Ce	0,003	4	—	—	4	4	4	4	5	4	5	5	4
La	0,003	5	7	7	6	5	5	5	6	4	6	6	5
b	0,003	6	8	7	7	6	6	6	6	6	6	7	5

Условные обозначения: а—0,0001—0,0003; 10—0,0003—0,001; 9—0,001—0,003; 8—0,003—0,01; 7—0,01—0,03; 6—0,03—0,1; 5—0,1—0,3; 4—0,3—1; 3—1—3; 2—3—10; 1—>10 %.

Таблица 35

Содержание  $Nb_2O_5$  в интрузивных карбонатитах и карбонатитовых брекчиях

Название тел	Номер образца	$Nb_2O_5$ , %	Порода
Дайка Кураных	Лу—168—63	0,049	Интрузивный карбонатит
Дайка Кутугуна-1	УД—211	0,043	—»—
Аномалия 41н	41—543	0,058	Карбонатитовая брекчия
—»— 41/2н	41—28	0,053	—»—
38н	41—2—72	0,17	
40н	38—47	0,11	
44н	40—51	0,14	
45н	44—52	0,135	
48н	45—56	0,145	
49/1н	48—62	0,25	
—»—	49—11	0,215	
49н	49—527	0,15	
50н	49—36	0,095	
51н	50—38	0,12	
53н	51—8	0,17	
58н	53—75	0,135	
58/1н	58—34	0,125	
58/2н	58—1—69	0,046	
59н	58—2—68	0,04	
67н	59—35	0,048	
70н	67—71	0,20	
Трубка «Джо-Южная»	70—70	0,115	
«Номохтоох»	ДЖ—57	0,12	
«Олимпийская»	Нх—503	0,10	
	Ол—41	0,089	

Аналитик Т. Иванова (спектральная лаборатория ИГ Коми филиала АН СССР).

дайки, описанные А. Г. Жабиным (1968) в Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, близки по составу.

Спектральными анализами (табл. 33, 34, 35) в карбонатитовых брекчиях обнаруживается повышенное содержание Nb, Ta, TR, Y, Th, Sr и Ba, что является геохимической особенностью карбонатитов. Ин-

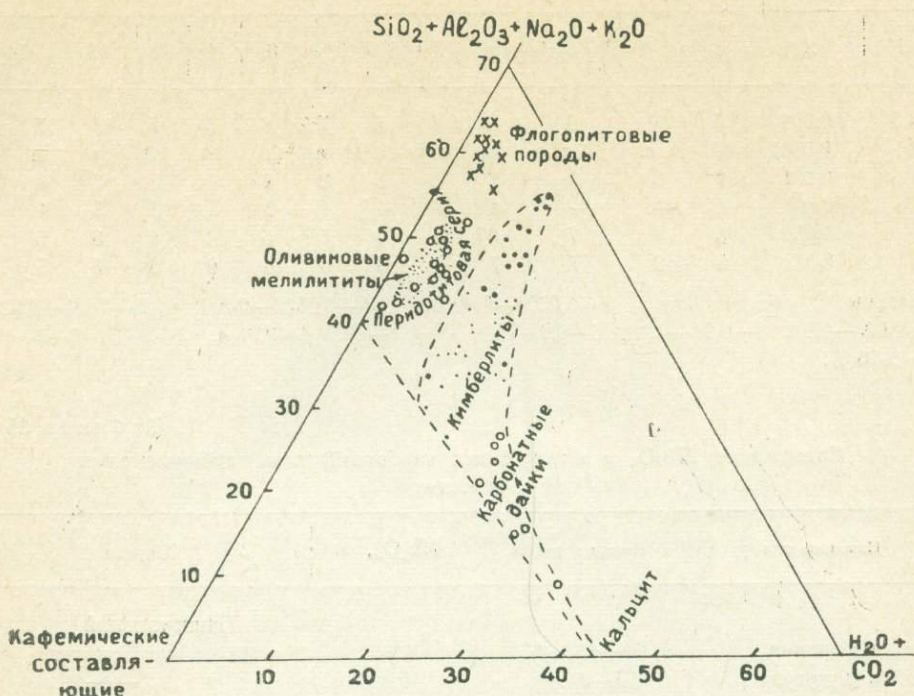


Рис. 32. Диаграмма компонентов по А. Холмсу (Holmes, 1937).

трузивные карбонатиты практически лишены редкометалльных элементов или они присутствуют в очень малых количествах. В то же время для них характерно повышенное по сравнению с брекчиями присутствие Cr, Ni, Ti, Co. В. А. Кудрявцев (1964), изучая изменение содержания ниобия и кальция по разрезу вкострости тела «Водораздельная», установил, что максимум содержания ниобия приходится на карбонатит (рис. 31) и на контактовую зону кимберлита, слагающего тело трубки «Водораздельная».

Изучение состава лантаноидов (табл. 36 и 37) указывает на преобладание в них цериевой группы над иттриевой. В общем сумма редких земель в описанных карбонатитах несколько меньше, чем в карбонатитах других регионов, но больше, чем в кимберлитовых породах. Причем среди описанных карбонатитов большая концентрация их наблюдается в карбонатитовых брекчиях.

Л. С. Бородин (1965) отмечает как геохимический признак, что в ранних (высокотемпературных) интрузивных и метасоматических карбонатитах концентрируется Nb, Ta, Zr, Ti, а в поздних (гидротермальных) — TR, Ba, Sr, Th и халькофильные элементы. В карбонатитовых брекчиях первые связаны с комплексом минералов — пироксеном, бадделейтом, цирконом и ильменитом. Поздние, за исключением Th, представленного торитом, не образуют самостоятельных минералов и изоморфно входят в составы других минералов — пироксена, бадделейта, доломита, кальцита. Это подтверждается результатами определения в последних содержаниях редких земель (табл. 38).

Для интерпретации химизма карбонатитов нами была использована диаграмма А. Холмса (Holmes, 1937): кафемические компоненты ( $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ) — щелочно-силикатные компоненты ( $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) — летучие компоненты ( $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ), предложен-

Таблица 36

## Содержание редкоземельных элементов и иттрия в интрузивных карбонатитах (TR+Y=100%)

№ образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb + Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в вес. % в поруде
ЛКУ-168	28,6	43,6	1,5	14,7	3,0		1,6		6,9	—	—	—	—	—	0,0171
УД-211	11,9	67,3	2,5	12,2	1,6		2,5	1,6	0,3	—	—	—	—	—	0,0088
Д-54	37,8	30,0	4,2	25,3	1,4	0,2	0,7	—	0,3	—	0,1	—	—	—	0,080
Д-49	17,4	48,7	6,5	20,9	3,3	0,2	1,4	—	1,2	—	0,2	—	—	—	0,087
ЗМ-23	25,0	40,3	1,5	13,1	7,5	—	0,4	8,6	3,2	—	—	—	—	—	0,0083
Ах—Б	6,5	62,6	7,0	16,0	0,9		0,5	6,3	0,2	—	—	—	—	—	0,0072

Обр. ЛКу-168— дайка «Куранах»; Обр. УД-211— дайка «Кутугуна—1»; ЗМ-23— кимберлитовая брекчия тр. «Мир»; Ах—Б— кимберлитовая брекчия тр. «Айхал», аналитик В. В. Гамянина (ИГ ЯФСО АН СССР); Д-54— кальцитовый карбонатит; Д-49— магнетит-содержащий кальцитовый карбонатит. Оба из карбонатитовых даек Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (Жабин, 1965).

Таблица 37

## Содержание редкоземельных элементов и иттрия в карбонатитовых брекчиях (TR+Y=100%)

№ образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в вес. % в поруде
Нх—508а	33,1	31,5	14,4	9,5	4,4	0,9	5,3	0,3	0,1	0,3	Сл.	0,1	—	0,0334
49—527	27,3	37,8	21,8	10,3	0,7	0,6	1,5	0,1	Сл.	Сл.	—	—	—	0,0998
70—70	18,5	27,7	25,9	21,7	1,4	0,9	1,6	0,2	—	—	—	—	—	0,0702
44—52	9,7	47,9	21,1	17,7	1,2	0,6	1,3	0,1	—	Сл.	Сл.	—	Сл.	0,0958
48—62	27,9	32,5	17,0	17,8	1,6	0,8	2,0	0,1	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	0,216
67—71	16,7	38,7	21,1	20,8	0,9	0,4	0,8	0,1	Сл.	0,1	—	—	—	0,161
Средний (из 16) для карбонатитов Саллаулатвы (Кухаренко и другие, 1965)	22,6	46,5	5,3	16,7	2,4	0,4	2,0	3,9	0,2					0,35

Аналитик В. В. Гамянина (ИГ ЯФ СО АН СССР).

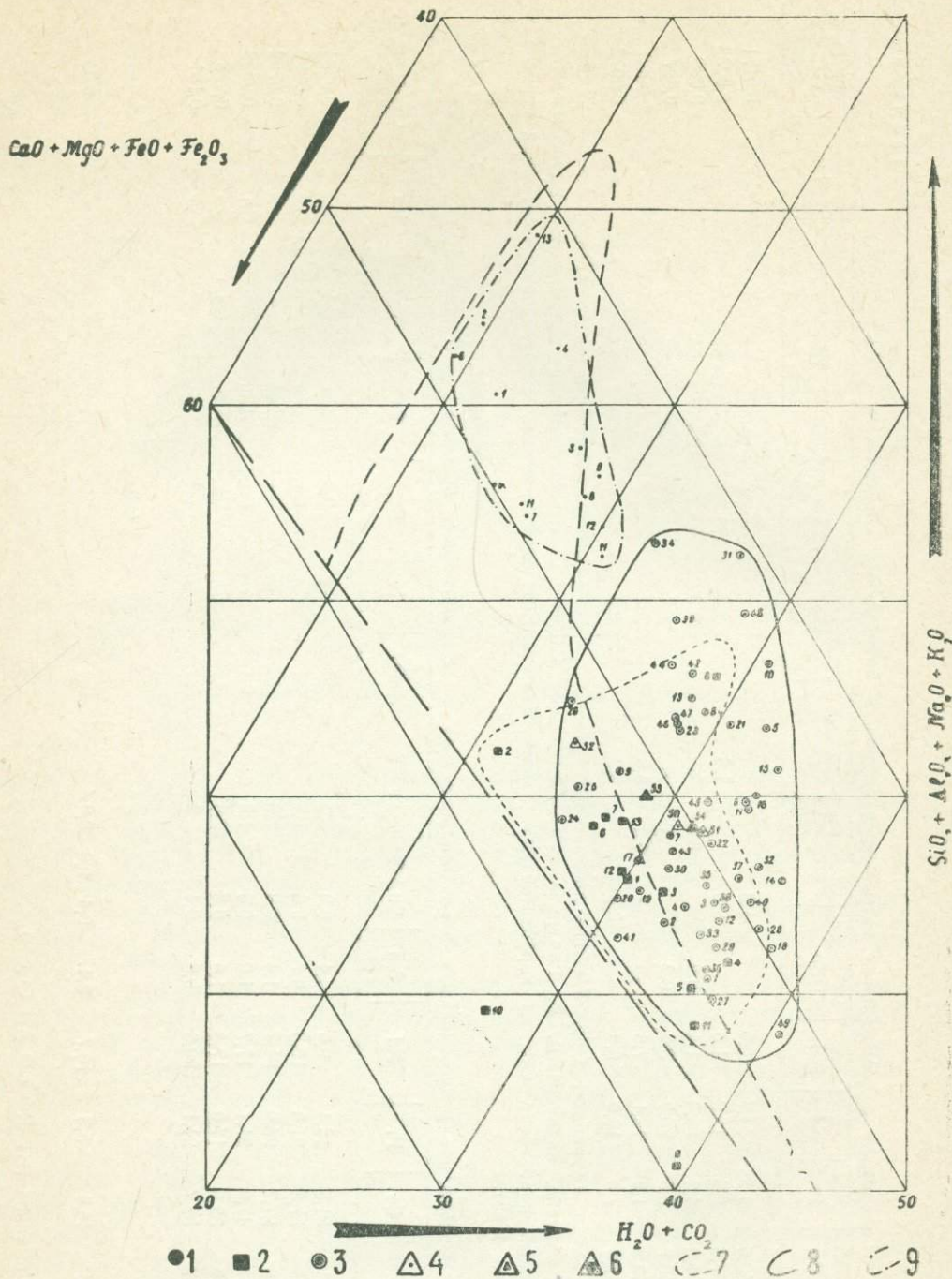


Рис. 33. Диаграмма  $(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$ :

1— кимберлитовые породы; 2— интрузивные карбонаты; 3— карбонатитовые брекчии; 4— средние составы карбонатитовых брекчий по отдельным участкам; 5— средний состав карбонатитовых брекчий по 72 анализам; 6— средний состав карбонатитов по Д. Ф. Голду (Gold, 1963); 7— поле интрузивных карбонатитов; 8— поле карбонатитовых брекчий; 9— поле кимберлитовых пород.

Содержание редкоземельных элементов и иттрия в минералах карбонатитовых брекчий (TR+Y=100%)

Минерал	Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в породе (вес. %)
Апатит	33н	12,1	38,7	16,5	24,6	3,5	2,5	1,3	0,8	Сл.	0,1		Сл.	Сл.	0,1238
Апатит	38н	16,1	36,4	14,9	21,7	3,1	3,0	3,9	0,8	Сл.	0,1		Сл.	Сл.	0,0696
Апатит	70н	13,0	53,5	4,5	19,4	2,8	2,8	3,2	0,7	Сл.	0,1		Сл.		0,0953
Доломит	40/2н	18,1	53,1	4,1	18,2	2,3	1,4	2,1	0,2	Сл.	Сл.				0,0544
Доломит	48/2н	20,7	47,5	12,2	15,8	1,8	0,1	1,6	Сл.		Сл.				0,0325
Доломит	49/1	18,7	37,1	18,9	18,7	2,0	2,1	2,3	Сл.		Сл.				0,0376
Пирохлор	ПК-1	28,4	54,4	4,0	12,0	0,6	0,3	0,2							0,739
Пирохлор	ПК-2	27,6	55,5	3,7	11,6	1,0	0,5	0,3							0,348
Пирохлор	ПК-3	24,8	53,2	8,3	12,8	0,6	0,2	Сл.							0,0701

Аналитик В. В. Гамянина (ИГ ЯФ СО АН СССР).

ная им для обсуждения химизма кимберлитов Южной Африки и включений в них (рис. 32). Эта диаграмма с нанесенными на нее составами описанных карбонатитов приведена на рис. 33. Данные для нанесения составов карбонатитов на эту диаграмму помещены в табл. 39, 40. Для трубок, состав пород которых представлен двумя или более химическими анализами, проводился расчет среднего химического состава по данному телу и на диаграмму наносилась точка, соответствующая среднему составу. Для сравнения на диаграмму нанесены составы кимберлитов Куонамского района и средние составы кимберлитов по другим районам (табл. 41 и 42).

Как видно на диаграмме, точки, отвечающие составам карбонатитов, совпадают с полем карбонатных даек, выделенных А. Холмсом, причем составы карбонатитовых брекчий несколько смещены вправо, в сторону щелочно-сиалической части. Это связано с повышенным содержанием в их составе  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Составы кимберлитов группируются в поле, выделенном А. Холмсом для кимберлитов Африки. Хорошо видно, что точки, соответствующие карбонатитам и кимберлитам, группируются в два различных, но рядом расположенных поля. Такое близкое расположение их может свидетельствовать, по нашему мнению, о генетическом родстве карбонатитов и кимберлитов.

#### Ксенолиты фенитизированных кристаллических пород в карбонатитовых брекчиях

Нами было выполнено пять химических анализов ксенолитов фенитизированных кристаллических пород из карбонатитовых брекчий (табл. 43). Здесь же для сравнения приведен химический состав бескварцевого фенита с экзоконтактной зоны массива Африканда Кольского полуострова (Сергеев, 1959). К сожалению, мы не имеем данных о первичном составе пород, подвергшихся фенитизации. Остается предполагать, что таковыми, возможно, явились разнообразные гнейсы. Нами приводятся два химических анализа биотит-гранатовых гнейсов, пользующихся большим распространением в пределах метаморфического комплекса Анабарского массива и сложенных плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, гранатом и биотитом. Плагиоклаз относится к андезину и содержит 30—50% анортитового компонента (Лутц, 1964).

Исходя из анализа состава ксенолитов фенитизированных кристаллических пород из карбонатитовых брекчий и состава биотит-гранатовых гнейсов, можно считать, что в процессе фенитизации происходит значительное понижение содержания кремнезема и глинозема, увеличение  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Имеющиеся в нашем распоряжении спектральные анализы, а также определение содержания редких земель в ксенолитах фенитизированных кристаллических пород указывают на повышенное содержание в последних Nb, Zr, V, TR, Y, Be, Ba, Sr и др. (табл. 44, 45, 46). Сравнительно высокое содержание  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$  в образце 41—26 объясняется тем, что в нем наблюдается значительное присутствие кальцита, замещающего плагиоклаз. Эпидот не является столь широко распространенным минералом фенитов, однако в описываемом случае присутствует часто в значи-

Таблица компонентов интрузивных карбонатитов, пересчитанных по методу А. Холмса (Holmes, 1937)

№ п. п.	Название тела	№ образца	Весовые %				Приведенные к 100 %			
			CaO + MgO + + FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	Сумма	CaO + MgO + + FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	Сумма
1.	«Укукит»	3098	53,03	15,34	29,40	97,77	54,20	15,70	30,10	100,00
2	«Ночная»	КН-133	52,59	20,82	19,72	93,13	56,50	22,30	21,20	100,00
3	«Ночная»	КН-136	49,78	14,33	29,89	94,00	53,00	15,20	31,80	100,00
4	«Куранах»	ЛКу-168	48,56	10,67	33,80	93,03	52,20	11,50	36,30	100,00
5	«Снежинка»		52,55	10,00	34,60	97,15	54,10	10,30	35,60	100,00
6	«Бортовая»		51,58	17,52	25,85	94,95	54,30	18,50	27,20	100,00
7	«Водораздельная»		50,05	17,65	25,86	93,56	53,50	18,90	27,60	100,00
8	«R-51»		41,56	24,04	26,30	91,90	45,20	26,20	28,60	100,00
9	Кальцитовый карбонатит по А. Г. Жабину	Д-54	54,05	1,38	36,43	91,86	58,84	1,50	39,66	100,00
10	Карбонатные дайки в трубке		61,48	8,82	26,54	96,84	63,49	9,10	27,41	100,00
11	«Премьер Майн» (Daly, 1925)		53,26	8,33	35,42	97,01	54,90	8,59	36,51	100,00
12	Карбонатитовые жилки в трубке		51,96	15,63	28,48	96,07	54,09	16,26	29,65	100,00
13	«Ягерсфонтейн» (Williams, 1932)		51,41	18,61	27,74	97,76	52,58	19,04	28,38	100,00
14	Карбонатит по Голду (Gold, 1963)		47,22	17,41	29,85	94,48	50,00	18,40	31,60	100,00

Номер пп	Название тела	Номер образца	Весовые %				Приведенные к 100 %			
			CaO + MgO + +FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	Сумма	CaO + MgO + +FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Ан. 58/1н	58—1—69	51,70	10,45	35,02	97,17	53,20	10,76	36,04	100,00
2	Ан. 58/2н	58—2—68	52,91	13,52	32,31	98,74	53,59	13,69	32,72	100,00
3	Ан. 45н		49,13	14,00	33,22	96,35	51,00	14,52	34,48	100,00
4	Ан. 29н		51,06	13,79	32,50	97,35	52,45	14,17	33,38	100,00
5	Ан. 55н	55—73	43,01	22,78	31,26	97,05	44,32	23,47	32,21	100,00
6	Ан. 53н	53—75	45,31	18,90	32,04	96,25	47,07	19,64	33,29	100,00
7	Ан. 32/1н		49,25	14,46	32,94	96,65	50,95	14,96	34,09	100,00
8	Ан. 29н		43,88	23,11	27,55	94,54	46,45	24,43	29,12	100,00
9	Ан. 40н	40—23	50,14	20,67	26,38	97,19	51,59	21,27	27,14	100,00
10	Ан. 44н	44—52	41,18	25,81	29,79	96,78	42,55	26,67	30,78	100,00
11	Ан 48/2н	48—62	45,24	18,63	32,18	96,05	47,10	19,40	33,50	100,00
12	Ан. 49/1		48,90	13,18	33,45	95,53	51,24	13,74	35,02	100,00
13	Ан. 67н		44,83	24,92	27,48	97,23	46,10	25,64	28,26	100,00
14	Ан. 70н	70—70	46,36	15,32	35,85	97,53	47,53	15,71	36,76	100,00
15	«Номохтоох»	Нх—500	43,69	20,68	32,85	97,22	44,90	21,30	33,80	100,00
16	Ан. 41н		45,88	19,78	33,05	98,71	46,45	20,05	33,50	100,00
17	Ан. 52н	52—500	51,46	15,38	29,23	96,07	53,60	16,00	30,40	100,00
18	Ан. 56н	56-н/5007	48,17	11,78	36,93	96,88	49,70	12,20	38,10	100,00
19	Ан. 48н	48/5300	50,39	14,38	28,95	93,72	53,80	15,30	30,90	100,00
20	Ан. 47/2	47/2—735/1	53,62	14,52	29,28	97,42	55,00	14,90	30,10	100,00
21	Ан. 40/2н	40/2н—5125	47,79	16,92	31,58	96,29	49,60	17,60	32,80	100,00
22	Ан. 65/1н	65/1н—5103	43,55	22,41	29,14	95,10	45,80	23,60	30,60	100,00
23	Ан. 47н	47/н	45,86	22,26	27,48	95,60	48,00	23,30	28,70	100,00
24	Ан 43/н	43/н—5112	51,04	18,28	23,19	92,51	55,20	19,70	25,10	100,00
25	Ан. 57/н	57/н—5020	49,34	19,15	23,25	91,74	53,80	20,90	25,30	100,00
26	Ан. 49н	49/н—2	47,88	23,03	21,26	92,17	51,95	25,00	23,05	100,00
27	Тр. «Приустьевая»		52,08	9,49	35,82	97,39	53,50	9,70	36,80	100,00

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
28	Тр. «Билибина»	3023/1	49,11	13,02	36,41	98,54	49,80	13,20	37,00	100,00
29	Тр. Стелла»	3028/4	49,78	11,55	34,19	95,52	52,10	12,10	35,80	100,00
30	Тр. «Курчатова»	3024/1	48,01	14,99	29,12	92,12	52,10	16,30	31,60	100,00
31	Тр. «Архангельского»	3026/4	39,72	31,12	25,73	96,57	41,10	32,20	26,70	100,00
32	Тр. «Нестерова»	3031	47,02	15,97	34,51	97,50	48,20	16,40	35,40	100,00
33	Тр. «Стелла»	3027	49,90	12,39	33,02	95,31	52,40	13,00	34,60	100,00
34	Ан. 52/64	2065—2	42,51	31,42	21,82	95,75	44,40	32,81	22,79	100,00
35	Ан. 53/64		47,85	14,75	31,66	94,26	50,76	15,65	33,59	100,00
36	Ан. 54/64	2043—3	52,17	11,12	35,19	98,48	52,97	11,29	35,74	100,00
37	Ан. 55/64	2041—5	47,82	15,33	33,85	97,00	49,30	15,80	34,90	100,00
38	Ан. 56/64	2046—1	50,29	14,28	34,72	99,29	50,65	14,38	34,97	100,00
39	Ан. 67/64		43,88	27,84	24,57	96,29	45,57	28,93	25,50	100,00
40	Ан. 81/64		47,52	14,14	34,61	96,27	49,36	14,69	35,95	100,00
41	Ан. 82/64	2064—3	52,55	12,13	29,23	93,91	55,96	12,92	31,12	100,00
42	44/65		43,13	24,59	25,83	93,55	46,10	26,29	27,61	100,00
43	57/65		48,18	16,05	29,32	93,55	51,47	17,21	31,32	100,00
44	58/65		43,86	25,14	24,90	93,90	46,75	26,74	26,51	100,00
45	50/65		47,65	19,35	30,95	97,95	48,66	19,77	31,57	100,00
46	46/65	10/1	46,70	23,12	27,49	97,31	47,99	23,76	28,25	100,00
47	48/65		44,48	22,51	26,23	93,22	48,00	23,81	28,19	100,00
48	49/65	24/1	40,84	28,10	27,32	96,26	42,43	29,19	28,38	100,00
49	39/508	28/1	50,84	7,88	40,04	98,76	51,48	7,98	40,54	100,00
50	Среднее по уч. «Номохтоох»		47,81	17,48	29,30	94,59	50,55	18,48	30,97	100,00
51	Среднее по уч. «Тундровый»		47,30	17,32	30,65	95,27	49,65	18,18	32,17	100,00
52	Среднее по уч. «Орто-Ырыгах»		45,99	19,83	21,18	87,00	52,86	22,79	24,35	100,00
53	Среднее из 72 анализов		47,08	18,34	26,38	91,80	51,28	19,98	28,74	100,00
54	Среднее по Голду		47,22	17,41	29,85	94,48	49,98	18,43	31,59	100,00

	Куонамский район						Средние составы кимберлитов						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	27,65	35,98	31,42	31,99	27,05	32,04	30,19	29,26	28,25	26,69	30,24	27,81	34,73
TiO <sub>2</sub>	2,10	1,62	0,85	2,05	3,46	3,92	1,46	1,75	0,78	0,99	0,82	1,63	1,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,29	5,65	4,24	7,00	5,67	5,40	2,50	3,76	5,83	3,58	2,82	3,40	2,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	0,19	0,09	0,02	0,12	0,12	0,13	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,68	6,13	5,05	4,93	7,38	8,22	6,55	4,60	3,61	5,70	3,77	5,40	6,10
FeO	3,27	4,58	3,15	5,53	5,33	3,67	1,63	3,69	2,25	1,91	4,15	2,82	3,13
MnO	0,20	0,16	0,14	0,10	0,26	0,26	0,10	0,13	0,03	0,15	0,15	0,12	—
MgO	19,31	26,05	27,47	21,38	24,74	19,63	31,32	24,94	22,32	23,45	28,81	25,53	31,41
CaO	15,02	8,32	8,70	10,56	10,04	14,00	8,25	11,88	16,37	14,83	11,25	12,21	5,79
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,16	0,12	0,12	0,04	0,30	0,28	0,39	0,36	0,09	0,32	0,33	0,33
K <sub>2</sub> O	0,81	1,35	1,43	2,76	1,51	2,60	0,49	1,06	1,49	1,02	0,73	0,66	1,17
NiO	—	—	—	—	—	—	0,19	0,14	0,03	0,12	0,22	0,14	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,47	0,36	0,41	0,69	0,75	0,76	0,53	0,62	0,82	0,67	0,50	1,06
S	—	—	—	—	—	—	0,09	0,04	—	—	0,38	—	—
SO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,23	0,01	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,58
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	16,10	17,87	18,30	20,36	15,62	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,20
п.п.п.	17,97	9,51	16,77	13,19	13,83	8,84	—	—	—	—	—	19,42	—
Сумма...	99,90	99,98	99,70	100,02	100,00	99,63	100,12	100,13	100,30	100,18	100,08	100,10	100,00

1—6—Химические анализы по данным А. П. Бобриевича и др. (1964), 7—Уулаах-Мунский район (среднее из 23 анализов); 8—Чомурдахский район (среднее из 13 анализов); 9—Средне-Оленекский район (среднее из 6 анализов); 10—Мерчмденский район (среднее из 25 анализов); 11—Куойский район (среднее из 14 анализов); 7—11—по данным В. В. Ковальского (1963); 12—средний состав кимберлитов Якутии (из 339 анализов) (Бобриевич и др., 1964); 13—средний состав кимберлитов по Дели.

Компоненты кимберлитов, пересчитанные по Холмсу

№ п.п.	Весовые %				Приведенные к 100 %			
	CaO+ +MgO+ +FeO+ +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +K <sub>2</sub> O+ +Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	Сумма	CaO+MgO+ FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +K <sub>2</sub> O+ +Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	Сумма
1	44,28	31,29	17,97	93,54	47,54	33,45	19,21	100
2	45,08	43,14	9,51	97,73	46,13	44,14	9,73	100
3	44,37	37,21	16,77	98,35	45,11	37,84	17,05	100
4	42,40	41,87	13,19	97,46	43,51	42,96	13,53	100
5	47,49	34,27	13,83	95,59	49,68	35,85	14,47	100
6	45,52	40,34	8,84	94,70	48,07	42,60	9,33	100
7	47,75	33,46	16,10	97,31	49,07	34,38	16,55	100
8	45,11	34,47	17,87	97,45	46,29	35,37	18,34	100
9	44,55	35,93	18,30	98,78	45,10	36,38	18,52	100
10	45,89	31,38	20,36	97,63	47,01	32,14	20,85	100
11	47,98	34,11	15,62	97,71	49,10	34,91	15,99	100
12	45,96	32,20	19,42	97,58	47,10	32,90	20,00	100
13	45,77	39,11	9,20	94,08	48,60	41,60	9,80	100

тельных количествах. Это, вероятно, обусловлено высвобождением значительных количеств кальция при альбитизации плагиоклазов, который и фиксируется в эпидоте.

А. С. Сергеев (1959) отмечает, что в общем случае процесс фенитизации приводит к уменьшению в перерабатываемых породах содержания кремнекислоты, а для последних стадий фенитизации — глинозема и щелочей, что компенсируется привнесом MgO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, а также редких и рассеянных элементов, Nb, Ta, Zr, Hf, TR, V, Be, Sr, Th, U и др.

Анализируя привнос-вынос компонентов в экзоконтактовом ореоле массива Африканда Кольского полуострова, А. С. Сергеев приходит к выводу, что на разных стадиях экзоконтактового изменения пород содержание различных окислов в них возрастает неравномерно. Так, значительный привнос титана характерен только для конечной стадии фенитизации, что связывается с малой миграционной способностью этого элемента. Кальций, вытесняемый натрием из пород в раннюю стадию фенитизации, на последующих стадиях процесса интенсивно привносился в породы экзоконтактового ореола интрузий. Алюминий привносился в породы лишь в раннюю стадию процесса фенитизации. Увеличение содержания магния наблюдается на всех стадиях фенитизации, но основное его количество привносилось в породы лишь в конечной стадии.

Привнос щелочей, особенно заметный на более ранних стадиях фенитизации, в последних стадиях этого процесса в значительной степени сменялся привнесом Ca, Mg и Fe. Ю. Б. Лавренев и Э. М. Элштейн (1962) отмечают, что значительный вынос щелочей, кремния, магния и алюминия из силикатных пород происходит при формировании фенитов в связи с процессом карбонатизации. В результате этого в экзоконтакте образуются альбит-эгириновые фениты. Наблюдается отчетливое наложение альбитизации на ранее образованные калишпат-пироксеновые фениты, а также карбонатизация ранее альбитизированных пород. Как видно из этого, происходят процессы, очень близкие к описанным нами в ксенолитах фенитизированных кристаллических пород из карбонатитовых брекчий.

## Химический состав обломков фенитизированных кристаллических пород из карбонатитовых брекчий

Окислы	Обр. Л-58-101	Обр. Л-58-299	48-62 Ан. 49	49-19 Ан. 49	49-12 Ан. 49	Ол-41 Тр. «Олимпийская»	41-26 Ан. 41	Бескварцевый фенит Африкан- да (Сергеев, 1959)
SiO <sub>2</sub>	66,81	59,30	55,37	54,60	47,34	42,26	43,25	62,50
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,10	0,51	0,66	0,51	0,82	0,92	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,04	19,93	8,96	10,36	6,16	1,10	7,97	15,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	9,57	9,57	9,65	6,72	16,42	2,87	1,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	Не обн.	0,001	0,004	0,008	0,006	—
FeO	4,31	2,01	3,03	1,48	5,23	5,54	3,25	3,23
MnO	0,17	0,33	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06
NiO	—	—	0,03	0,01	Не обн.	0,02	0,011	—
CaO	2,60	2,20	4,24	4,41	4,24	6,77	10,45	5,62
CoO	—	—	0,004	Не обн.	0,006	0,005	0,005	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,08
MgO	0,76	3,33	2,00	0,80	13,06	9,62	8,44	3,14
K <sub>2</sub> O	3,00	1,63	0,40	0,27	3,16	1,05	2,35	3,10
Na <sub>2</sub> O	2,67	1,05	11,02	10,80	6,92	8,48	5,31	5,00
CO <sub>2</sub>	—	—	2,76	3,85	Не обн.	0,55	12,39	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,03	0,57	1,37	2,69	0,72	0,07	0,12
S	—	—	0,024	0,027	0,024	Не обн.	0,04	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,78	0,86	0,96	0,89	0,86	1,14	1,27	0,19
F	—	—	0,22	0,06	1,13	1,64	0,22	—
Нерастворимый остаток	—	—	—	—	—	3,10	—	—
ппп	—	—	—	—	—	—	—	0,49
С у м м а...	100,47	100,34	99,57	99,21	98,07	98,56	98,73	100,67
2O <sup>-</sup>	—	—	0,20	Не обн.	0,25	Не обн.	0,20	—
F <sub>2</sub> =0	—	—	0,09	0,02	0,47	0,68	0,09	—
С у м м а...	—	—	99,48	99,19	97,60	97,88	97,64	—

1—Обр. Л-58-101—биотит-гранатовый гнейс, верховье р. Кеняда; 2—Обр. Л-58-299—биотит-гранатовый гнейс, водораздел рек Хатырык и Джилinda; 3—7—ксенолиты фенитов (Аналитики М. Тимофеева и А. Н. Цабул, ИГ ЯФ СО АН СССР).

Таблица 44

Результаты спектрального анализа ксенолитов фенитизированных кристаллических пород из карбонатитовых брекчий

Элементы	Чувствительность, %	49-21	Ол-41	41-26	48-62	49-19
Be	0,0001	9	9	8	10	Сл.
As	0,03			7		
S	0,0003	7	6	9	8	7
P	0,1	5	5			
Mn	0,003	6	6	6	5	6
Sn	0,001	Сл.	8		9	9
Mg	0,001	1	2	1	3	3
Si	0,001	1	1	1	1	1
Ga	0,01	9	9	9	8	8
Fe	0,003	3	1	2	2	2
Al	0,0003	2	3	1	1	1
V	0,001	8	6	7	7	7
Ti	0,0001	4	3	3	4	4
Cu	0,003	Сл.	10	Сл.	Сл.	Сл.
Na	0,01	2	2	2	2	2
Co	0,001			9		
Ni	0,001		Сл.	9		
Zr	0,001	6	7	7	8	9
Ca	0,01	2	2	1	2	2
Sr	0,0003	5	4	6	5	4
Cr	0,03	8	8	7	10	8
Ba	0,003	7	8	3	6	8
Yb	0,0001	а		а		а
Ce	0,03		4			
Y	0,001	8	8	9		7
La	0,003	6	5		7	6
Nb	0,03		3	Сл.		

Условные обозначения: а—0,0003%; 10—0,0003—0,001; 9—0,001—0,003; 8—0,003—0,01; 7—0,01—0,03; 6—0,03—0,1; 5—0,1—0,3; 4—0,3—1; 3—1—3; 2—3—10; 1—>10%, аналитик Л. С. Сукнева (ИГ ЯФ СО АН СССР).

Таблица 45

Содержание  $Nb_2O_5$  в ксенолитах фенитизированных кристаллических пород

Наименование тела	Номер образца	$Nb_2O_5$ , %	Порода
Аномалия 49/1н	Ф-49-10	0,030	Фенитизированные кристаллические породы
»	Ф-49-19	0,10	
»	Ф-49-21	0,067	
»	Ф-49-20	0,033	
» 41н	Ф-41-26	0,014	
» 48н	Ф-48-62	0,039	
Тр. «Номохтоох»	Ф-Нх-506	0,10	
Тр. «Олимпийская»	Ф-ОЛ-41	>1,00	

Аналитик Т. Иванова (спектральная лаборатория ИГ Коми филиала АН СССР).

Содержание редкоземельных элементов и иттрия в ксенолитах фенитов из карбонатитовых брекчий (TR+Y=100%)

Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в вес. % в породе
Ол-41	17,1	46,0	12,2	18,6	2,2	1,9	1,8	0,1	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,070
49-21	27,5	48,8	3,5	17,1	0,7	0,4	2,3							0,0165
49-10	17,4	52,2	5,8	19,8	1,4	0,8	2,5							0,0488
48-62-2	25,4	48,0	8,1	16,6	0,8	0,6	0,2	Сл.						0,1105

Аналитик В. В. Гамянина (ИГ ЯФ СО АН СССР).

## ГЛАВА V

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТИТОВ

#### Сравнительная характеристика двух типов карбонатитов

Выделение этого вопроса в самостоятельный раздел главы диктуется следующими соображениями. Прежде чем перейти к рассмотрению генезиса выделенных типов карбонатитов, мы должны четко представлять себе, являются ли они общими по геологическим и минерало-геохимическим признакам, что позволило бы нам рассматривать их как генетически родственные образования, или же существующие между ними различия не позволяют связывать генезис их с какой-либо одной группой пород.

Мы уже отмечали тесную пространственную связь даек и жил интрузивных карбонатитов и трубок взрыва, выполненных карбонатитовой брекчией. Причем если первые известны во всех выделенных в настоящее время кимберлитовых полях на обширной площади восточного склона Анабарской антеклизы и, таким образом, весьма тесно связаны также и с кимберлитовыми трубками, то трубки взрыва, выполненные карбонатитовыми брекчиями, локализуются на сравнительно небольшой территории (бассейн р. Старая), на северной окраине Куонамского кимберлитового поля.

Из табл. 47, где сведены основные данные о двух типах карбонатитов, видно, что интрузивные карбонатиты и карбонатитовые брекции различаются по морфологии тел и текстурно-структурным особенностям. Так, если первые слагают маломощные (0,5—1,0 м) дайки и жилы, то для вторых характерны только трубки взрыва, достигающие иногда значительных размеров (до 300х500 м). Соответственно текстурно-структурные особенности пород отражают их способы образования. Интрузивные карбонатиты обладают обычно массивной текстурой. Под микроскопом обнаруживается порфировая структура породы с микролитовой и флюидальной основной массой, свидетельствующая о спокойном внедрении материала. Для них характерно отсутствие ксеногенного материала.

Карбонатитовые брекции обладают брекчиевой текстурой и кристаллокластической структурой, что наряду с обилием обломочного материала различного состава свидетельствует о взрывном способе образования их.

Сравнительная характеристика интрузивных карбонатитов, карбонатитовых и кимберлитовых брекчий

Тип породы	Форма залегания	Текстура	Структура	Обломочный материал	Минеральный состав			
					главные	второстепенные	аксессуары	гидротермальные
Интрузивные карбонатиты	Дайки и жилы	Массивная	Порфировая с микролитовой основной массой	Отсутствует	Кальцит	Апатит, магнетит, флогопит, серпентин	Перовскит, рутил	Хлорит, серпентин, кварц
Карбонатитовые брекчии	Трубки взрыва	Брекчиевая	Кристалло-кластическая с мелко- и тонкозернистой основной массой	Ксенолиты вмещающих осадочных пород, обломки фенитизированных и неизмененных кристаллических пород фундамента	Кальцит, доломит	Апатит, магнетит, флогопит	Пирохлор, бадделейт, циркон, колумбит, ферсмит, торит, рутил, ильменит	Кальцит, гематит, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит
Кимберлитовые брекчии	Трубки взрыва	Брекчиевая	Кристалло-кластическая с мелко- и тонкозернистой основной массой	Ксенолиты вмещающих осадочных пород, обломки разнообразных кристаллических сланцев и гнейсов, основных и ультраосновных пород	Оливин I, оливин II, флогопит, ильменит, магнетит, кальцит(?)		Гранат-пироп, хромдиопсид, апатит, перовскит, хромшпиннеллиды, циркон, алмаз	Серпентин, Кальцит, арагонит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, барит, целестин, стронцианит, гипс

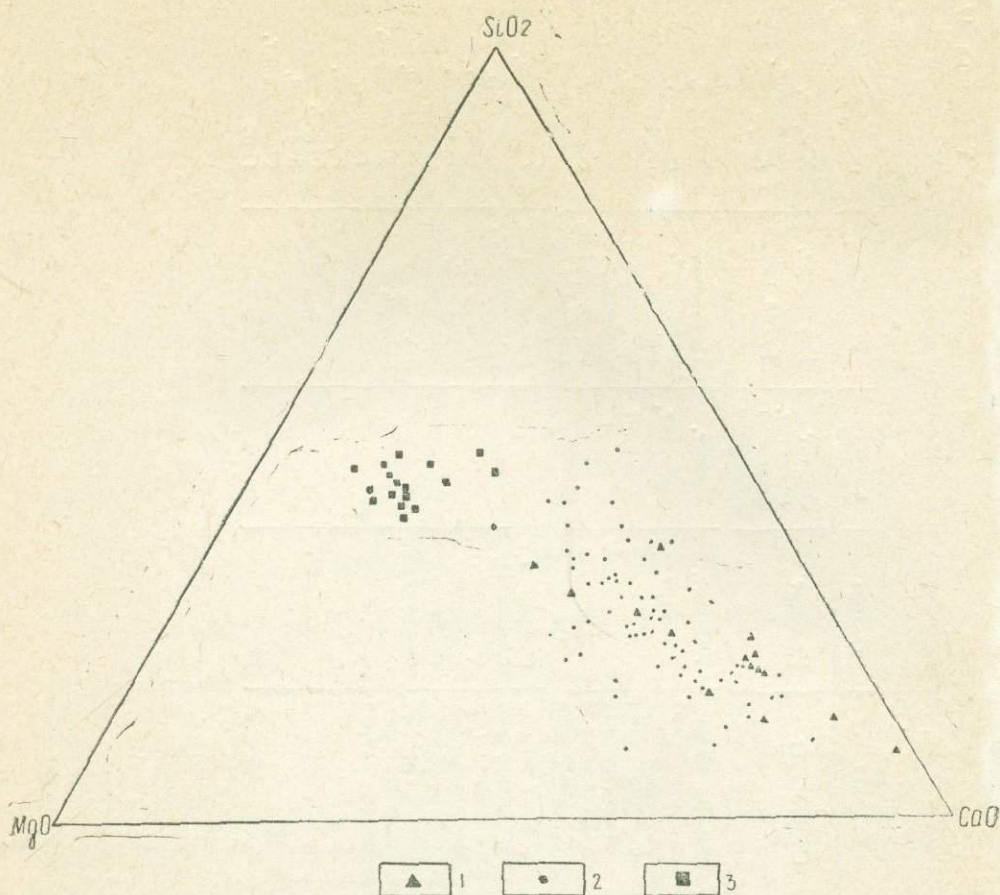


Рис. 34. Диаграмма  $MgO-SiO_2-CaO$  для интрузивных карбонатитов, карбонатитовых брекчий и кимберлитовых пород:

1—интрузивные карбонатиты; 2—эксплозивные карбонатиты; 3—кимберлитовые породы.

Что касается вещественного состава их, то основным минералом в том и другом случае является карбонат, причем если в интрузивных карбонатитах он представлен кальцитом, то в карбонатитах брекчий — кальцитом и доломитом. В качестве второстепенных минералов в обоих случаях присутствуют апатит, магнетит, флогопит; в интрузивных карбонатитах, кроме того, отмечается серпентин, отсутствующий в карбонатитовых брекчиях. Наиболее существенные различия наблюдаются в характере акцессорных минералов. В карбонатитовых брекчиях они представлены более широко — это пироксеноиды, циркон, колумбит, торит, типоморфные минералы карбонатитов, наличие которых является специфической особенностью карбонатитовых месторождений, генетически связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород. Интрузивные карбонатиты не несут редкометалльной минерализации, в них отмечается присутствие перовскита, который может являться типоморфным минералом.

Обе описанные разновидности карбонатитов характеризуются в общем сходными петрохимическими особенностями, главнейшими из которых являются: перенасыщенность  $CaO$  и  $CO_2$  и недонасыщенность  $SiO_2$ . На диаграмме  $MgO-SiO_2-CaO$  (рис. 34) точки составов обеих разновидностей карбонатитов группируются в общее поле, тяготеющее к кальциевой

части диаграммы и характеризующее их как высококальциевые породы. Отличаются они по содержанию редкометалльных элементов. Если карбонатиты брекчий характеризуются повышенным содержанием Nb, Ta, Th, TR, Y, Sr и Ba, то в интрузивных карбонатитах их практически нет или же они присутствуют в очень малых количествах, в то же время в них отмечается повышенная по сравнению с брекчиями концентрация Sr, Ti, Ni. Следует отметить еще одну характерную геохимическую особенность описанных пород: если в интрузивных карбонатитах наблюдается преобладание Ba над Sr, то в карбонатитах брекчий, наоборот, — Sr > Ba, что является характерным для карбонатитов, генетически связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород.

Таким образом, проведенное сопоставление двух выделенных нами разновидностей карбонатитов показало, что:

1. Интрузивные карбонатиты и карбонатитовые брекчии отличаются по геологическим условиям залегания тел, морфологии их и текстурно-структурным особенностям пород.

2. Интрузивные карбонатиты и карбонатиты карбонатитовых брекчий отличаются по составу основных минералов и характеру редкометалльной минерализации.

3. Обе разновидности карбонатитов отличаются по присутствию в них редких элементов и соотношению Ba и Sr. В интрузивных карбонатитах присутствуют Ni, Sr, Ti, не характерные для карбонатитовых брекчий. На основании вышеизложенного, мы приходим к выводу, что интрузивные карбонатиты и карбонатитовые брекчии генетически не родственные образования.

### **Сравнительная характеристика интрузивных карбонатитов и кимберлитовых пород**

Мы уже отмечали, что дайки и жилы интрузивных карбонатитов пространственно тяготеют к кимберлитовым телам. Это способствовало тому, что первые исследователи (Б. Н. Бакалов, С. Ф. Духанин, В. Н. Рыбченков и др.) описали их как сильнокарбонатизированные слюдяные кимберлиты и отнесли к фации интрузивных кимберлитов. Из табл. 47 видно, что интрузивные карбонатиты и кимберлитовые породы различаются по морфологии тел и текстурно-структурным особенностям пород. В то же время они очень близки по характеру вещественного состава, т. е. те же кальцит, апатит, магнетит, флогопит, перовскит наблюдаются в кимберлитовых породах, с той лишь разницей, что в интрузивных карбонатитах они являются основными породообразующими минералами. Серпентин, являющийся одним из основных минералов кимберлитов и слагающий в них основную массу и вкрапленники нацело серпентизированного оливина, в интрузивных карбонатитах играет подчиненную роль.

Химический состав этих пород отражает особенности их минерального состава. Кимберлиты, как высокомагнезиальные и силикатные породы, на диаграмме  $MgO-SiO_2-CaO$  (см. рис. 34) тяготеют к стороне  $MgO-SiO_2$ , в то время как интрузивные карбонатиты — к кальциевой части диаграммы. Интересно, что содержание таких окислов, как  $NiO$ ,  $CoO$ ,  $TiO_2$ , а также малых элементов Nb, TR, Ba, Sr, в интрузивных карбонатитах приближается к величинам содержания их в кимберлитовых породах, за исключением Nb и TR, которые иногда могут даже превосходить содержание их в кимберлитах.

Таким образом, по минералого-геохимическим признакам интрузивные карбонатиты имеют сходные черты с кимберлитовыми породами.

## К проблеме кальцита в кимберлитовых породах и о природе образования интрузивных карбонатитов

Отсутствие в районе распространения описанных нами карбонатитов выходов интрузий ультраосновных-щелочных пород центрального типа, с которыми привыкли связывать генезис карбонатитов в известных в настоящее время карбонатитовых провинциях (Карело-Кольской, Маймеча-Котуйской и др.), обязывает нас искать другие пути для объяснения их генезиса. В то же время четкие различия между двумя типами карбонатитов, выявленные при проведении сравнительного анализа, свидетельствуют о разных условиях их формирования и позволяют рассматривать их как самостоятельные, генетически не связанные между собой образования.

Рассмотрим возможный путь образования интрузивных карбонатитов.

Так как тела интрузивных карбонатитов тесно пространственно ассоциируют с кимберлитовыми телами и даже могут залегать в теле кимберлитовых трубок и близки к ним по минералого-геохимическим признакам, то, по нашему мнению, образование их также связано со становлением и формированием кимберлитовых трубок. Поэтому следует детально остановиться на разборе проблемы кальцита в кимберлитовых породах, так как нами допускается, что вещество интрузивных карбонатитов обособилось в виде обогащенного кальцитом расплава при кристаллизации кимберлитовой магмы.

До сих пор проблема кальцита в кимберлитовых породах остается дискуссионной. Многими исследователями присутствие кальцита в кимберлитовых породах в настоящее время связывается с ассимиляцией его (кальцита и доломита) из вмещающих кимберлитовые тела карбонатных пород (Бобриевич и др., 1964). По мнению В. А. Милашева и др. (1963), источником кальция служит монтичеллит, диопсид (микролиты) и кальций содержащее стекло. Кроме того, часть кальция, по В. А. Милашеву, в виде легко растворимого  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  была привнесена гидротермами из карбонатных пород.

Нет сомнения в том, что часть кальцита в кимберлитовых породах, особенно в приповерхностных горизонтах трубок, связывается с процессами переотложения его из вмещающих пород карбонатного состава. Это наглядно видно на примере изучения процесса карбонатизации в трубке «Мир», где в наибольшей степени ей подвержены породы в приконтактных участках трубки. Мощность этой зоны карбонатизации колеблется по периметру от 10 до 30 м. С глубиной мощность ее уменьшается. Следовательно, можно было бы ожидать уменьшения количества кальцита в глубь трубки. Однако изучение распределения его по данным химических анализов (табл. 48) в кимберлитовых породах трубки до глубины 1200 м не устанавливает этого. Мало вероятно, чтобы присутствие кальцита до таких глубин было полностью связано с привнесом его нисходящими инфильтрационными потоками. И вряд ли, по нашему мнению, значительные количества кальция в кимберлитовых породах следует связывать с процессами разложения кальцийсодержащих минералов. Так, изучение монтичеллита (Нижишов, 1966) показывает, что он является в большинстве случаев составной частью только интрузивных кимберлитов. В кимберлитовых брекчиях трубок взрыва он встречается крайне редко. Этим же автором установлено, что монтичеллит устойчив к процессам изменения. Что касается образования кальцита основной массы кимберлитов в результате разложения кальцийсодержащего стекла (по В. А. Милашеву), то это положение оспаривать трудно, но в то же

Содержание кальцита в кимберлитовых породах  
трубки «Мир» (в мол. %)

№ образца	Глубина, м	Содержание кальцита
Зм-4	65,5	10,90
Зм-101	177	14,13
Зм-16	194	11,80
Зм-18а	202	9,83
Зм-23	300	7,30
Зм-27	408	8,38
Зм-35	617	5,04
Бм-738	738	10,80
Зм-42	800	17,07
Зм-47	955	7,50
Зм-48	960	17,30
Зм-53	1078	16,25
Зм-54	1092	4,40
Бм-1146	1146	0,68
Бм-1176	1176	13,63

время никто из исследователей до сих пор не видел хотя бы реликтов этого неизмененного стекла. В последнее время все больше и больше исследователей приходят к выводу, что часть кальцита в кимберлитовых породах следует связывать с самой кимберлитовой магмой.

Так, К. Д. Ватсон (Watson, 1955) на основании изучения кимберлитовых пород района Квебек (Канада) утверждает, что часть кальцита не обнаруживает признаков вторичного происхождения. Отчетливая пойкилитовая структура его с включениями идиоморфных кристаллов оливина, флогопита, авгита, перовскита, магнетита и апатита свидетельствует, что он является позднекристаллизующимся первичным минералом. Автор далее отмечает, что не обнаружено никаких доказательств происхождения кальцита при селективном замещении стекловатой основной массы или устойчивого минерала, как мелилит. В то же время, отмечая обилие кальцита в кимберлитовых породах (до 45%), К. Д. Ватсон указывает, что кальцит не является продуктом ассимиляции из вмещающих пород, так как среди последних отсутствуют карбонатные породы. Кальцит не может быть также продуктом гидротермального изменения кимберлитов растворами, пришедшими из источника заметно более молодого, чем кимберлит, так как карбонат либо отсутствует, либо присутствует в очень малых количествах в шлифах всех других пород из этой области. Таким образом, заключает автор, кальцит является продуктом кристаллизации самой кимберлитовой магмы.

По мнению С. И. Шанда (Shand, 1947), кимберлиты Южной Африки содержат кальцит (и другие карбонаты), по крайней мере, трех парагенетических типов:

1. Неправильно ограниченный или пойкилитовый кальцит основной массы позднемагматического происхождения.

2. Дейтерический кальцит, псевдоморфный по различным ранним магматическим минералам, включая мелилит.

3. Кальцит ( $\pm$  доломит), образующийся позже стадии серпентинизации в прожилках и гнездах. В ассоциации может быть барит, стронционит, целестин, сульфиды и кварц.

К аналогичным выводам пришел и И. Т. Козлов, сравнивая содержание кальцита в кимберлитовых породах Средне-Оленекского кимберлитового поля, залегающих в известняках, с кимберлитами Гвины, залегающими в гранитно-гнейсовых породах, где исключается попадание кальцита из вмещающих пород. И. Т. Козлов приходит к выводу, что более 50% всего кальцита в кимберлитовых породах Средне-Оленекского района заимствуется из вмещающих пород, представленных известняками и доломитами. Образованию остального кальцита, несомненно, способствует уголекислота, содержащаяся в кимберлитовой магме.

Исследования, проведенные нами (Зольников, Маршинцев, 1965а), позволили высказать предположение, что часть кальцита в кимберлитовых породах Якутии (кальцит таблитчатой формы, аналогичный описанному ранее в интрузивных карбонатитах), также имеет первичное — магматическое происхождение. Наблюдаемые формы его в кимберлитах представляют вытянутые идиоморфные кристаллы, размером от 0,1 до 1,0—1,5 мм по удлинению. Как нам представляется, этот кальцит является наиболее ранней, высокотемпературной пинакоидальной формой в габитусном ряду кристаллов кальцита. Многими исследователями он описывается в кимберлитовых породах как микролиты карбоната и характеризуется субпараллельной вертикальной ориентировкой относительно оси трубок (Зольников, Маршинцев, 1965а), обусловленной, по нашему мнению, течением кимберлитового материала в процессе выполнения тела трубки. Содержание его в связующей массе кимберлитов может достигать 40—50% (трубки «Мир», «Удачная», и др.). Наименьшее содержание, нередко до полного исчезновения таблитчатых кристаллов кальцита, наблюдается в участках интенсивного развития вторичных процессов: карбонатизации, серпентинизации, хлоритизации и др. (Зольников, Маршинцев, 1965б).

Происхождение таблитчатых кристаллов кальцита в кимберлитах другими исследователями (Бобриевич и др., 1964; Милашев и др., 1963, со ссылкой на М. А. Крутойярского, 1958, который сам приводит свои выводы со знаком вопроса) обычно представляется как результат замещения кальцитом микролитов моноклинного пироксена.

Находки свежих, неизмененных микролитов моноклинного пироксена отмечены в трубке «Мир» (Зольников, Маршинцев, 1965а), других трубках (Крутойярский, 1958; Милашев и др., 1963), трубках (Бобриевич и др., 1964). Размер микролитов пироксена 0,03—0,05 мм. По оптическим свойствам: «Мир» —  $CNg=45^\circ$ ;  $2V=52$ ;  $Ng'=1,708$ ;  $Np'=1,698$ ; других —  $CNg=39^\circ$ ;  $2V=62$ ;  $Ng'=1,702$ ;  $Np'=1,682$ ;  $CNg=43^\circ$ ;  $2V=64$ ;  $Ng'=1,708$ ;  $Np'=1,688$ . Авторы относят пироксены к диопсид-омфациту. Изучение характера замещения моноклинного пироксена из трубки «Мир» показало, что по пироксену наблюдается развитие бастита.

Что касается предположения об образовании пластинчатого кальцита по мелилиту, то неизменный мелилит отмечен А. В. Ухановым (1963) в оливиновом мелилитите из трубки «Баргыдамалах» в ассоциации с оливином, моноклинным пироксеном, монтичеллитом и нефелином и образует лейсты 0,1 мм  $Ng=1,637$ . Изучение мелилита в сходной ассоциации из интрузивных кимберлитовых тел (по данным К. Н. Никишова) показывает, что по мелилиту наблюдается развитие цеболита и юанита. Следует подчеркнуть, что в подавляющем большинстве кимберлитовых трубок провинции мелилит не встречен. Кроме того, мелилит по природе тетрагональный минерал и форма его кристаллов {001} и {100}.

Таким образом, изложенные факты позволяют высказать предположение, что часть кальцита в кимберлитовых породах следует связывать с процессами кристаллизации кимберлитовой магмы. Результаты экспериментов П. Дж. Вилли и Г. В. Франца (Wyllie, 1964; Wyllie, 1966) в некоторых водных карбонат-силикатных системах свидетельствуют, что нормальная перидотитовая и кимберлитовая (если таковая существует) магмы не способны произвести остаточный, богатый кальцием карбонатный расплав при фракционной кристаллизации. Однако щелочная перидотитовая (соответствующая кимберлитовой) магма способна к этому.

Как нам представляется, в процессе кристаллизации кимберлитовой магмы от нее обособляется богатый кальцием, углекислотой и водой расплав. Однако вследствие специфических условий, а именно — быстрого подъема кимберлитовой магмы и малой дифференцированности, затрудняющих пространственное обособление подобного карбонатитового расплава, происходит в большинстве случаев обогащение кимберлитовых пород кальцитом.

Разделение в пространстве скорее всего могло происходить на конечных стадиях становления кимберлитовых трубок в виде маломощных даек и жил, выполняющих трещины разрывных нарушений в осадочных породах, возникающих в процессе формирования трубок взрыва. Только в северных районах алмазносной провинции, где, как предполагается, обнажены более низкие уровни кимберлитовых тел, мы наблюдаем дайки и жилы интрузивных карбонатитов, пространственно и генетически связанные с кимберлитовыми трубками.

Таким образом, приведенные факты не отрицают возможности образования остаточного расплава карбонатитового состава в результате кристаллизации кимберлитовой магмы, который на конечных стадиях формирования кимберлитовых трубок может обособляться в виде маломощных даек и жил.

Правомерность отнесения этих пород к карбонатитам пока является дискуссионной. Большинство исследователей в настоящее время придерживается мнения, что «карбонатитами» следует называть карбонатные образования, генетически связанные с массивами ультраосновного-щелочного состава. Л. С. Бородин (1966) предлагает распространить термин «карбонатит» на все эндогенные карбонатные образования, пространственно и генетически связанные с любыми формациями щелочных пород (ультраосновной, габброидной и гранитоидной). Исходя из этих позиций, а также предполагаемого генетического родства кимберлитовой магмы с магмой ультраосновного-щелочного состава, образующей массивы центрального типа, дайки и жилы карбонатных пород, генетически связанные с кимберлитовой магмой, могут быть названы, по нашему мнению, карбонатитами.

### Сравнительная характеристика карбонатитовых брекчий и кимберлитовых пород

Как уже отмечалось, трубки карбонатитовых брекчий пространственно тесно связаны с трубками, выполненными кимберлитовыми брекчиями. Это позволило ряду исследователей (А. И. Крючков, Е. Д. Черный и др.) высказать предположение о возможности образования карбонатитовых брекчий в результате наложенной на кимберлитовые брекчии карбонатитовой минерализации. В связи с чем считаем целесообразным провести сравнительную характеристику этих пород. Ранее уже отмечалось, что трубки взрыва, выполненные карбонатитовой брек-

чий, обнаружены в настоящее время только на северной окраине Куонамского кимберлитового района на сравнительно небольшой территории, ограниченной бассейном р. Старая (левый приток р. Б. Куонамка), в то время как тела кимберлитовых пород занимают более обширную территорию южнее места находки карбонатитов (см. рис. 1). Сходным для обоих типов пород является форма залегания тел — трубки взрыва. Для них характерна ясно выраженная брекчиевая текстура (см. табл. 47); в ксеногенном материале наблюдается преобладание обломков карбонатных пород; ксенолиты метаморфических пород представлены разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами, весьма близкими по минеральному составу и структуре к породам архейского фундамента. Однако в карбонатитовых брекчиях встречены главным образом обломки фенитизированных кристаллических пород (фениты), которые, как известно, образуются в экзоконтактовом ореоле массивов щелочно-ультраосновных пород или штоков карбонатитов в результате метасоматического изменения (фенитизации) вмещающих пород. Отмечалось, что подобные ксенолиты несопоставимы с известными архейскими породами фундамента. В кимберлитовых породах они не обнаруживаются. В последних же в отличие от карбонатитовых брекчий в качестве одной из особенностей, отмечается присутствие включений пород ультраосновного состава и эклогитов.

Наиболее существенные различия между этими породами намечаются при детальном петрографо-минералогическом исследовании. Установлено, что минералогический состав кимберлитовых пород, независимо от выделяемых разными исследователями групп и структурно-петрографических разновидностей, в качественном отношении более или менее постоянен. Главным минералом кимберлитов является оливин, который в большинстве случаев замещен серпентином, часто совместно с карбонатом. Основная масса кимберлита сложена агрегатом серпентина, кальцита (реже доломита), флогопита и тонко рассеянного магнетита. Тяжелая фракция представлена в основном небольшой группой минералов — оливином, ильменитом, пиритом, хромшпинелидами и магнетитом. Такие минералы, как хромдиопсид, диопсид, энстатит, апатит, циркон, перовскит и др., почти всегда встречаются в виде единичных рассеянных в породе зерен, весовое содержание которых составляет тысячные доли процента и меньше. В кимберлитовых породах трубок «Мир», «Айхал», кроме того, отмечено присутствие муассанита и карбида кремния тригональной модификации (Маршинцев и др., 1967). В кимберлитовых породах трубки «Айхал» впервые для кимберлитовых пород отмечено присутствие бадделеита. Слюда флогопит составляет существенную часть породы в лампрофировых разновидностях кимберлитов, а отдельные чешуйки слюды встречаются практически во всех разновидностях кимберлитов.

Для карбонатитовых брекчий главными минералами являются кальцит и доломит, второстепенными — апатит, магнетит и флогопит. В качестве акцессорных минералов присутствуют такие характерные для карбонатитов минералы, как пирохлор, бадделеит, циркон, колумбит и рутил. Отмечается в небольших количествах ильменит. Каких-либо реликтовых форм, свидетельствующих о первичной кимберлитовой природе вещества карбонатитовых брекчий, не обнаружено.

В химическом составе этих пород, несмотря на отмечающиеся нередко превышения в содержании тех или иных окислов, в общем намечаются свои особенности в каждом типе пород (рис. 35). В кимберлитах, как силикатных и магнезиальных породах, наблюдается более высокое по сравнению с карбонатитами содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ . Карбонатиты, наоборот, характеризуются высоким содержанием  $\text{CaO}$  и

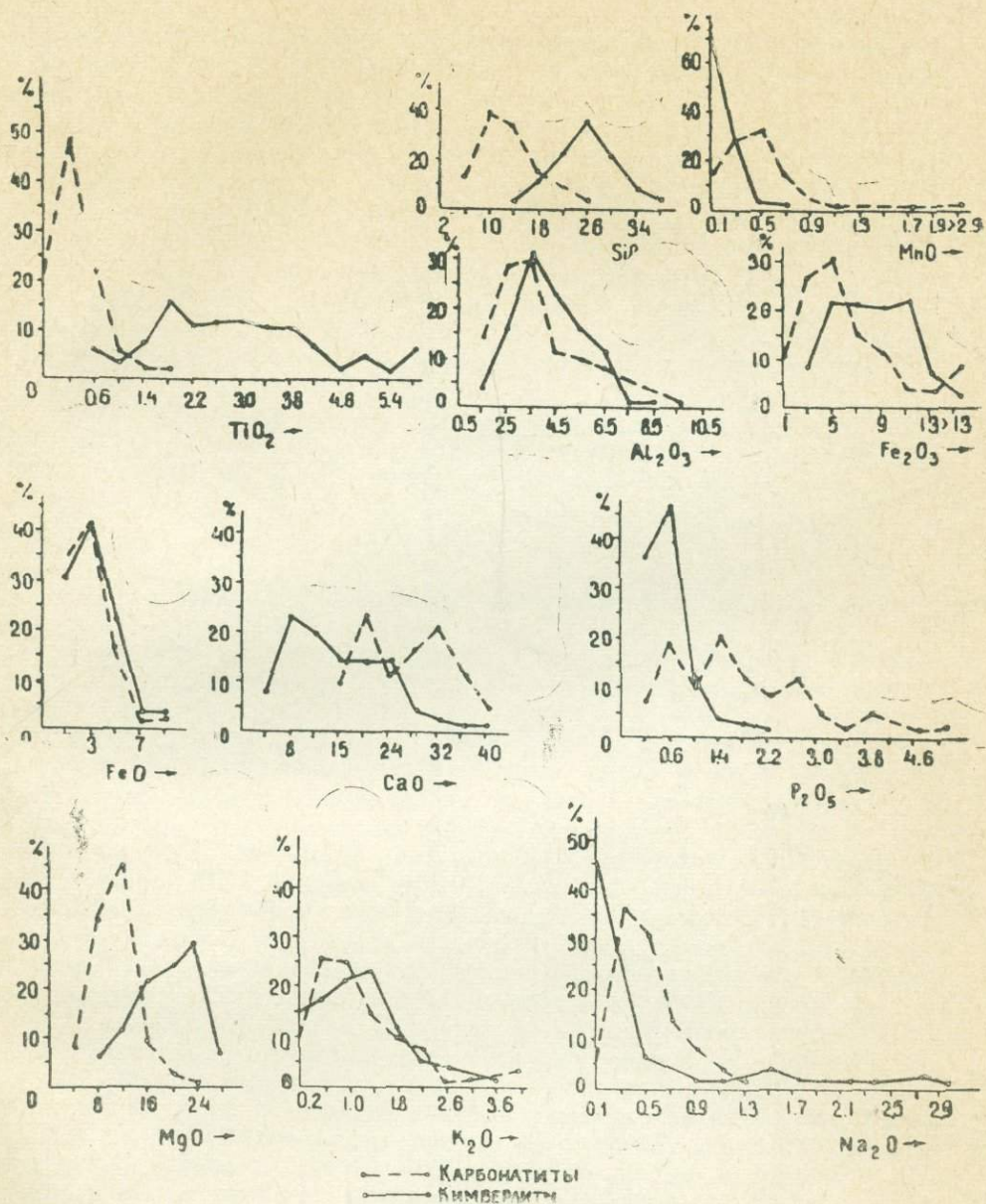


Рис. 35. Вариационные кривые состава и содержания отдельных окислов в карбонатитовых брекчиях и кимберлитовых породах Куонамского района (по А. И. Кричкову и др.).

CO<sub>2</sub>; повышение содержания последних в кимберлитах из приконтактовых зон трубок обычно связано с привнесом их из вмещающих пород, сопровождающимся понижением содержаний SiO<sub>2</sub> и MgO. Из других окислов, заслуживающих внимания, для кимберлитовых пород отмечается повышенное содержание TiO<sub>2</sub>, NiO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Окислы P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и MnO более характерны для карбонатитов. В поведении остальных окислов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, K<sub>2</sub>O) существенных различий не наблюдается.

Карбонатиты характеризуются более высоким содержанием Nb, Ta, Zr, TR, Th, Ba, и Sr (рис. 36) по сравнению с кимберлитами. И, нако-

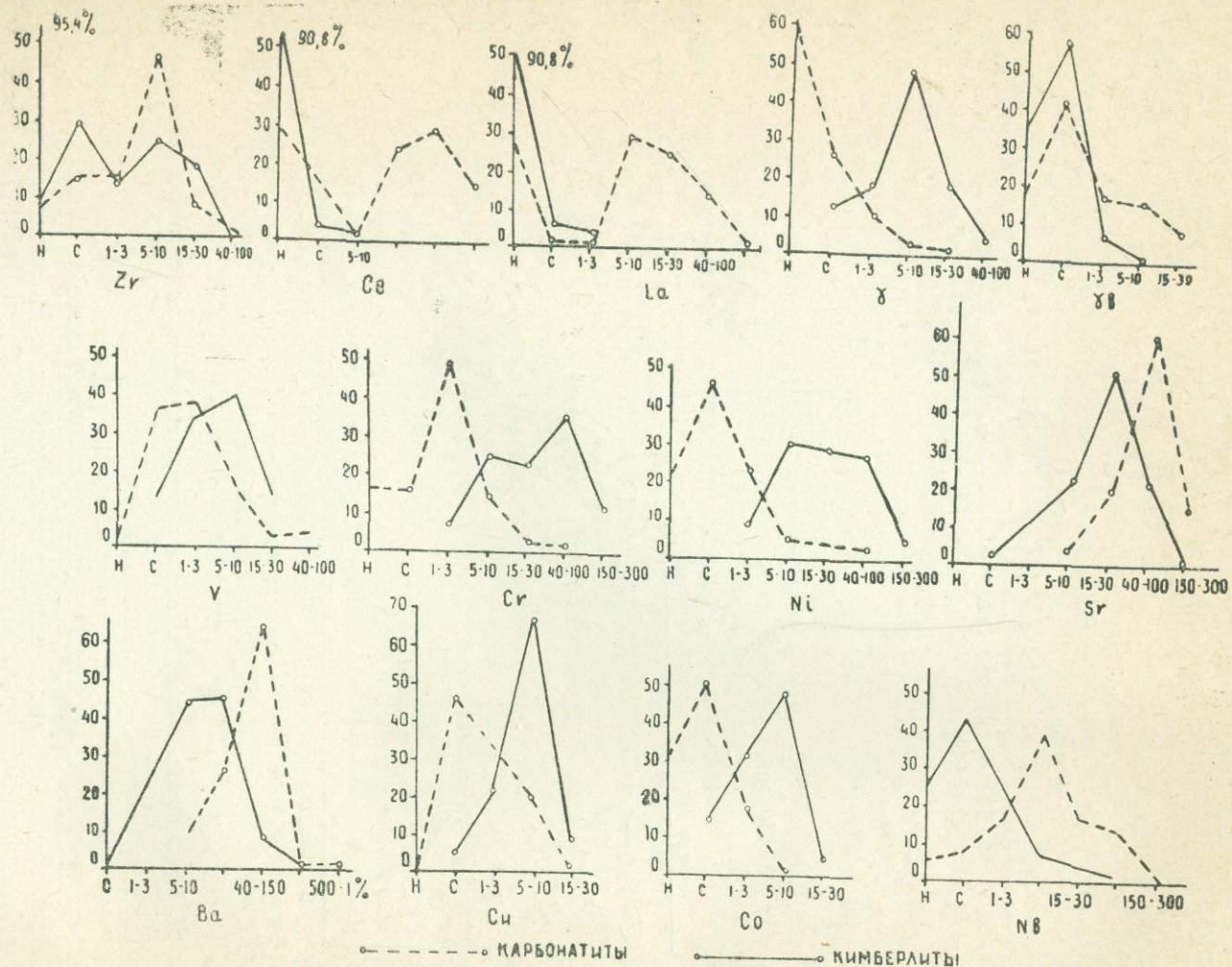


Рис. 36. Вариационные кривые состава и содержания отдельных элементов в карбонатитовых брекчиях и кимберлитовых породах Куонамского района (по А. И. Крючкову и др.)

нец, карбонатитовые брекчии обладают повышенной радиоактивностью.

Таким образом, карбонатитовые брекчии и кимберлитовые породы имеют свои отличительные особенности:

1. В комплексе ксеногенного материала для карбонатитовых брекчий характерно присутствие обломков фенитизированных кристаллических пород — фенитов, не обнаруженных в кимберлитах. В последних отмечается присутствие ксенолитов ультраосновных пород и эклогитов, которые в свою очередь неизвестны в карбонатитовых брекчиях.

2. Главными минералами карбонатитов являются кальцит и доломит, кимберлитов — оливин (часто нацело серпентинизированный), гранат-пироп и ильменит. Для карбонатитов характерно присутствие типоморфных минералов — пирохлора, бадделейта, циркона, колумбита и апатита.

3. В химическом составе карбонатиты характеризуются преобладающим развитием  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{MnO}$ ; кимберлиты —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{CoO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . В карбонатитах отмечается повышенное содержание Nb, Ta, Zr, TR, Th, Ba, Sr.

### О природе образования карбонатитовых брекчий

В составе ксеногенного материала в карбонатитовых брекчиях нами описаны ксенолиты метасоматически измененных кристаллических пород, обнаруживающих все характерные признаки фенитов и образующихся в результате экзоконтактового изменения гнейсов и гранитов вблизи щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

Процессам фенитизации вокруг массивов щелочно-ультраосновных пород посвящено большое количество специальной литературы (Сергеев, 1959, 1962, 1966, 1967; Тихоненков, Тихоненкова, 1960; Тихоненкова, Осокин, 1966; Яшина, 1965; Strauss and Truter, 1951) и нет необходимости раскрывать весь механизм этого процесса. Следует только отметить, что масштабы экзоконтактового метасоматоза вблизи интрузий щелочно-ультраосновных пород могут быть весьма значительны; ширина зон изменения достигает нескольких сотен метров, нередко первых километров. В ряде карбонатитовых комплексов Африки (Гундулу, Чилва и др.) карбонатиты непосредственно контактируют с фенитами. Так как здесь отсутствуют иные щелочные породы, то полагают, что источником фенитизирующих растворов по всей вероятности, послужили сами карбонатиты, причем ореол фенитизации для массива Чилва достигает 1 км (Dixey, 1955). В целом мощность ореолов фенитизации пропорциональна размерам интрузивных тел, а также зависит от текстурных особенностей вмещающих пород, их ориентировки и сланцеватости.

Процесс фенитизации начинается еще до формирования массивов щелочных пород при проникновении во вмещающие породы «опережающих» растворов, отделяющихся от магматических расплавов в процессе становления интрузивных тел. Фенитизация, очевидно, длительный процесс, он продолжается и после становления интрузий. Так, Г. Эккерман для провинции Альнё (Швеция) отметил, что поздние карбонатитовые дайки (альвикиты и бефорситы) фенитизировали боковые породы, и чем больше дайка, тем шире фенитизированная зона. Это, по-видимому, показывает, что фенитизация может продолжаться все время, пока карбонатит остается подвижным (Smith, 1956).

Общий результат фенитизации гранитных пород сводится к уменьшению количества кварца, вплоть до полного его исчезновения; интен-

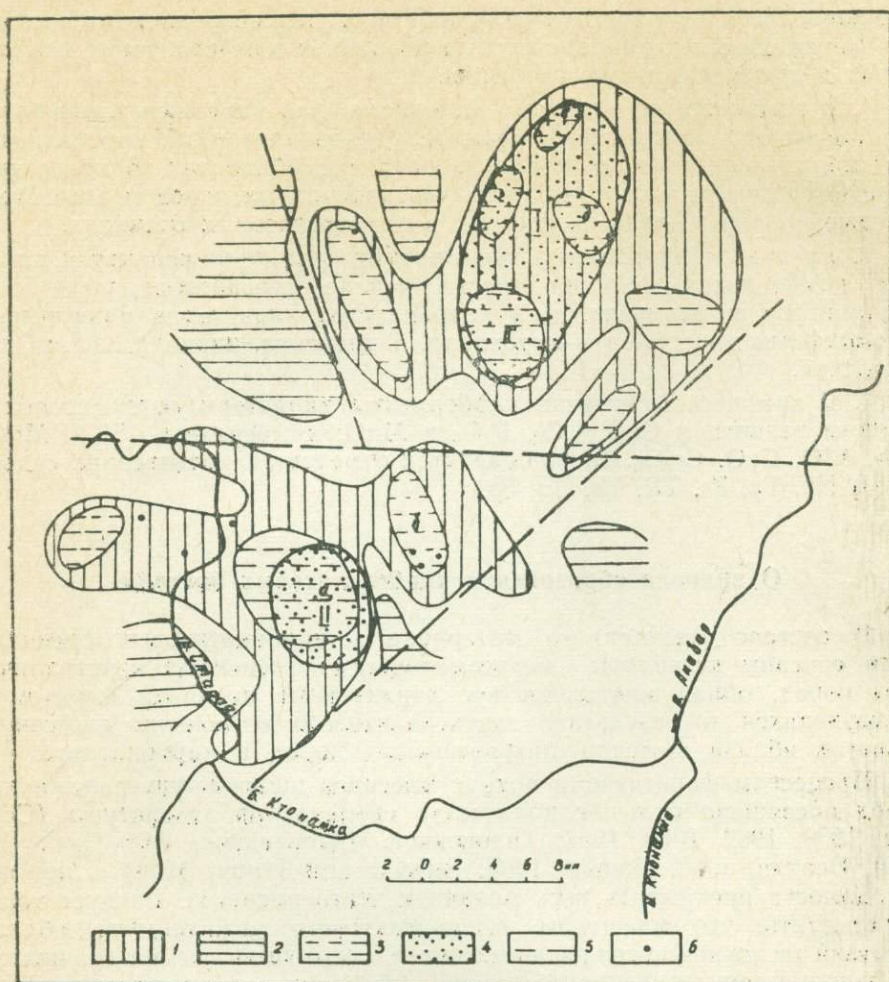


Рис. 37. Схема расположения остаточных аномалий силы тяжести в районе расположения трубок кимберлитовых брекчий (составил Г. Д. Балакшин по материалам С. Д. Адамова, Э. Я. Келле и Г. Д. Балакшина):

1—отрицательные остаточные аномалии силы тяжести; 2—положительные остаточные аномалии силы тяжести; 3—локализованные минимумы силы тяжести с относительной амплитудой более одного мгл; 4—участки наибольшего сгущения трубок карбонатитовых брекчий (I—Барга, II—Номохтоох); 5—предполагаемые направления разломов, сопровождающих образование опущенных блоков фундамента; 6—одиночные трубки карбонатитовых брекчий.

сивной альбитизации полевых шпатов, нередко сопровождающейся значительной серицитизацией или эпидотизацией плагиоклазов (фениты массива Озерной Вараки—Кольский полуостров). Весьма характерно появление новообразованного щелочного амфибола-арфедсонита. В дальнейшем амфибол и биотит имеют тенденцию замещаться моноклинным пироксеном. Альбит, возникающий за счет первичного плагиоклаза и микроклина, образует широкие оторочки вокруг названных минералов. Отмечается появление нефелина, сфена, пирохлора, апатита и кальцита.

Так как среди метаморфического комплекса Анабарского кристаллического массива не отмечено пород со сходным составом, это позволило нам предположить, что ксенолиты фенитизированных кристаллических пород попали в состав карбонатитовых брекчий при про-

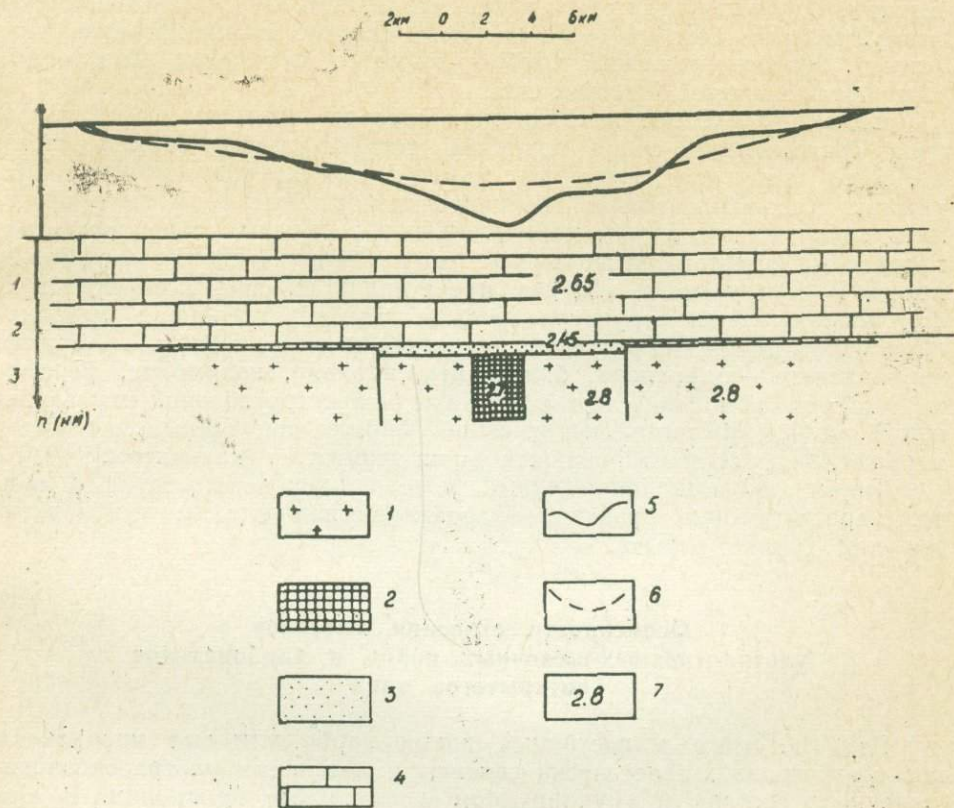


Рис. 38. График силы тяжести:

1— кристаллический фундамент; 2— предполагаемый шток карбонатов; 3— песчаники мукуновской свиты Pt<sub>3</sub>; 4— карбонатные породы верхнего протерозоя и кембрия; 5— наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 6— теоретическая кривая  $\Delta g$ ; 7— средневзвешенная плотность толщи пород в  $г/см^3$ .

рыве трубками взрыва фенитизированных кристаллических пород (гнейсов или гранитов). Последние могли образоваться в экзоконтакте интрузий щелочно-ультраосновного состава или штоков карбонатов, не вскрытых пока процессами эрозии.

В пользу существования не вскрытых тел косвенным образом может свидетельствовать локализация и высокая концентрация тел карбонатных брекчий в сравнительно небольших участках, а также геофизические исследования, проведенные на этой территории. Последними были обнаружены пониженные аномалии силы тяжести (рис. 37), в плане совпадающие с участками размещения трубок взрыва карбонатных брекчий и выразившиеся в соответствующем изменении хода изоаномал региональных аномалий. Произведенные расчеты (Маршинцев, Балакшин, 1969) показывают, что аномальный эффект может быть создан телами, имеющими отрицательную аномальную плотность в  $0,1 г/см^3$ . Такую разность плотностей будут иметь тела с плотностью  $2,7 г/см^3$ , залегающие в метаморфических породах фундамента (плотность  $2,8 г/см^3$ ). Вычисления по формулам для сферы и штока свидетельствуют о том, что минимум силы тяжести с амплитудой  $1,8 мг$  (рис. 38—минимум «в» на рис. 37) создается возмущающим объектом в виде сферы, имеющей радиус  $2,0 км$ , или штокообразным телом, имеющим радиус в плане  $1,2 км$ . По форме ближе к наблюдаемой кривой подходит теоретическая кривая над

штоком. Это позволяет утверждать, что наиболее вероятной моделью возмущающего объекта является вертикальное столбообразное тело (шток). Генетическая связь трубок взрыва со штокообразными телами нам представляется несомненной.

Однако у нас нет никаких доказательств того, что не вскрытые тела представляют собой интрузии щелочно-ультраосновного состава, в то время как петрографо-минералогическое изучение карбонатитовых брекчий позволяет заключить, что эти тела должны представлять собой штоки карбонатитов, внедрение которых сопровождалось процессами экзоконтактового изменения (фенитизацией) вмещающих пород. В пользу этого, как нам представляется, свидетельствует кристаллокластическая структура карбонатита, обусловленная присутствием зерен доломита, апатита, магнетита и типоморфных минералов карбонатитов — пирохлора, бадделеита, циркона, колумбита, ферсмита и торита, обладающих резко выраженной остроугольной неправильной формой и представляющих собой обломки прорванных массивных карбонатитов, сцементированных мелкозернистым кальцитом.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о том, что карбонатитовые брекчии образовались над штоками карбонатитов как трубки взрыва.

#### **Особенности строения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов «открытого» типа**

Все известные в настоящее время карбонатитовые проявления пространственно и генетически связаны с массивами ультраосновного-щелочного состава и группируются в отдельные провинции. В Советском Союзе известно восемь таких провинций, всего на Земле — семнадцать.

Комплексы щелочно-ультраосновных пород приурочены к строго определенным тектоническим структурам: краевым частям платформ и активизированным участкам зон завершённой складчатости, зонам рифов, зонам глубинных разломов и т. д.

По мнению большинства исследователей, массивы ультраосновных-щелочных пород являются интрузиями центрального типа и рассматриваются как корни в различной степени эродированных вулканов. Это позволило Ю. М. Шейнману (1961) выделить для ультраосновной-щелочной формации наряду с гипабиссальной фацией — фацию вулканических жерл и эффузивную фацию. Л. С. Бородин (1966), исходя из фактора глубинности формирования карбонатитов и их геологического положения, выделяет два главных морфологических типа карбонатитов: 1 — трубки взрыва и выполнение жерловин и кратеров (жерловые и эффузивные карбонатиты) и 2 — интрузивные тела — штоки, дайки и жилы (интрузивные карбонатиты). А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн (1968) вулкано-плутонические комплексы, формирующиеся в условиях, когда ультраосновные-щелочные магмы и ее дериваты достигали дневной поверхности и образовывали вулканы, жерла которых выполнены эффузивами, интрузивными породами и карбонатитами, назвали массивами «открытого» типа (рис. 39).

При написании настоящего обзора, составленного по литературным данным, преследовалась цель показать некоторые особенности строения вулкано-плутонических комплексов, а именно: массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов «открытого» типа, к условиям формирования которых близки, по нашему мнению, и усло-

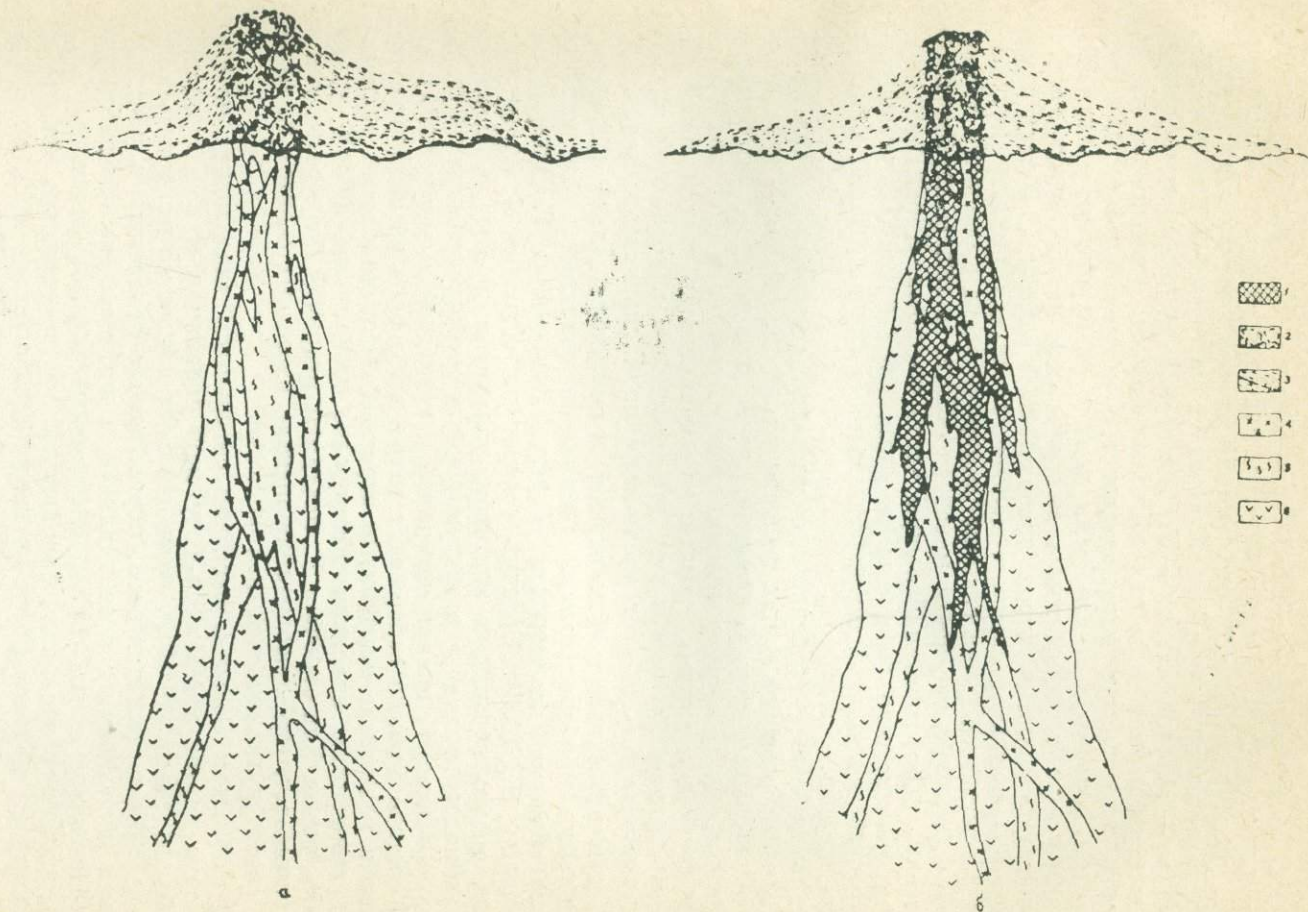


Рис. 39. Схема вертикальной зональности массивов открытого типа (по Гинзбургу и Эпштейну, 1968):  
 а — до формирования карбонатитов; б — после формирования карбонатитов; 1 — карбонатиты; 2 — породы жерловой фации;  
 3 — ультраосновные-щелочные эффузивы и их туфы; 4 — щелочные и нефелиновые сиениты; 5 — породы группы ийолитов;  
 6 — гипербазиты.

вия формирования описанных нами трубок взрыва карбонатитовых брекчий.

Характерным примером массивов такого «открытого» типа являются карбонатитовые комплексы Восточной Африки, приуроченные к так называемой зоне «рифтов» — сквозьструктурным разломам (Рангве, Рури, Хома, Мрима — Кения; серия Чилва — Малави; Букусу, Напак — Уганда и др.). Очертания этих массивов в плане обычно округлые, реже эллипсоидальные, форма их типично трубчатая, часто представляет собой неки. В некоторых случаях (Мбея-Танзания; Серия Чилва — Малави; Напак — Уганда и др.) эти массивы резко выражены в рельефе в виде конусовидных холмов, возвышающихся на несколько сотен метров над поверхностью и сложенных туфами, эффузивными покровами и лавовыми полями; в случае отсутствия последних, вокруг карбонатитовых массивов можно наблюдать кольцо измененных вмещающих пород, превращенных в фениты. В этих комплексах породы ультраосновного-щелочного состава развиты незначительно. Присутствие их на глубине устанавливается в основном только бурением. Центральные части массивов обычно сложены карбонатитами, нередко образующими большую часть массивов. Кроме центрального карбонатитового тела, иногда появляются побочные, эксцентрически расположенные мелкие карбонатитовые трубки (Серия Чилва — Малави и др.).

Характернейшей особенностью массивов «открытого» типа является широкое развитие в них эксплозивных образований — вулканических (жерловых и других) брекчий, туфов, агломератов, автобрекчий и других пород вулканического генезиса; в массивах Африки, в различной степени вскрытых эрозией; устанавливается вертикальная зональность, выражающаяся в том, что количество карбонатитов с глубиной уменьшается за счет увеличения роли силикатных пород.

О существовании трубок взрыва в комплексе Альнё (Швеция), выполненных карбонатитовыми брекчиями, свидетельствует находка валунов брекчий на морском берегу, описанных Г. Эккерманом (Eckermann H., 1963). Брекчия состоит из осколков и фрагментов сецитов, цементированных апатитом, кальцитом и слюдой. Цементирующая масса проявляет развитую грубую текстуру течения, обусловленную ориентацией апатитовых призм и некоторой вытянутостью слюды. В составе брекчий содержатся также включения кимберлитов, меллитов и единичные оливиновые агрегаты. Брекчия сильно радиоактивна; химическим анализом обнаружено присутствие 0,031% урана и 0,056% тория. Как отмечает Г. Эккерман, открытие брекчиевых валунов показывает, что консолидация прежде известных сецитов не означала конец вулканической деятельности.

В Советском Союзе к массивам «открытого» типа можно отнести Гулинский плутон в Маймеч-Котуйской провинции. О существовании в прошлом здесь активных вулканических аппаратов свидетельствует наличие эффузивных покровов, образованных основными и ультраосновными эффузивами с преобладанием в них щелочных базальтоидов (Жук-Почекутов и др., 1965). Эффузивные образования в пределах рассматриваемой провинции сохранились на сравнительно небольшой площади; они протягиваются на северо-северо-западной окраине провинции полосой длиной около 250 км и шириной 20—30 км, примыкающей средним участком к Гулинскому комплексу. О существовании эруптивных аппаратов (трубок взрыва), в настоящее время эродированных, над карбонатитами Гулинской интрузии свидетельствует наличие участков, представляющих собой эруптивные брекчии карбонатитов со штаффелитовым (apatитовым) цементом (штаффелитовые

брекчий), которые прорывают карбонатиты и являются, по свидетельству А. Г. Жабина (1965), заключенными образованиями в штоках Гулинской интрузии.

Близкими к этому типу карбонатитовых образований являются и описанные нами трубки взрыва с восточного склона Анабарского сводового поднятия, выполненные карбонатитовыми брекчиями. Однако в отличие от карбонатитовых комплексов Восточной Африки, где мы наблюдаем развитие широких вулканических жерл, в описанном случае на современную поверхность выведено большое количество мелких трубок взрыва, локализующихся в сравнительно небольших участках.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На восточном склоне Анабарского сводового поднятия установлена новая карбонатитовая провинция. Спецификой этой провинции является тесная пространственная связь карбонатитов с кимберлитами.

2. Выделены два типа карбонатитов: интрузивные карбонатиты и карбонатитовые брекчии. Интрузивные карбонатиты выполняют крутопадающие тела жильной и дайковой формы, карбонатитовые брекчии — трубки взрыва. Залегают тела карбонатитов в поле развития карбонатных пород, возраст которых в пределах от верхнего протерозоя до верхнего кембрия.

3. Оба выделенных типа карбонатитов отличаются по геологическим условиям залегания и морфологии тел, текстурно-структурным особенностям пород; составу основных минералов и характеру редкометальной минерализации, геохимическим особенностям.

4. Интрузивные карбонатиты, тела которых пространственно тяготеют к кимберлитовым трубкам, по ряду минералого-геохимических признаков имеют сходные с кимберлитами черты по вещественному составу, присутствию Ti, Ni, Cr, Co — характерных элементов кимберлитовых пород, соотношению Ba и Sr, аналогичному кимберлитам ( $Ba > Sr$ ).

Предполагается, что генетически они связаны с кимберлитовыми телами и формируются как производные кимберлитовой магмы.

5. Карбонатитовые брекчии отличаются от кимберлитовых пород по геологическому нахождению их в пределах восточного склона Анабарского сводового поднятия, комплексу ксеногенного материала, минеральному составу, геохимическим особенностям.

Трубки взрыва, выполненные карбонатитовыми брекчиями, по всей вероятности, связаны с залегающими на глубине штоками карбонатитов.

6. В карбонатитовых брекчиях установлено присутствие типоморфных для карбонатитов редкометальных минералов: пироклора, баделлента, циркона, колумбита, торита, впервые описанных для этой провинции. Интрузивные карбонатиты практически не несут редкометальной минерализации.

7. Изучено распределение в карбонатитах петрогенных и редких элементов и выявлена обогащенность карбонатитовых брекчий Nb, Ta, Zr, P, Sr, Ba, TR, что является специфической геохимической особенностью карбонатитов.

## ЛИТЕРАТУРА

Алиев Р. М. Исследование онтогении кристаллов кальцита из Дашкесанского железорудного месторождения. — В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогения минералов). М., «Наука», 1966.

- Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и Предтаймырского прогиба.—Тр. НИИГА, 1960, т. 106.
- Балакшии Г. Д. Применение геофизических методов для поисков кимберлитовых трубок в западной Якутии. (Автореф. канд. дисс.), Новосибирск, 1968.
- Бобриневич А. П., Илупин И. Н., Козлов И. Т., и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., «Недра», 1964.
- Борнемен-Старынкевич И. Д. Руководство к расчету формул, минералов. М., «Наука», 1964.
- Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород.—Изд. АН СССР, сер. геол., 1957, № 5.
- Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенов и парагенезисы породообразующих минералов и ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород.—В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I, изд-во АН СССР, 1961.
- Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов).—Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Бородин Л. С. Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных щелочных пород (к проблеме генезиса карбонатитов и их связи со щелочным магматизмом).—Сб. Проблемы геохимии, М., «Наука», 1965.
- Бородин Л. С. Карбонатитовые месторождения редких элементов. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3, М., «Наука», 1966.
- Васильев Е. К. Об определении компонентного состава гранатов по их физическим характеристикам.—Геология и геофизика, 1966, № 2.
- Васильева М. Н. О тектонике северо-восточного склона Анабарской антеклизы.—Сб. Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.
- Василевский М. М. Определение удельного веса твердых тел по микронавескам.—Заводская лаборатория, 1960, № 10.
- Вилли П. Дж., Таттл О. Ф. Экспериментальное подтверждение магматического происхождения карбонатитов.—Тр. XXI межд. геол. конгр., «Тектоника и петрография». ИЛ, 1963, вып. II.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Минералы редких элементов в карбонатитах. Геология месторождения редких элементов. Вып. 17, 1962.
- Гнзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.—В сб. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Демокидов К. К., Кабаньков В. Я., Лазаренко Н. П., Савицкий В. Е., Соболевская Р. Ф. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы.—Тр. НИИГА, Госптехиздат, 1959, т. 101.
- Дир У. А., Хауи Р. М., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5, М., «Мир», 1965.
- Дэна Дж. и др. Система минералогии, т. I, п. т. 2, ИЛ, 1951.
- Егоров Л. С., Сурина Н. П. Карбонатиты района интрузии Чангит на севере Сибирской платформы.—Тр. НИИГА, 1961, 125, вып. 17.
- Егоров Л. С., Гольбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрология магматических пород Гулинской интрузии.—В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород. Госгортехиздат, 1961.
- Жабин А. Г. О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных-щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов.—Сб. Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965.
- Жабин А. Г. Об одной первичной текстуре карбонатитов и ее изменении при перекристаллизации.—Сб. Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). М., «Наука», 1966.
- Жабин А. Г. Инъекционные дайки карбонатитов.—Изв. АН СССР, серия геолог., 1967а, № 8.
- Жабин А. Г. Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха (Якутия, СССР).—Докл. АН СССР, т. 177, № 3, 1967б.
- Жабин А. Г. Содержание терминов «интрузивный» и «магматический».—Геология и геофизика, № 1, 1967в.
- Жабин А. Г. Кальцит магматического генезиса.—Зап. Всесоюзного минерал. об-ва, 1967г, ч. 96, сер. 2.
- Жабин А. Г., Гайдукова В. С. Взаимоотношения ниобатов — пироклора, ферсмита и колумбита в щелочных сиенитовых и карбонатитовых комплексах. Геология рудных месторождений, 1962, № 1.
- Жабин А. Г., Черепивская Г. Е. Дайки карбонатитов в связи с ультраосновным-щелочным эффузивным магматизмом.—Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 1.

- Жабин А. Г., Сурина Н. П., Манухова А. А. Поиск значения даек ультраосновных-щелочных пород.—Советская геология, 1968, № 3.
- Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации (геолого-петрографический очерк).—Сб. Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965.
- Зольников Г. В., Маршинцев В. К. К вопросу о строении и механизме формирования трубки «Мир».—Сб. Геология и полезные ископаемые Якутской АССР.—Тр. ЯФ СО АН СССР, Якутск, 1963, вып. 14.
- Зольников Г. В., Маршинцев В. К. Пластинчатый кальцит из трубки «Мир».—Геология и геофизика, 1965а, № 1.
- Зольников Г. В., Маршинцев В. К. Гидротермальная стадия серпентинизации кимберлитов в трубке «Мир».—Геология и геофизика, 1965б, № 5.
- Каминский Ф. В., Потапов С. В. Кимберлитовые тела Ингилийского района (Восточная окраина Алданского щита).—Геология и геофизика, 1968, № 11.
- Капустин Ю. Л. Геологическое положение и минералогический состав карбонатитов Ковдорского массива.—Третья конф. молодых сотрудников ИМГРЭ АН СССР (тезисы докладов), 1961.
- Капустин Ю. Л. Акцессорная редкометаллическая минералогия карбонатитов Кольского полуострова.—Сб.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М., «Наука», 1964.
- Капустин Ю. Л. Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах.—Геохимия, 1966, № 11.
- Ковальский В. В., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарской антеклизы.—Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов), Пермь, 1966.
- Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования юго-восточного и восточного склонов Анабарской антеклизы. М., «Наука», 1969.
- Копецкий Л. Об алмазности Чешского массива.—Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Крал Рихард. Кимберлиты Чешского среднегорья.—Сб. Магматические формации.—Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещания. М., «Наука», 1964.
- Крутоярский М. А. О некоторых кимберлитовых телах бассейна р. Омонс Оленекского района.—Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1958, часть 87, вып. 2.
- Крутоярский М. А., Лаптин Б. Г. и др. Кимберлиты бассейнов рек Омонс и Укукит.—Сб. статей по геологии Арктики.—Тр. НИИГА, 1959, т. 65, вып. 13.
- Крюков А. В. Строение и состав трубки «Бараджульская» в Северо-Минусинской впадине.—Сб. Новые данные по геологии Юга Красноярского края. Красноярск, 1963.
- Крюков А. В. О новом типе трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы.—Сб. Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964.
- Кудрявцев В. А. Распределение ниобия в кимберлитах Якутии.—Сб. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
- Кухаренко А. А., Орлова М. Н. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
- Лавренев Ю. Б., Эпштейн Е. М. Геологическое строение массивов ультраосновных-щелочных пород и закономерности их формирования.—Геология месторождений редких элементов. Госгеолтехиздат, 1962, вып. 17.
- Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Издательство Львовского ун-та, 1963.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
- Маршинцев В. К. Эксплозивные карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарской антеклизы.—Сб. Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970а.
- Маршинцев В. К. Ксенолиты фенитов в эксплозивных карбонатитовых брекчиях.—Сб. Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970б.
- Маршинцев В. К. О находке бадделеита в кимберлитовых породах Якутии.—Сб. Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970в.
- Маршинцев В. К., Щелчкова С. Г., Зольников Г. В., Воскресенская В. Б. Новые данные о муассаните из кимберлитов Якутии.—Геология и геофизика, 1967, № 12.

- Маршинцев В. К., Балакшин Г. Д. О природе карбонатитовых образований на восточном склоне Анабарского сводового поднятия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3.
- Маршинцев В. К., Никишов К. Н. Интрузивные карбонатиты и их взаимоотношение с кимберлитами Якутии.— Тр. Института ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Махлаев Л. В. О соотношениях понятий «интрузивный» и «магматический» на примере докембрийских порфиридных гранитов Таймыра.— Геология и геофизика, 1965, № 1.
- Махлаев Л. В., Сурина Н. П. Кимберлиты Маймечя-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород (север Сибирской платформы).— Геология и геофизика, 1966, № 8.
- Милашев В. А. Кимберлиты и близкие к ним породы Куонапского района (северо-восточная часть Сибирской платформы).— Ученые записки НИИГА, региональная геология, 1968, вып. 13.
- Милашев В. А., Крутойрский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфириды северо-восточной части Сибирской платформы.— Тр. НИИГА, 1963, т. 126.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. О. Тектоническое строение Якутской АССР.— М., «Наука», 1964.
- Мокшанцев К. Б. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области М., «Наука», 1968.
- Музыка Г. М., Чумирин К. Г. К вопросу о проявлении аналогов меймечитов на южной окраине Анабарского щита.— Сб. Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы, М., «Наука», 1970.
- Никишов К. Н. Интрузивные монтичеллитовые кимберлиты и некоторые вопросы их генезиса.— Геология и геофизика, 1966, № 6.
- Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири.— Сб. под редакцией В. М. Шмакина. М., «Наука», 1966.
- Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М. О проблеме генезиса карбонатитов.— Геология месторождения редких элементов. Госгеолтехиздат, 1962, вып. 17.
- Редкометалльные карбонатиты.— Геология месторождений редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1958, вып. 1.
- Сергеев А. С. Фениты и процессы фенитизации в контактовом ореоле щелочных и ультраосновных интрузий Хабазерской группы (Кольский п-ов).— Зап. Всес. мин. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 4.
- Сергеев А. С. Фенитизированные породы Ковдорского массива.— Зап. ЛГУ, вып. 13, сер. геол. наук, 1962, № 312.
- Сергеев А. С. Метасоматиты экзоконтактовых ореолов интрузий ультраосновных-щелочных пород Карело-Кольского региона и связанная с ними редкометалльная минерализация.— Сб. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.
- Сергеев А. С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Л., Изд-во ЛГУ, 1967.
- Стубичан В., Рой Р. Изоморфные замещения и инфракрасные спектры слоистых силикатов.— Физика минералов. М., «Мир», 1964.
- Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Контактные породы Лавозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкометалльной минерализации.— Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4.
- Тихоненкова Р. П., Осокин Е. Д. Главнейшие формации метасоматических пород контактовых зон массивов нефелиновых сиенитов и их редкометалльная минерализация.— Сб. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.
- Уханов А. В. Оливинный мелилитит из алмазоносной трубки взрыва на Анабаре.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.
- Черный Е. Д., Балакшин Г. Д., Федоров Н. И. Некоторые закономерности размещения трубок взрыва в Анабарском алмазоносном районе.— Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР (тезисы докладов), 1967.
- Шейнманн Ю. М. Пверхность Мохоровичича, глубина зарождения магмы и распределение ультрабазитов.— Сов. геология, 1961, № 8.
- Шкабара М. Н. Кальцит, как геологический термометр.— Зап. научно-исследов. ин-та геологии Харьковского ун-та, 1940, том 8.
- Эрлих Э. Н. Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового вулканизма.— Сб. Геол. алмазных месторождений.— Тр. ЯФ СО АН СССР, Якутск, 1963, № 6.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<i>Глава I.</i> Краткий очерк геологического строения района развития карбонатитов. . . . .	7
Стратиграфия . . . . .	7
Архейский фундамент . . . . .	7
Платформенный чехол . . . . .	8
Тектоническое строение района . . . . .	11
Магматизм . . . . .	12
<i>Глава II.</i> Геология карбонатитовых тел . . . . .	14
Некоторые вопросы терминологии . . . . .	14
Интрузивные карбонатитовые тела . . . . .	16
Карбонатитовые трубки . . . . .	19
Взаимоотношение карбонатитов и кимберлитов . . . . .	22
<i>Глава III.</i> Петрография и минералогия карбонатитов . . . . .	24
Интрузивные карбонатиты . . . . .	24
Карбонатитовые брекчии . . . . .	33
Главные минералы . . . . .	38
Второстепенные минералы . . . . .	40
Аксессуарные минералы . . . . .	47
Наложённые минералы . . . . .	63
Ксенолиты в карбонатитовых брекчиях . . . . .	64
<i>Глава IV.</i> Петрохимические особенности карбонатитов . . . . .	71
Интрузивные карбонатиты и карбонатитовые брекчии . . . . .	71
Ксенолиты фенитизированных кристаллических пород в карбонатитовых брекчиях . . . . .	90
<i>Глава V.</i> Некоторые вопросы генезиса карбонатитов . . . . .	98
Сравнительная характеристика двух типов карбонатитов . . . . .	98
Сравнительная характеристика интрузивных карбонатитов и кимберлитовых пород . . . . .	101
К проблеме кальцита в кимберлитовых породах и о природе образования интрузивных карбонатитов . . . . .	102
Сравнительная характеристика карбонатитовых брекчий и кимберлитовых пород . . . . .	105
О природе образования карбонатитовых брекчий . . . . .	109
Особенности строения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов «открытого» типа . . . . .	112
Заключение . . . . .	115
Литература . . . . .	115

*Маршинцев Виктор Клавдиевич*  
**КАРБОНАТИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА  
АНАБАРСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ**

Наблюдал за выпуском *Н. Ф. Васильев*  
Техн. редактор *Е. П. Тимофеева*  
Корректор *М. Т. Егорова*

Сданс в набор 19/VII-1973 г. Подписано в печать 6/V-1974 г.  
Формат 70x108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 2. Усл. п. л. 10,5+вкл. 1,05.  
Уч-изд. л. 10,04+вкл. 0,54. Заказ № 126. Тираж 1000 экз. МЛ 00723  
Цена 1 руб. 6 коп.

*Якутское книжное издательство*  
*Якутск, Чайковского, 28.*

Якутская республиканская типография им. Ю. А. Гагарина  
Якутск, Кирова, 9.

1 руб. 6 коп.

1006