

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 166

Ю. Р. Васильев, В. В. Золотухин

ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук, проф. *Г. В. Пшус*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск, 1975

В основу монографии легли многолетние полевые и камеральные исследования авторов по сложным интрузиям ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции. Рассматриваются вопросы петрологии ультрабазитов, механизма формирования ультраосновных интрузий, возникновения рудосносных ультраосновных пегматондов и метасоматитов, соотношения магматических и метасоматических процессов в интрузиях этого комплекса. Особое внимание уделено меймечитам. Методами статистики выявлены петрохимические особенности различных ультраосновных пород, принадлежащих к различным магматическим формациям и комплексам платформенных и складчатых областей Земли. Дается обзор экспериментальных исследований применительно к генезису платформенных ультрабазитов.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и петрографов, занимающихся изучением петрологии ультраосновных и щелочных магматических комплексов консолидированных областей земной коры.



Пристальное внимание геологов к проявлениям ультраосновного (щелочно-ультраосновного) магматизма на платформах, щитах и в областях завершенной складчатости обусловлено прежде всего пространственной и генетической связью с ними разнообразных полезных ископаемых. Общеизвестно, что к сложным интрузиям ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, сгруппированным в самостоятельные провинции, приурочены месторождения железных руд, редких металлов, флогопита, вермикулита и целого ряда других полезных ископаемых, в том числе меди (Палабор, ЮАР). Другой причиной повышенного интереса исследователей к этим объектам является уникальное пространственное сочетание в них таких различных по составу и геохимической специализации пород, как ультрабазиты, ультращелочные породы и карбонатиты. Пространственная совмещенность этих пород и гомодромный порядок их формирования (от ультрабазитов к карбонатитам) ставят перед исследователями целый ряд петрологических проблем, решение которых еще далеко от завершения.

На территории Советского Союза в настоящее время известно несколько провинций ультраосновного — щелочного магматизма, среди которых наиболее интересной, пожалуй, является Маймеча-Котуйская провинция на севере Сибирской платформы. Здесь в пространственной близости друг от друга располагаются относимые к пермо-триасовому магматическому циклу вулканогенные толщи основного и щелочно-ультраосновного состава, сложные интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, а также единичные кимберлитовые тела.

История исследований этого района насчитывает более трех десятилетий, начиная с первых поисковых маршрутов А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова в 1937 г. и открытия в 1943 г. Ю. М. Шейнманном и П. С. Фоминных Гулинского месторождения флогопита. С начала пятидесятых годов и до настоящего времени на этой обширной территории проводили геологосъемочные и поисково-разведочные, а также тематические исследования сотрудники НИИГА, НКГРЭ, ИМГРЭ и многих других геологических организаций. Усилиями этих коллективов была закартирована обширная территория севера Сибирской платформы, открыты и детально исследованы многие сложные интрузии Маймеча-Котуйского района, изучены вулканогенные толщи, обнаружены кимберлитовые трубки.

Результаты изучения магматизма района опубликованы в целом ряде статей и монографий. В первую очередь следует назвать работы Г. Г. Моора, Ю. М. Шейнманна, Е. Л. Бутаковой, К. М. Шихориной, В. Ф. Мотычко, Л. С. Егорова, Т. Л. Гольдбурт, Е. М. Эпштейна, Л. И. Аникеевой, А. Ф. Михайловой, Н. П. Суриной и многих других.

Но, несмотря на значительный объем проведенных исследований и полученные результаты, многие важные вопросы петрогенезиса этих массивов остаются нерешенными или продолжают быть дискуссионными.

На протяжении многих лет в литературе обсуждается проблема «исходной» магмы и возможные пути ее эволюции, приведшие к петрографическому многообразию пород этих сложных интрузий. При этом совершенно по-разному оценивается роль метасоматических и магматических процессов в формировании пород. Так, например, широко развитые во многих интрузивных телах нефелин-пироксеновые породы ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда одни исследователи считают магматическими, в то время как другие склонны относить их к существенно метасоматическим образованиям. Нет единства и во взглядах геологов на генезис мелилитовых пород, щелочных сиенитов, карбонатитов. Очень мало внимания уделялось ультраосновным породам, роль которых в формировании многих интрузий и связанных с ними полезных ископаемых значительна.

В предлагаемой монографии основное внимание уделено ультраосновным породам (дунитам, перидотитам, меймечитам, пироксенитам), входящим в состав сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского района, а также ассоциирующим с ними пикритовым порфиритам и кимберлитам. В работе приводятся новые данные по петрографии и минералогии этих пород, впервые разбираются особенности их петрохимии сравнительно с ультрабазитами других регионов, рассматриваются некоторые вопросы механизма формирования подобных тел на базе микроструктурного анализа. Изучая ультрабазиты сложных интрузий и характер их взаимоотношений с более поздними метасоматитами и щелочными породами нефелин-клинопироксенового состава, авторы по-своему подошли к решению проблемы соотношений магматических и метасоматических процессов в образовании разнообразных пород, слагающих эти тела. В заключительной главе дается обзор гипотез формирования интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, приводятся данные экспериментальных исследований применительно к генезису платформенных ультрабазитов, излагаются основные результаты проведенных исследований.

Работа выполнена в лаборатории петрологии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Введение, главы I, III, IV и VII написаны Ю. Р. Васильевым, главы II, V, VI и заключение — Ю. Р. Васильевым и В. В. Золотухиным.

Авторы считают приятным долгом поблагодарить за советы и постоянное внимание к работе акад. В. С. Соболева и научного редактора книги проф. Г. В. Пинуса, сделавших ряд ценных замечаний в процессе подготовки рукописи к печати.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На севере Сибирской платформы в бассейнах рек Хеты, Анабар и Оленек геологопоисковыми работами последних лет выявлены многочисленные проявления ультраосновного интрузивного магматизма, принадлежащего двум различным формациям устойчивых областей: формации центральных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов и формации кимберлитов (Кузнецов, 1964). Многочисленные интрузии первой формации были обнаружены в свое время на обширной площади западного (северо-западного) склона Анабарской антеклизы. Здесь же, на северо-западном склоне, располагаются провинция щелочного базальтоидного вулканизма, не имеющая себе аналогов в других районах Сибирской платформы, и редкие проявления кимберлитоподобных пород. Основная масса кимберлитовых тел и родственных им образований сосредоточена на восточном (северо-восточном) склоне Анабарского выступа, где пока не известны интрузивные проявления ультраосновных пород, определенно принадлежащих к формации ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.

Интересующие нас проявления ультраосновного магматизма располагаются преимущественно в породах платформенного чехла, стратиграфический разрез которого содержит ряд осадочных и вулканогенных свит от синийского до четвертичного возраста. Поэтому, не останавливаясь на описании древних метаморфических комплексов фундамента, перейдем к краткой характеристике осадочных и вулканогенных толщ платформенного чехла, составленной по литературным данным.

Непосредственно на породах Анабарского кристаллического выступа, окаймляя его с запада, севера и востока, залегают отложения синийского комплекса (Sn). Мукунская свита (Sn^{mk}) представлена преимущественно кварцевыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, менее алевролитами, глинистыми сланцами и доломитами со строматолитами. На восточной окраине Анабарского выступа в основании свиты залегают базальные грубообломочные конгломераты мощностью 1—2 м. Мощность свиты колеблется от 140—300 м по р. Анабар до 800 м по рекам Котуйкан и Илья (рис. 1).

Вышележащая билляхская свита (Sn^{bl}) согласноперекрывает отложения мукунской свиты. В западной части района свита сложена в основном пестроцветными доломитами и известняками с обильными остатками разнообразных водорослей. В верхней части разреза появляются прослои мергелей, гравелитов, песчаников и линзы гипса.

Литологический состав и мощность пород свиты сильно меняются по простиранию. Так, в северной части района преобладают светлоокрашенные доломиты, чередующиеся на восточном склоне с прослоями известняков и кварц-полевошпатовых песчаников. На территории, лежащей севернее Анабарского выступа, отмечается постепенное выклинивание отложений билляхской свиты в направлении с запада на восток при одновременном

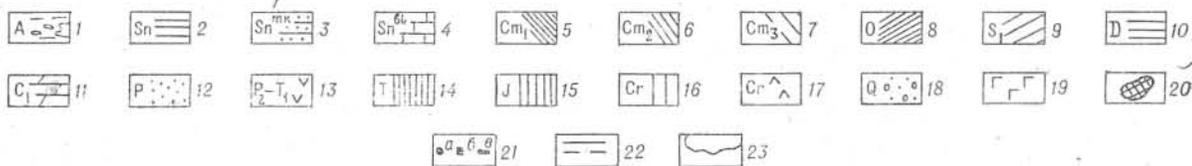
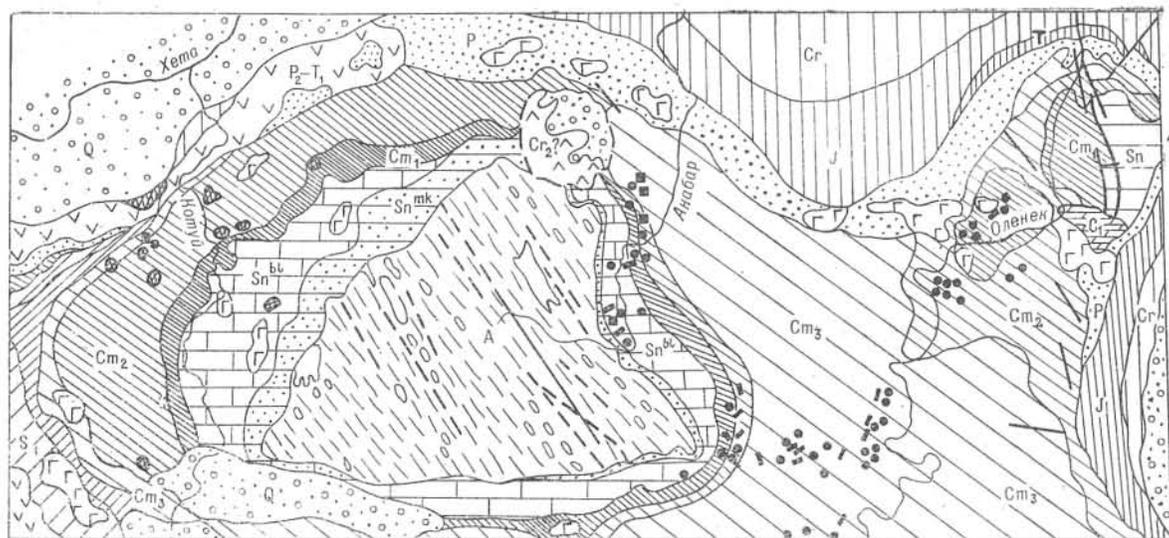


Рис. 1. Схематическая геологическая карта севера Сибирской платформы (по материалам предыдущих исследователей):

1 — метаморфические и интрузивные образования архея; 2 — терригенно-карбонатные отложения синия; 3 — существенно терригенные отложения мукунской свиты синия; 4 — существенно карбонатные осадки билляхской свиты синия; 5 — нижнекембрийская толща пестроцветных известняков; 6 — среднекембрийские доломиты и доломитизированные известняки; 7 — верхнекембрийские доломиты и мергели; 8 — пестроцветные доломиты, мергели и гипсы ордовика; 9 — нижнесилурийские известняки; 10 — карбонатно-глинистые отложения среднего и верхнего девона; 11 — существенно карбонатные породы каменноугольной системы (нижний карбон); 12 — существенно терригенные и углито-глинистые отложения пермской системы; 13 — верхнепермские-нижнетриасовые вулканогенно-туфовые образования; 14, 15, 16 — мезозойские (триасовые, юрские и меловые) терригенные отложения близкого литологического состава; 17 — предположительно верхнемеловые вулканогенные образования; 18 — четвертичные отложения впадин и прогибов; 19 — интрузивные тела долеритов; 20 — интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов; 21 — кимберлитовые трубки (а) и дайки (б), проявления карбонатитов (с); 22 — зоны тектонических нарушений; 23 — границы геологических образований.

замещении доломитовых пород пестроцветными глинистыми доломитизированными известняками. Мощность свиты на западном склоне выступа достигает 1200 м, уменьшаясь до 50—100 м на севере и 250—300 м в бассейне р. Анабар.

Фаунистически охарактеризованные кембрийские (C_m) отложения представлены всеми тремя отделами, подразделенными на ряд ярусов и свит, обобщенная характеристика которых приведена ниже.

Нижнекембрийские (C_{m1}) отложения на подстилающих породах, как правило, залегают согласно, но в некоторых участках трансгрессивно перекрывают различные горизонты синийских пород. В составе толщи, мощность которой колеблется от 50—70 м на севере до 270—285 м на западном склоне Анабарской антеклизы, преобладают красноцветные и пестроокрашенные битуминозные известняки с прослоями доломитов и чистых известняков.

Согласно на нижнекембрийских отложениях располагается литологически однообразная толща среднего кембрия (C_{m2}), состоящая в основном из светлоокрашенных доломитов и доломитизированных известняков. Мощность толщи достигает 800—1000 м на западном и восточном склонах Анабарской антеклизы, уменьшаясь до 300—400 м на севере.

Верхнекембрийские (C_{m3}) отложения без видимого перерыва сменяют породы среднего кембрия. В разрезе толщи чередуются доломиты и мергели серой и зелено-серой окраски с прослоями и линзами оолитовых и брекчированных доломитов, гипса, внутрiformационных конгломератов и стяжений кремния. Мощность толщи не превышает 400 м.

Отложения нерасчлененной ордовикской системы (O) обнажаются в виде узкой полосы лишь в западной и северо-западной частях района, где они согласно располагаются на породах C_{m3} . В составе толщи преобладают пестроцветные мергели и доломиты с прослоями и линзами яркоокрашенного гипса. Мощность толщи уменьшается в северо-восточном направлении от 300—400 м до 100 м и менее.

Отложения силура (S), согласно сменяющие толщу ордовика, представлены его нижним отделом (S_1), состоящим из однообразных массивных толстослоистых серых и темно-серых известняков с обильной фауной. Мощность толщи колеблется от 250—280 м в истоках р. Маймечи до 150 м в ее нижнем течении.

Породы девонской системы (D) также встречены лишь на западном склоне Анабарского выступа, в бассейне р. Маймечи, где они представлены средним и верхним отделами.

Среднедевонская (D_2) толща, с перерывом, но согласно залегающая на породах нижнего силура, представлена массивными толстоплитчатыми известняками, переслаивающимися в верхах разреза с тонкоплитчатыми слоистыми глинистыми и мергелистыми известняками светлой окраски с фауной кораллов, брахиопод и трилобитов эйфельского яруса. Массивные известняки верхней части разреза содержат фауну живетского яруса. Суммарная мощность толщи 70—80 м.

Отложения верхнего девона (D_3) имеют несколько большее распространение, располагаясь согласно или с размывом на среднедевонских, силурийских или ордовикских слоях. Состоит толща верхнего девона из однообразных тонкоплитчатых коричневатых известняков, содержащих фауну и редкие прослои яркоокрашенных доломитов и аргиллитов. Мощность верхнедевонских отложений 50—60 м.

Породы каменноугольной системы (C) встречены лишь в отдельных участках западной и восточной частей района. В западной части к ним относятся темно-серые, черные, иногда желтые органогенные и битуминозные известняки, которые содержат фауну брахиопод турнейского яруса (C_1^t) и согласно залегают на отложениях верхнего девона. Мощ-

ность толщи колеблется от 20 до 60 м. В восточной части района, в бассейне р. Оленек, нижнекаменноугольные отложения визейского яруса (C_1^v) лежат на размывтой поверхности кембрийских пород, отделяясь от последних горизонтом красных глин. Выше по разрезу располагаются известняки и доломиты с линзами и пластами гипса. Мощность отложений C_1 около 250 м.

Среди отложений пермской системы (Р) по растительным остаткам, споро-пыльцевым комплексам и находкам фауны выделены оба отдела.

Н и ж н е п е р м с к а я (P_1) толща в виде неширокой прерывистой полосы прослеживается на северо-западном склоне Анабарской антеклизы, значительно увеличиваясь по размерам выходов в северо-восточной части района. Отложения нижней перми с размывом и несогласием залегают на различных горизонтах средне- и нижнепалеозойских пород. В разрезе толщи преобладают серые и темно-серые кварцевые и полимиктовые песчаники с редкими прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев, количество которых увеличивается в верхах отдела. Незначительные выходы этих отложений установлены также в пределах северной окраины Попигайской котловины, где они сохранились в некоторых опущенных блоках. Общая мощность толщи достигает 200—250 м.

Среди в е р х н е п е р м с к и х (P_2) отложений преимущественным развитием пользуются алевролиты и сланцы, в том числе углистые, чередующиеся с прослоями песчаников, глин и пластами угля различной мощности. Почти повсеместно в основании разреза залегают линзовидные прослои мелкогалечниковых конгломератов. В верхней части разреза в большом количестве присутствуют рыхлые полимиктовые песчаники с растительными остатками. Мощность верхнепермских отложений в западной части района достигает 200—250 м. На северо-восточном склоне антеклизы к верхнему отделу перми относится согласно залегающая на фаунистически охарактеризованных нижнепермских отложениях толща алевролитов и аргиллитов мощностью 40—50 м.

К нерасчлененным в е р х н е п е р м с к о - н и ж н е т р и а с о в ы м (P_2-T_1) образованиям относятся проявления траппового и щелочно-базальтоидного вулканизма, наиболее широко развитые на северо-западном склоне Анабарской антеклизы. Здесь, в бассейнах рек Маймечя и Котуй, вулканогенные образования этого возраста прослеживаются в виде неширокой (20—50 км) полосы северо-восточного простирания на расстояние 250—300 км. В северной и северо-западной части района толща вулканогенных пород перекрыта молодыми отложениями Хатангской впадины, а в юго-западном направлении она сменяется обширным полем трапповых вулканитов Тунгусской синеклизы.

По разнообразию слагающих ее пород эти вулканогенные образования не имеют себе аналогов на Сибирской платформе и поэтому выделяются многими исследователями (Бутакова, Егоров, 1962; Жук-Почкутов и др., 1965; Шейнманн, 1968; Егоров, 1970) в самостоятельную Маймечя-Котуйскую провинцию, вполне сопоставимую, по их мнению, с провинциями щелочно-базальтоидного вулканизма в рифтовых зонах Африки, Европы и Сибири, на островах Атлантического океана, в областях Восточной и Центральной Азии и т. д.

Минералого-петрографические, петрохимические и геохимические особенности вулканогенных пород Маймечя-Котуйской провинции, а также их тесная пространственная ассоциация с крупнейшим Гулинским плутоном ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов послужили отправным пунктом для построения целого ряда петрогенетических схем развития магматизма в этом районе, обзор которых дается нами в последующих разделах работы.

Описание вулканогенных образований Маймечя-Котуйской провинции и история ее исследования приводились в литературе неоднократно (см. список литературы). Поэтому, давая сжатую характеристику раз-

реза толщи, мы постараемся подчеркнуть лишь особенности тех пород, которые представляют интерес для наших дальнейших суждений о природе ультраосновного магматизма севера Сибирской платформы.

Рекогносцировочные работы 40-х годов, выявившие вулканогенную толщу в бассейне р. Хеты, сменились более детальными исследованиями, на основе которых была разработана принципиальная схема строения эффузивной толщи (Бутакова, 1956; Бутакова, Егоров, 1962; Иванов, 1960, 1963; Полькин, 1959), в дальнейшем уточненная и детализированная (Шихорина, 1959, 1969, 1970; Жук-Почекутов и др., 1965; Гусев, 1961, 1970; и др.). Но до сих пор многие вопросы возрастной корреляции различных частей разреза и их формационной принадлежности, объема отдельных свит и даже принадлежности к эффузивам (например, меймечитов) остаются неясными или дискуссионными.

В настоящее время в разрезе вулканогенной толщи Маймеча-Котуйской провинции принято выделять пять свит: правобоярскую, арыджангскую, коготокскую, дельканскую и маймечинскую (рис. 2).

Правобоярская свита ($P_2 - T_1^{pr}$) в виде непрерывной полосы прослеживается от р. Бол. Романихи до р. Сабыды, а затем появляется в районе нижнего течения р. Котуй, простираясь далее на северо-восток по правобережью р. Эрички. На участке между реками Сабыда и Котуй существенно туфогенная правобоярская свита фациально замещается щелочными базальтоидами арыджангской свиты. Породы правобоярской свиты залегают с размывом на терригенных отложениях перми.

В составе свиты преобладают вулканокластические (лавобрекчии, туфы и туффиты преимущественно литокластические) и вулканоосадочные (туфогенные и вулканомиктовые) породы, чередующиеся с редкими горизонтами песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. По палинологическим комплексам, растительным остаткам и филоподам возраст толщи датируется как $P_2 - T_1$. Мощность свиты колеблется от нескольких десятков метров на северо-востоке до 250—300 м и более (до 400 м, по Я. И. Полькину, 1959) в бассейнах рек Маймечи и Бол. Романихи.

Арыджангская свита ($P_2 - T_1^{ar}$) считается фациальным эквивалентом правобоярской свиты, замещающим ее в нижнем течении р. Котуй. Породы свиты с размывом, а иногда с небольшим угловым несогласием ложатся на терригенные отложения перми. Свита сложена преимущественно чередующимися покровами лав бесполовошпатовых щелочных базальтоидов мощностью от 1—5 м до 10—20 м. Значительно менее развиты туфы и туфолавы этих пород. В северной части района развития арыджангской свиты (по данным К. А. Жук-Почекутова и др., 1965) в разрезе толщи преобладают меланократовые и оливинсодержащие разности нефелинитов, авгититы и лимбургиты, в то время как мелилитсодержащие щелочные базальтоиды встречаются редко. По материалам А. И. Иванова (1960, 1963) лимбургиты и авгититы преобладают и в южной части эффузивного поля. И наоборот, в центральной части этого поля, ниже устья р. Медвежьей, в разрезе свиты преобладают мелилитовые и мелилитсодержащие породы, а на долю нефелинитов и туфов приходится соответственно не более 20 и 10%.

Общий разрез свиты К. А. Жук-Почекутов и др. (1965) вслед за Е. Л. Бутаковой (1956) подразделяют на три неравные части, различающиеся составами преобладающих пород. Для нижней части свиты, имеющей мощность около 160 м, характерно преобладание меланократовых оливинсодержащих или оливиновых пород с мелилитом и нефелином, присутствующими в различных соотношениях. Значительная доля (до 25%) приходится на туфогенные образования. Средняя часть свиты (ее мощность равна 110 м) сложена преимущественно мелилитсодержащими и мелилитовыми нефелинитами, находящимися примерно в одинаковом соотношении с нефелинитами. Верхняя часть разреза (около 30 м) представлена

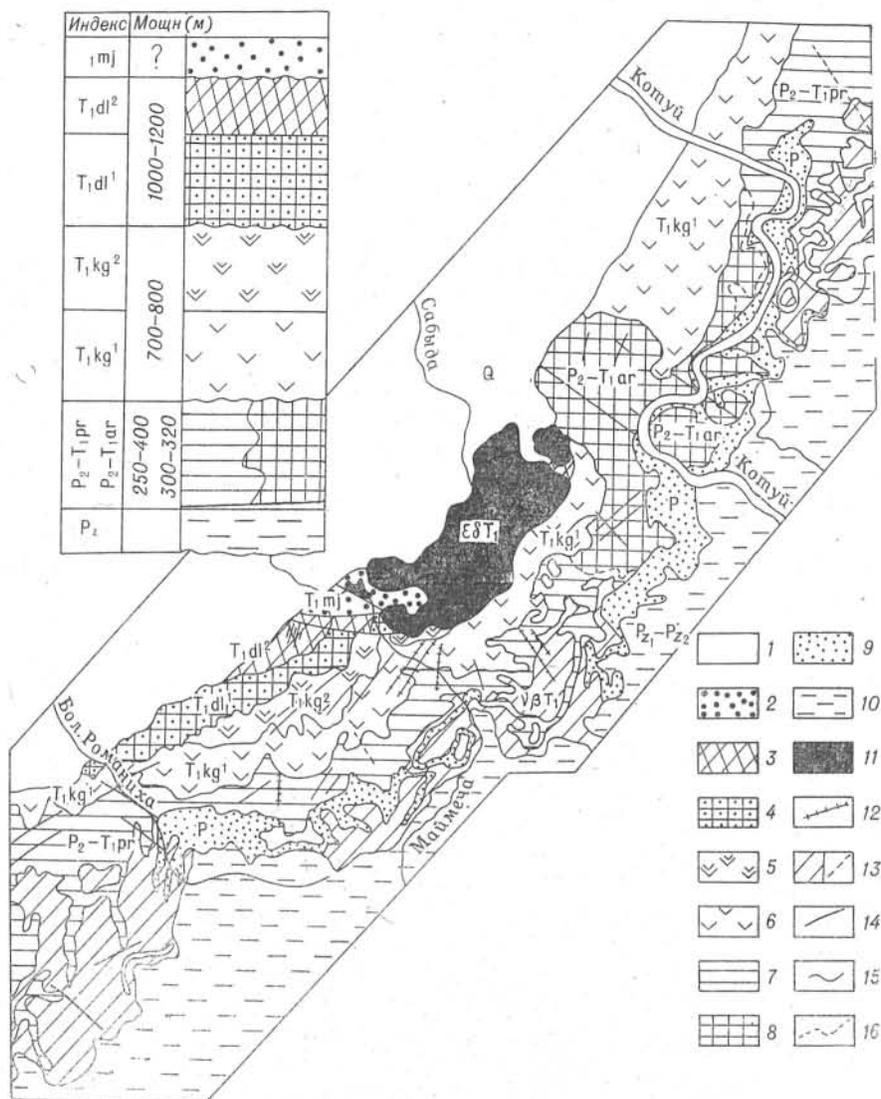


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и стратиграфическая колонка района развития вулканогенных толщ в нижнем течении рек Маймечи и Котуй (по К. М. Шихориной, 1970)

1 — четвертичные отложения; верхнепермские-нижнетриасовые вулканогенно-туфовые образования; 2 — маймечинская свита (меймечиты и их туфы); 3 — дельканская свита, верхняя подсвита (базальты, андезиты, андезиты, дациты, трахилипариты, трахибазальты, трахиандезиты, пикритовые порфириты); 4 — дельканская свита, нижняя подсвита (меланократовые нефелиновые базальты и нефелиниты, анальцимо-нефелиновые базальты и др.); 5 — коготонская свита, верхняя подсвита (трахибазальты, трахиандезито-базальты, базальты и др.); 6 — коготонская свита, нижняя подсвита (базальты); 7 — правобережная свита (туфы и туфогенные породы базальтового состава, базальты, туфопесчаники, песчаники, глинистые сланцы и др.); 8 — арыджанская свита (меланократовые нефелиновые, меллитовые базальты, авгититы, лимбургиты, пикритовые порфириты и др.); 9 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, покровы щелочных базальтоидов и их туфы; 10 — преимущественно карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя; 11 — Гулинский плутон ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов; 12 — дайки щелочно-ультраосновных пород; 13 — силы (а) и дайки (б) долеритов; 14 — тектонические нарушения; 15 — границы геологических образований; 16 — литолого-фациальная граница.

богатыми оливином лимбургитами и пикритовыми порфиритами, чередующимися с маломощными пропластками туфов щелочных базальтоидов.

Все породы свиты имеют очень близкий вещественный состав, что, вероятно, подтверждает их генетическое единство. По сути дела все разнообразие пород возникает при различном соотношении четырех главных породообразующих минералов — клинопироксена, оливина, нефелина и мелилита. Причем разновидности, представляющие собой биминеральные породы, сложенные клинопироксеном и одним из оставшихся трех минералов, встречаются крайне редко. В первую очередь к ним относятся пикритовые порфириты и лимбургиты верхней части разреза свиты.

Разграничить эти породы (пикритовые порфириты и лимбургиты) между собой не всегда удается даже по результатам химических анализов. Обе разновидности представляют собой темноокрашенные с различными оттенками плотные породы с мелкопорфировой структурой (размер вкрапленников редко превышает 1—2 мм). Количество вкрапленников, среди которых преобладает оливин, изменяется в широких пределах от первых процентов до 15—20% (в лимбургитах), достигая 25—40% в пикритовых порфиритах, не содержащих в этом случае порфировых выделений клинопироксена. Основная масса состоит из тонкопризматических мелких (до 0,05 мм по удлинению) кристалликов клинопироксена и рудных минералов (8—15%), погруженных в стекловатый мезостази, замещенный обычно вторичными минералами. В основной массе лимбургитов присутствует анальцим, по-видимому, замещающий нефелин, а в так называемых мелилитсодержащих пикритовых порфиритах наблюдаются сильно измененные таблочки мелилита в количестве 10—15% объема породы. Обычно минералы вкрапленников и основной массы замещены вторичными новообразованиями.

По кристаллооптическим свойствам ($+2V=88-90^\circ$, $Ng=1,704-1,716$, $Np=1,666-1,672$) оливин вкрапленников содержит 15—20% *Fa* компонента, а клинопироксен ($+2V=58-60^\circ$, с $Ng=42-45^\circ$, $Ng=1,728-1,730$, $Np=1,704-1,706$) принадлежит авгиту или авгит-диопсиду.

Общая мощность арыджангской свиты составляет 300—320 м.

Коготокская свита (T_1^{kg}) перекрывает отложения правобоярской и вулканиты арыджангской свит, имея общее с ними моноклинальное падение на северо-запад $290-315^\circ$ под углом $7-15^\circ$. В составе хорошо изученной в разных участках района свиты выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита сложена преимущественно покровами базальтов с редкими маломощными покровами (или силлами) меланократовых нефелинитов и авгитов. Мощность нижнекоготокской подсвиты рядом исследователей оценивается в интервале от 400 м до 700—800 м. Верхняя подсвита состоит из чередующихся покровов базальтов, трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, андезитов, дацитов и щелочных трахитов. Соотношение базальтов и щелочных дериватов изменчиво как по разрезу, так и по простиранию, что затрудняет сопоставление различных частей разреза и оценку ее мощности, принимаемой в объеме 350—400 м.

Поскольку полный разрез свиты отсутствует, ее суммарная мощность различными исследователями оценивается по-разному. По А. А. Волосатову и Я. И. Полькину (1952), она равна 1400—1600 м, Е. Л. Бутакова (1956) дает оценку мощности только отдельным частям разреза, а К. А. Жук-Почекутов и др. (1965) принимают ее равной 1100—1200 м, в то время как по данным К. М. Шихориной (1969, 1970) мощность свиты не превышает 700—800 м.

Дельканская свита (T_1^{dl}) состоит из вулканогенных пород различного состава, залегающих согласно и стратиграфически выше коготокской свиты. Породы свиты обнажаются на междуречье Маймечи и Бол. Романихи в виде неширокой (5—8 км) полосы, протягиваясь вдоль северного края Сибирской платформы примерно на 50 км.

В разрезе дельканской свиты большинством исследователей выделяются две подсвиты. Нижнедельканская подсвита, мощность которой оценивается в 420—530 м, сложена преимущественно бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами, тефритами и единичными покровами андезитов и щелочных трахитов. Верхняя подсвита состоит из чередующихся горизонтов лав, туфов и туфобрекчий трахибазальтов, андезитобазальтов, андезитов, трахиандезитов, бесполовошпатовых щелочных базальтоидов (меланократовых оливиновых нефелинитов, лимбургитов, пикритовых порфиритов и т. п.), щелочных трахитов и трахилипаритов. Мощность верхней подсвиты весьма условно из-за плохой обнаженности и фациальной изменчивости пород оценивается в пределах 400—900 м.

Л. С. Егоров (1970) и К. М. Шихорина (1970) справедливо отмечают, что сопоставление послонных разрезов из различных участков района чрезвычайно затруднено из-за целого ряда неблагоприятных геологических факторов (плохая обнаженность, фациальная изменчивость пород, блоковая тектоника района и т. д.) и может приводить к значительным ошибкам при вычислении общей мощности свиты. Видимая мощность свиты на р. Бол. Романихе, по данным Я. И. Полькина (1959), равна 370 м, а для других районов она оценивается в интервале от 1000 (Шихорина, 1970) до 1500 м (Бутакова, 1956; и др.).

При этом следует учитывать, что К. М. Шихорина (1970) из состава верхнедельканской подсвиты исключает значительную по мощности пачку андезитов, авгититов, лимбургитов и других эффузивов, переслаивающихся с пикритовыми порфиритами (или меймечитами), которые обнажены на левобережье р. Маймечи выше устья р. Делькан. По ее мнению, эту часть дельканской свиты следует относить к низам вышележащей маймечинской свиты меймечитов. Другие исследователи (Бутакова, 1956; Бутакова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965) эту пачку пород включают в состав дельканской свиты, считая, что меймечиты (пикритовые порфириты) дельканской свиты петрографически весьма близки к меймечитам маймечинской свиты, хотя и имеют целый ряд отличительных признаков. Меймечиты (пикритовые порфириты) дельканской свиты содержат меньшее количество вкрапленников оливина (15—30% объема породы), размер которых значительно меньше, а состав более железистый (12—18% Fa), чем в меймечитах маймечинской свиты. Совместно с оливином в пикритовых порфиритах присутствуют иногда вкрапленники авгита, а сами породы очень сильно изменены вторичными процессами и отличаются от меймечитов рядом петрохимических параметров. К. А. Жук-Почекутов и др. (1965) выделяют в этой пачке только пикритовые порфириты, считая, что по своим минералого-петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям они существенно отличаются от меймечитов, толща которых, по их мнению, имеет не триасовый, а более молодой, вероятно, юрский возраст.

Возраст пород дельканской свиты по результатам калий-аргоновых определений (Черепанов, Мурина, 1966) равен 216—237 млн. лет, что соответствует нижнему триасу.

Вышележащая *маймечинская свита* (T_1^{mj}), принимаемая рядом исследователей за верхний стратиграфический горизонт вулканогенно-туфовых образований Маймеча-Котуйской провинции, объединяет толщу ультраосновных пород эффузивного (гипабиссального) облика, образующих локальное поле (около 60 км²) на правобережье р. Маймечи. Геологическое положение этой толщи, как и сама природа меймечитов, обсуждается в литературе на протяжении многих лет. И это не случайно, поскольку доводы в пользу интрузивного происхождения этих пород не менее убедительны, чем доказательства их эффузивной природы. В следующей главе, при описании ультраосновных пород Гулинского плутона, мы подробно остановимся на взглядах различных исследователей на генезис

и геологическое положение меймечитов и выскажем свои соображения по этой проблеме. Здесь лишь подчеркнем, что даже среди сторонников эффузивного происхождения меймечитов нет единства в оценке мощности этой свиты (от 150—400 до 2000 м и более) и характера взаимоотношений меймечитовой толщи с подстилающими ее вулканогенными свитами и ультраосновными интрузивными породами Гулинского плутона.

Предлагаемый стратиграфический разрез вулканогенных образований Маймеча-Котуйского района, составленный по геологическим наблюдениям, не совпадает со схемой расчленения этих толщ по палеомагнитным данным (Гусев, 1970). Судя по прямой и обратной намагниченности пород в разрезах по рекам Маймеча, Котуй и Бол. Романиха, устанавливается синхронность излияний базальтов нижнекоготокской подсвиты р. Бол. Романихи и щелочных базальтоидов арыджангской свиты. К более молодым также синхронным образованиям относятся щелочные базальтоиды нижней подсвиты дельканской свиты р. Бол. Романихи и базальты нижней подсвиты коготокской свиты низовьев рек Маймеча и Котуй. Основная часть дельканской свиты сформировалась, по мнению Б. В. Гусева (1970), в верхнетриасовое время. Такое несовпадение геологических и геофизических данных свидетельствует о более сложном пространственном распределении вулканогенных толщ района и необходимости дальнейших исследований по уточнению существующих схем их расчленения.

На северо-восточном склоне Анабарской антеклизы к вулканогенной толще P_2 — T_1 возраста относятся покровы, туфы, силлы и дайки пород трашвого комплекса, разобщенные поля которых залегают на различных горизонтах пород палеозоя.

Терригенные отложения мезозоя (J — Cr), выполняющие Хатангскую впадину, перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений. Угленосные осадки мела (Cr), относимые по спорово-пыльцевым комплексам к альбу-сеноману, обнажаются в пределах Попигайской котловины. Предположительно верхнемеловой возраст имеют встречающиеся здесь же вулканогенные образования основного и среднего состава. В последние годы В. Л. Масайтисом и др. (1971) выдвинута гипотеза ударного, метеоритного происхождения Попигайской котловины.

Мезозойские (T_1 — Cr_1) терригенные отложения близкого литологического состава, имеющие суммарную мощность порядка 1000 м, выполняют Лено-Анабарский и Ленский прогибы.

В составе четвертичной системы (Q) выделяются различного возраста морские, ледниковые, водно-ледниковые и современные речные, озерные, болотные и делювиально-элювиальные отложения.

Основным геоструктурным элементом севера Сибирской платформы является Анабарская антеклиза (рис. 3), осложненная структурами второго порядка, к которым в первую очередь относятся Анабарское и Оленекское поднятия, разделенные Оленекским прогибом. Хатангская впадина, Лено-Анабарский и Ленский прогибы ограничивают Сибирскую платформу с севера и северо-востока. На западе Анабарская антеклиза сменяется Тунгусской синеклизой, выполненной вулканогенными породами трашовой формации.

Ядро Анабарского поднятия, именуемое в литературе как Анабарский выступ или Анабарский кристаллический щит, сложено сильно дислоцированными и метаморфизованными породами архея, образующими складчатый фундамент севера Сибирской платформы. По геологическим и геофизическим данным последних лет (Атласов, 1960; Атласов, Польшин, 1969; Спижарский, 1964; Кропоткин и др., 1971), выявленная неоднородность структуры фундамента обусловлена его сложно-блоковым разновременно-складчатым строением.

Породы вулканогенно-осадочного чехла платформы, периклинально огибающие Анабарский выступ, имеют моноклинальное залегание

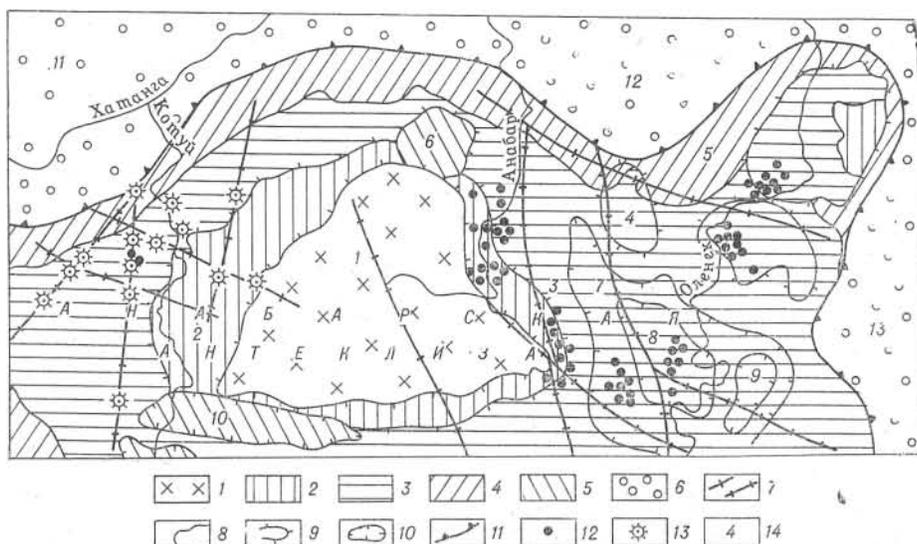


Рис. 3. Схема расположения главнейших структурных элементов севера Сибирской платформы (по И. П. Атласову, 1960; И. П. Атласов и Я. И. Полькину, 1969; Л. С. Егорову, 1964; В. В. Ковальскому и др., 1969).

Структурные ярусы:

1 — архейский; 2 — синийский; 3 — нижне-среднепалеозойский; 4 — верхнепалеозойский-нижне-мезозойский; 5 — мезокайнозойский; 6 — мезозойский (юрско-меловой) структурный ярус внешних впадин и прогибов; 7 — зоны глубинных прогибов; 8 — границы структурных ярусов; 9 — границы антеклиз и сводовых поднятий; 10 — границы синеклиз, впадин и котловин; 11 — граница платформы с обрамляющими ее впадинами и прогибами; 12 — трубки и дайны кимберлитов; 13 — интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов; 14 — структурные элементы, обозначенные на схеме цифрами: 1 — Анабарский выступ архейских пород фундамента. Сводовые поднятия: 2 — Анабарское; 3 — Оленекское; 4 — Уджинское; 5 — Анабаро-Оленекская и Маймеча-Котуйская моноклинали; 6 — Попигаийский грабен. Впадины: 7 — Суханская; 8 — Биректинская; 9 — Моторчунская; 10 — Аганьлийская; 11 — Хатангская. Прогибы: 12 — Лено-Анабарский; 13 — Ленский.

и пологие углы падения (от 1° до $2-5^\circ$), увеличивающиеся до $15-20^\circ$ и более в участках флексурных перегибов и зонах тектонических нарушений. В истории развития вулканогенно-осадочного чехла севера платформы выделяются (Атласов, 1960; Атласов, Полькин, 1969; Полькин, 1963; Васильева, 1970; Макаренко, 1971; и др.) четыре геотектонических этапа (и соответствующие им четыре структурных яруса), отвечающих основным эпохам осадконакопления и формирования структур: синийский, нижне-среднепалеозойский, верхнепалеозойский-нижне-мезозойский, мезокайнозойский.

В синийское время формировались такие структуры второго порядка, как Попигаийское и Некюлээхское поднятия, а также целый ряд крупных антиклинальных складок облекания, известных на западном и восточном крыльях Анабарской антеклизы. Образование подобных структур происходило и в палеозойское время. Так, к среднекембрийской эпохе относится возникновение Оленекского и Мунского поднятий, а также Оленекского и Кютингдинского прогибов, фиксируемых по неравномерному распределению мощностей отдельных горизонтов кембрийских пород или их выпадению из разрезов на поднятиях. По-видимому, в среднем палеозое начинает формироваться основная структура района — Анабарское поднятие, что подтверждается повсеместным несогласным залеганием отложений девона и перми на различных горизонтах нижнего палеозоя. Верхнепалеозойская стадия резкой перестройки структурного плана платформы и образования целого ряда синеклиз (в том числе Тунгусской), впадин, валов и поднятий сменилась раннемезозойским периодом накопления вулканогенных комплексов. Породы перми и перекрывающие их туфо-лавовые образования на западном склоне Анабарской антеклизы (Маймеча-Котуйский район) дислоцированы более интенсивно, чем карбо-

натно-терригенные толщи синия и палеозоя. Углы падения на крупных складках увеличиваются до $15-20^\circ$, а в местах максимальных напряжений появляются разрывы со смещением горизонтов до нескольких десятков метров и появлением чешуйчатых структур. К структурам мезокайнозойского этапа относятся хорошо выраженные в современном тектоническом плане впадины и краевые прогибы, формирование которых происходило на фоне дальнейшего воздымания и роста Анабарской антеклизы, образования Попигайского грабена и ряда более мелких куполовидных поднятий, вероятно связанных с внедрением интрузивных тел.

Разрывные нарушения в пределах платформенного чехла представлены многочисленными сбросами различной протяженности с амплитудой смещения блоков пород по ним от нескольких метров до 200—500 м. На отдельном участке разломы образуют «сетку» из взаимно пересекающихся нарушений, по которым наблюдаются перемещения крупных блоков пород с амплитудой до 0,5 км. Так, в верхнем течении р. Маймечи в кембрийских породах зажат блок силурийских известняков, перемещенный на 200—250 м. Подобные блоки древних пород среди молодых отмечены также в бассейне р. Анабар и по окраинам Попигайского грабена, где амплитуда смещения отдельных блоков оценивается в 50—300 м. Вдоль северного края Сибирской платформы, а также на крыльях Анабарской антеклизы, в породах осадочного чехла, по геологическим наблюдениям и геофизическими методами фиксируются линейные зоны разломов значительной (до нескольких десятков и даже сотен километров) протяженности. Смещение пород по таким разломам, имеющим, как правило, вертикальное падение, отсутствует или не превышает нескольких метров, изредка достигая 200—300 м и более. Такие региональные зоны нарушений в породах чехла, по-видимому, возникают при активизации глубинных разломов фундамента и являются основными магмоподводящими каналами, контролирующими эффузивную и интрузивную деятельность района (Егоров, 1964_а; Егоров и др., 1968; Мокшанцев и др., 1964; Ковальский и др., 1969; Васильева, 1970; и др.). На современном эрозионном срезе зоны разломов трассируются дайками разнообразных магматических пород (оленинская дайка, например, прослежена более чем на 200 км), а в узлах пересечения зон располагаются интрузии сложного состава и поля кимберлитовых тел и родственных им образований.

Для севера Сибирской платформы характерна разнообразная магматическая деятельность, пространственно локализованная в породах платформенного чехла и относимая в своей подавляющей массе по времени проявления к пермо-триасовому магматическому циклу (Атласов, 1960; Атласов, Польшкин, 1969; Ковальский и др., 1969; Егоров, 1970). В пределах этого цикла по тектоническому режиму и характеру магматизма некоторыми исследователями (Егоров, Сурина, 1972; Егоров, 1970; Шихорина, 1970) для западной части Анабарской антеклизы выделяются три этапа (ранний, средний и поздний), охватывающие все стадии проявления эффузивной и интрузивной деятельности.

На первом этапе происходило формирование вулканогенно-туфовых толщ, силлов и дайковых тел. Наиболее полно этот этап магматизма проявился в Маймеча-Котуйском районе, где мощный разрез вулканогенных толщ подразделен на ряд свит, различающихся по составу пород, времени образования и, вероятно, формационной принадлежности. Так, породы правобоярской и нижнеготтогской свит по своим минералого-петрографическим и петрохимическим особенностям сопоставимы с образованиями трапповой формации Тунгусской синеклизы. По-видимому, в это же время возникают туфо-лавовые трапповые поля на северо-восточном склоне Анабарской антеклизы и многочисленные силлы и дайки долеритов на всей обширной территории севера Сибирской платформы. Одновременное с правобоярской свитой формирование арыджангской свиты щелочных

меланократовых базальтоидов свидетельствует, по мнению Л. С. Егорова (1970), о существовании в это время очаговых зон различной глубинности, продуцирующих как базальтовые, так и щелочно-основные магмы. Для более поздних излияний, сформировавшихся верхи коготокской свиты и обе подсвиты дельканской свиты, характерно чередование лав базальт-трахилипаритового и трахибазальт-трахитового рядов с производными слабо-дифференцированной или недифференцированной щелочно-ультраосновой магмы (время образования нижнедельканской свиты), что еще раз подчеркивает самостоятельность и первичность источника щелочно-ультраосновой магмы.

Средний этап магматической деятельности также наиболее полно проявился в Маймеча-Котуйском районе, но происходил он в существовании иных тектонических условиях, выразившихся в смене эффузивного вулканизма и приповерхностной интрузивной деятельности стадией внедрения сложных интрузий центрального типа. Интрузии этого типа группируются в узлах пересечения зон глубинных разломов и формируются в течение длительного времени, сохраняя общую для всех массивов последовательность внедрения интрузивных фаз от высокотемпературных ультраосновных пород к более легкоплавким щелочным и несилкатным дериватам.

На особенностях внутреннего строения этих интрузий, тесно связанных с условиями их формирования, мы остановимся более подробно в последующих разделах работы. Здесь лишь подчеркнем, что все предлагаемые петрогенетические схемы дифференциации исходной щелочно-ультраосновой (меланефелинитовой, кимберлитовой, меймечитовой и т. д.) магмы, давшей все разнообразие пород этих интрузий, сталкиваются с проблемой объяснения гомодромного характера внедрения фаз (оливиниты → щелочные породы → карбонатиты), нередко имеющих к тому же очень чистый (мономинеральный) состав. В этом отношении нам кажутся более приемлемыми взгляды Л. С. Бородина (1963, 1968, 1974), который разнообразие пород в подобных интрузивных комплексах связывает с метасоматическим воздействием (вплоть до магматического замещения) глубинных щелочных эманаций на ранее внедрившиеся тела ультрабазитов.

К среднему этапу магматической деятельности относится также возникновение региональных поясов и радиальных роев дайковых тел щелочно-базальтоидных пород (Сурина, 1967, 1968; Жабин, Сурина, 1970). По данным Н. П. Суриной (1968), дайки региональных поясов, трассирующие зоны глубинных разломов, появились несколько раньше центральных интрузий и представляют собой генетически самостоятельную группу интрузивных тел. Радиальные дайки, окружающие эти массивы, по-видимому, частично одновременны им, но в своей главной массе имеют более молодой возраст, что подтверждается данными определений абсолютного возраста и их геологическим положением в других подобных комплексах Сибири, Скандинавии и Африки.

К позднему этапу магматической деятельности на западном склоне Анабарской антеклизы относятся незначительные по своим масштабам проявления кимберлитов (дайки и трубки взрыва). По наблюдаемым взаимоотношениям с породами центральных интрузий (Сурина, 1966, 1968) кимберлитовые тела являются более поздними образованиями, вероятно, завершающими пермо-триасовый тектоно-магматический цикл в Маймеча-Котуйском регионе.

На восточном склоне Анабарской антеклизы проявления интрузивных щелочно-ультраосновных пород известны в районе Уджинского поднятия. Здесь, по данным В. А. Милашева и др. (1963) и Э. Н. Эрлиха (1964), были обнаружены два довольно крупных массива (Томтор и Богдо), состоящих существенно из щелочных пород (нефелиновых сиенитов, ювитов и т. п.) и имеющих кольцевое строение, а также многочисленные более мел-

кие пластовые тела и дайки разнообразного состава. В последнее время В. А. Милашевым и Ю. И. Томановской (1971) высказано предположение о возможности существования самостоятельной провинции щелочно-ультраосновного магматизма в прибрежной полосе и акватории моря Лаптевых. Такое предположение сделано на основании анализа обломков щелочно-ультраосновных пород (нефелиновых пикритов, оливинных меланефелинитов и т. п.) в кайнозойских отложениях этого района.

По-видимому, также к позднему этапу магматической деятельности на восточном склоне Анабарской антеклизы следует относить значительную часть широко развитых здесь кимберлитовых и родственных им образований. Выявленные за последние годы в этом регионе многочисленные тела интрузивных и эксплозивных кимберлитов, эруптивных брекчий карбонатитовых и основных пород группируются в несколько полей (см. рис. 1 и 3), располагающихся в пределах осадочного чехла платформы. На территории Анабарского выступа, где обнажаются архейские кристаллические породы, подобные образования до сих пор не обнаружены (Ковальский и др., 1969). Все кимберлитовые поля этого района расположены в зонах сочленения крупных платформенных структур (Анабарского и Оленекского поднятий с Оленекской синеклизой на западе и востоке, Мунского сводового поднятия с Суханским прогибом на юге и т. п.) и, по-видимому, контролируются мощными зонами глубинных разломов. Отличительными особенностями кимберлитовых проявлений этого района по сравнению с другими алмазонасными районами Якутии являются преобладание сильно вытянутых и неправильных в плане форм тел над изометричными и округлыми, их небольшие размеры, редко превышающие в диаметре 100 м, частая сопряженность в пространстве с интрузивными (дайковыми) кимберлитовыми телами, а также с дайками карбонатитов и трубками, выполненными карбонатитовой брекчией. Подробно эти и многие другие вопросы кимберлитового магматизма восточного склона Анабарской антеклизы рассмотрены в работах В. В. Ковальского и др. (1969, 1970), А. А. Панкратова и Е. Д. Чернова (1970), В. К. Маршинцева (1970), В. А. Милашева (1971), В. А. Милашева и др. (1971).

Вероятно, с мезокайнозойским этапом активизации вулканической деятельности связаны проявления пирокластических и лавовых образований Попигайского грабена и многочисленные дайки щелочно-ультраосновных пород, прорывающие пермо-триасовые вулканогенные толщи Маймеча-Котуйского района.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К настоящему времени в научной литературе сложилось вполне определенное представление об интрузивных ультраосновных породах (ультрабазитах, гипербазитах) как бесполовошпатовых (и безнефелиновых) образованиях, состоящих из переменных количеств оливина и пироксенов с примесью аксессуарных минералов из группы хромшпинелидов*.

* Достаточно полная количественно-минералогическая классификация ультраосновных пород приведена в работах К. К. Золоева (1972) и И. М. Волохова (1969). В них дан обзор и других существующих классификаций этих пород. Здесь и далее мы используем классификацию ультрамафических пород, предложенную 24-й сессией МГК (Воробьева, Ефремова, 1973).

Для их химических составов характерно преобладание MgO над другими окислами металлов при относительно низком содержании SiO_2 и почти полном отсутствии щелочей. Бесполовошпатовые ультраосновные породы с повышенным содержанием щелочей принято в достаточной мере условно называть щелочными гипербазитами или щелочно-ультраосновными породами, хотя появление щелочных темноцветных минералов (главным образом слюд) в их составе может быть связано и с последующими метасоматическими процессами преобразования ультрабазитов. Поэтому в каждом конкретном случае отнесение ультрабазитов к щелочно-ультраосновной группе пород требует предварительного выяснения природы щелочной минерализации. В первую очередь это относится к сложным интрузивным комплексам ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, петрографическое разнообразие пород в которых, в том числе и так называемых щелочно-ультраосновных, вероятнее всего возникло при воздействии глубинных щелочных эманаций и менее щелочных магм на ранее сформировавшиеся ультраосновные породы. Сложнее обстоит дело с терминологией гипабиссальных и дайковых пород ультраосновного и щелочно-ультраосновного состава. Строгой количественно-минералогической или химической классификации этих пород пока нет. Поэтому при описании их геологического положения и петрографических особенностей нами использовалась терминология, принятая другими исследователями данного региона.

По своему геологическому положению ультраосновные породы севера Сибирской платформы принадлежат к различным типам проявления интрузивной деятельности. Они входят в состав сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов; образуют комплекс дайковых тел меймечитов Гулинского плутона; формируют трубки взрыва и дайки кимберлитов.

1. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ В СОСТАВЕ СЛОЖНЫХ ИНТРУЗИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Центральные интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, встречающиеся только на западном склоне Анабарской антеклизы (рис. 4), образуют так называемый Маймеча-Котуйский комплекс, насчитывающий около двадцати тел, обладающих целым рядом общих геоструктурных и петрологических признаков*. Интрузивные тела приурочены к зонам глубинных разломов и узлам их пересечений, что устанавливается по геологическим наблюдениям и геофизическим данным (Егоров, 1964₂; Егоров и др., 1968). Большинство интрузий представлено овальными или округлыми в плане телами небольших размеров (от первых десятков квадратных километров до сотен квадратных метров), располагающимися в поле развития полого лежащих преимущественно терригенно-карбонатных пород палеозоя, «заданных» в приконтактовых зонах до вертикального положения. Все они характеризуются весьма разнообразным петрографическим составом, но одинаковым или близким набором пород, присутствующих в массивах в различных количественных соотношениях. Не останавливаясь пока на противоречивых мнениях на генезис тех или иных образований, слагающих интрузии, отметим, что большинство исследователей считают их многофазными и принимают с теми или

* В последнее время В. А. Милашевым и Ю. И. Томановской (1971) на основании изучения обломков щелочно-ультраосновных пород в кайнозойских отложениях высказано предположение о наличии коренных источников этих пород (нефелиновых икритов, оливиновых меланефелинитов и т. п.) в прибрежной полосе и акватории моря Лаптевых. Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты и т. п.) в этом районе пока не обнаружены.

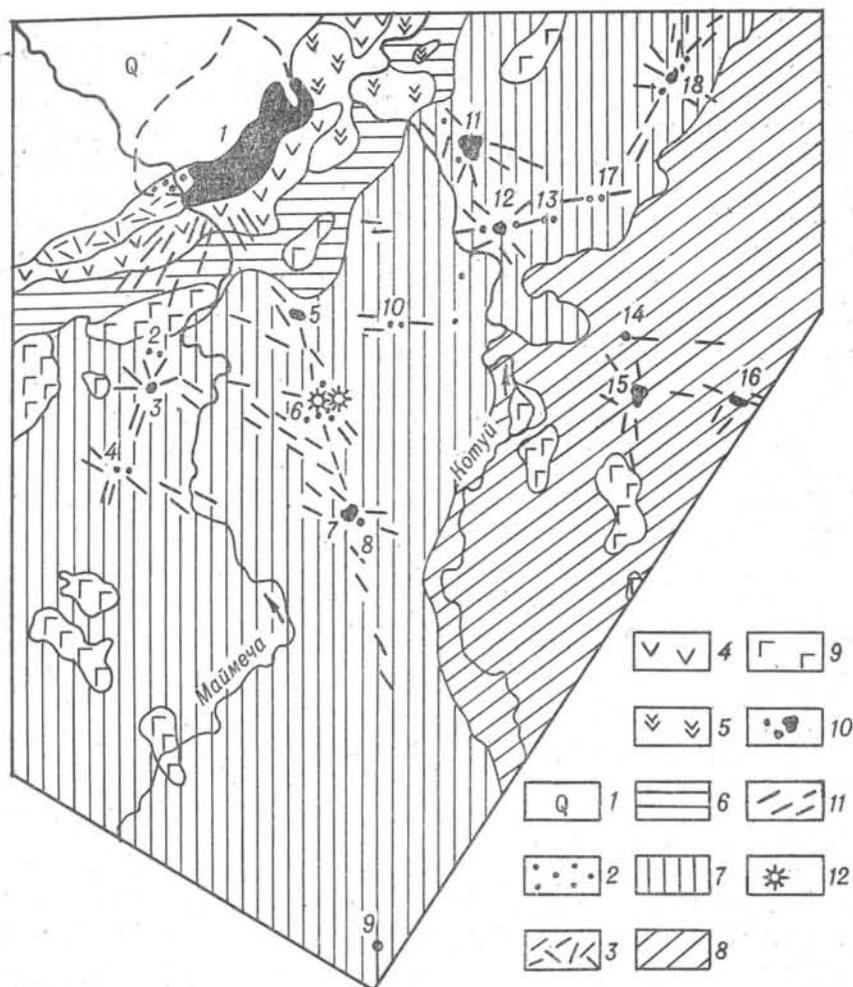


Рис. 4. Схематическая геологическая карта и расположение интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов на территории Маймеча-Котуйской магматической провинции (по Л. С. Егорову, 1969):

1 — молодые отложения Хатангской впадины; 2 — маймечинская свита меймечитов; 3 — дельканская свита (щелочные базальтоиды, трахибазальты, андезиты и другие эффузивы предположительно раннетриасового возраста); 4 — коготокская свита (базальты и трахибазальты предположительно раннетриасового возраста); 5 — арылджангская свита (щелочные базальтоиды предположительно позднепермского — раннетриасового возраста); 6 — туфогенные отложения основного состава предположительно позднепермского — раннетриасового возраста; 7 — карбонатные отложения девона, нижнего силура, ордовика и кембрия; 8 — карбонатные и терригенные отложения верхнего протерозоя (синия); 9 — силлы долеритов раннетриасового и позднепротерозойского возраста; 10 — раннетриасовые сложные интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов (номера на карте: 1 — Гулинская, 2 — Атырдык, 3 — Романиха, 4 — Чангит, 5 — Седете, 6 — Далбыха, Урукит и другие интрузии Далбыхской группы, 7 — Бор-Урах, 8 — Кара-Мени, 9 — Ессей, 10 — Крестях, 11 — Одихинча, 12 — Кугда, 13 — Сопа, 14 — Дьогдьбо, 15 — Маган, 16 — Ыраас, 17 — Чурбука, 18 — Немакит); 11 — дайны щелочно-ультраосновных пород предположительно раннетриасового возраста; 12 — кимберлиты предположительно раннетриасового — раннемелового возраста.

инными поправками следующий порядок становления фаз: ультрабазиты (дуниты или оливиниты, пироксениты) — меллитовые породы — якупирангиты-мельтейгиты, оливиновые мельтейгиты и нефелиновые перидотиты — пйолиты — щелочные и нефелиновые снениты — карбонатиты.

В литературе, посвященной интрузиям Маймеча-Котуйского комплекса, в основном обсуждаются или общие проблемы их формирования, или вопросы образования таких пород, доля которых в строении многих интрузий незначительна. К ним относятся нефелин-пироксеновые и меллитовые породы, нефелиновые и щелочные снениты, карбонатиты и мета-

соматиты, несущие разнообразное оруденение. Значительно меньше внимания уделяется ультрабазитам, игравшим, несомненно, важную роль в формировании всего разнообразия пород в подобных телах.

Хорошо известно, что ультрабазиты составляют основную или значительную часть наиболее крупных массивов района (Гулинский, Бор-Урях, Кугда, Одихинча), являясь вмещающими породами по отношению к другим образованиям этих интрузий. В случае преобладания в строении массива щелочных пород ультрабазиты присутствуют среди них либо в виде ксенолитов, вынесенных из более глубоких горизонтов массивов, если щелочные породы считать интродуцированными, либо в виде реликтов, оставшихся от замещения ультраосновного тела щелочными породами, если считать их метасоматическими или возникшими в процессе магматического замещения. К таким интрузиям, содержащим реликты (ксенолиты) оливинитов, относятся массивы Немакит, Атырдык, Быхыт, Ессейский и ряд других более мелких тел.

В приводимой ниже характеристике интрузий основное внимание уделено размещению ультраосновных пород среди других образований массивов, морфологии слагаемых ими тел и геологическим взаимоотношениям ультрабазитов с вмещающими породами.

Гулинская интрузия

Гулинская интрузия располагается у северного края Сибирской платформы, занимая водораздельную часть рек Маймечя и Котуй. Впервые интрузия была обнаружена Ю. М. Шейнманном и П. С. Фоминых в 1943—1944 гг. Ю. М. Шейнманн дал первую схематическую геологическую карту этой интрузии, предположив куполовидную структуру дунитового тела, прорванного стратифицированной интрузией меймечитов. Позднее в этом районе проводили геологоразведочные работы и тематические исследования сотрудники НИИГА, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ и других организаций, которыми были выявлены новые данные и внесены существенные поправки в ранее опубликованную (Егоров и др., 1961) геологическую карту Гулинского плутона *. Нами Гулинская интрузия изучалась в 1967, 1969—1971 гг.

По мнению большинства исследователей (Шейнманн, 1947; Бутакова, 1956; Жук-Почекутов и др., 1955; Жабин, 1965; Ланда, 1967; Васильев, 1972), Гулинский плутон занимает особое положение среди интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймечя-Котуйского района, отличаясь от них прежде всего своими размерами, формой тела, геоструктурным положением в зоне сочленения Хатангского прогиба и Сибирской платформы, залеганием среди вулканогенно-туфовых толщ щелочных базальтоидов и базальтов пермо-триаса и, главное, разнообразием ультраосновных пород, принимающих участие в его строении.

Площадь массива по геофизическим данным не менее 2000 км², но в современном эрозионном срезе обнажено только около 500 км². Остальная часть массива закрыта молодыми мезокайнозойскими отложениями Хатангской впадины (рис. 5). Как следует из приведенного рисунка, обнажены южная, юго-восточная и восточная краевые части массива, имеющие вид серповидной полосы, ширина которой не превышает 10—12 км. Массив прорывает эффузивы коготокской и дельганской свит, имея с ними пологие интрузивные контакты. По геофизическим данным, контур массива проводится на 5—6 км дальше наблюдаемой геологической границы или внутри нее, как это имеет место в восточной части интрузии. Такое несовпадение наблюдаемых геологических и геофизических границ массива справедливо интерпретируется как факт, подтверждающий наличие

* Хронология посещения этого массива имеется в работах Л. С. Егорова и др. (1961) и А. Г. Жабина (1965).

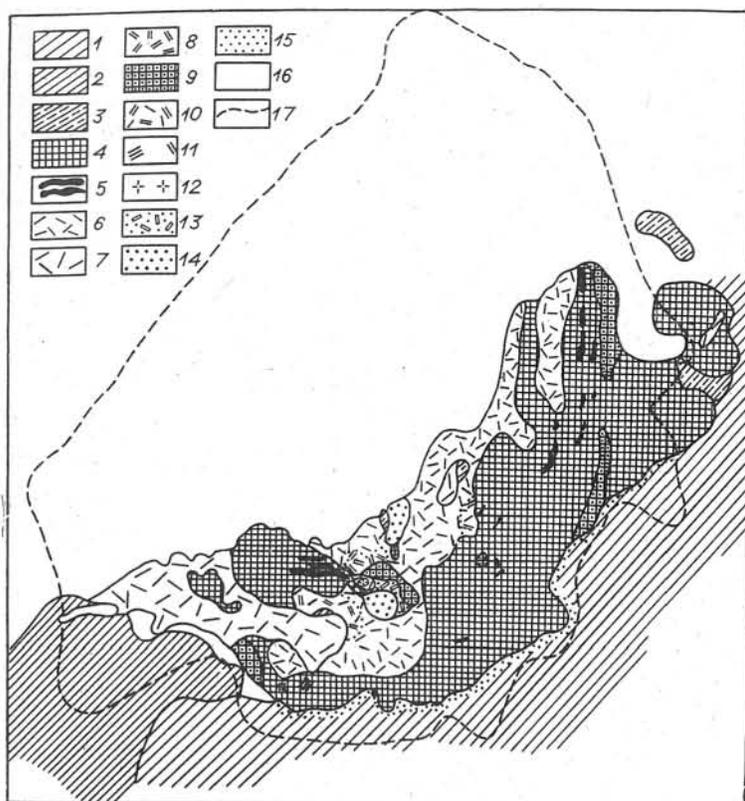


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Гулинского плутона (по материалам предыдущих исследователей; см. А. Г. Жабин, 1965):

1 — коготокская свита существенно базальтовых лав; 2 — дельканская свита лав щелочных базальтоидов, трахибазальтов, андезитов и т. п. пород; 3 — реликты кровли вулканогенных пород на дунит-перидотитах; 4 — дуниты (дунит-перидотиты) и перидотиты; 5 — пироксениты, в том числе рудные; 6 — меланефелиниты, нефелиновые чикриты и т. п. породы, нередко метасоматически измененные; 7 — меймечиты; 8 — ийолит-мельтейгиты и метасоматические нефелин-пироксеновые породы с гранатом и флогопитом; 9 — флогопитизированные и пироксенизированные дунит-перидотиты; 10 — метасоматически измененные меймечиты; 11 — жилы ийолитов и сиенитов; 12 — щелочные нефелиновые сиениты; 13 — метасоматически измененные меллилитовые породы («скарны») с флогопитом, перовскитом; 14 — карбонатиты; 15 — зона контактово-измененных (ороговикованных) базальтов; 16 — четвертичные и мезозойские отложения Хатагской впадины; 17 — граница Гулинского плутона по геофизическим данным.

линзовидной полого выклинивающейся краевой части ультраосновного интрузивного тела (Жабин, 1965). В контакте с интрузией вмещающие породы превращены в роговики, на петрографической характеристике которых мы остановимся ниже.

Гулинская интрузия сложена разнообразными силикатными породами от ультраосновного до щелочного состава, а также карбонатитами.

Если магматическая природа ультраосновных (и щелочно-ультраосновных) пород, а также некоторой части нефелин-пироксеновых пород признается всеми без исключения исследователями, то на генезис таких образований, как пироксениты, меллилитовые, нефелин-пироксеновые породы и карбонатиты, существуют прямо противоположные взгляды. Так, Л. С. Егоров и др. (1961), Е. Л. Бутакова (1956, 1959), Е. Л. Бутакова и Л. С. Егоров (1962), Л. С. Егоров (1964, 1966, 1970), С. М. Прохорова и др. (1966) и многие другие геологи считают, что Гулинская интрузия, как и прочие подобные массивы Маймеча-Котуйского района, образовалась в несколько интрузивных фаз, имеющих следующий порядок внедрения: 1) ультрабазиты, 2) меллилитовые породы, 3) якупирангиты-мельтейгиты и малинбиты-шонкиниты, 4) оливиновые меланефелиниты,

нефелиновые пикриты и пикриты *, 5) ийолиты и ийолит-пегматиты, 6) нефелиновые и щелочные сиениты, 7) карбонатиты. Каждая фаза сопровождалась автометаморфическими процессами и воздействием на ранее внедрившиеся породы. Другая группа исследователей (Эпштейн и др., 1961; Бородин, 1961, 1963; Бородин и др., 1970; А. Г. Жабин, 1965; Ланда, Аликеева, 1964; Лапин, 1966; Расс, 1970, 1971; и др.) придерживается мнения, что метасоматические процессы играли существенную или даже главную роль в формировании петрографического разнообразия пород массива, в том числе в образовании меллититовых, нефелин-пироксеновых пород и карбонатитов. Этим и многим другим дискуссионным вопросам петрологии Гулинского и подобных ему массивов посвящена специальная литература.

Что касается распространенности пород в Гулинском массиве, то в его составе явно преобладает ультраосновные образования. По подсчетам, приведенным в работах Л. С. Егорова и др. (1961) и Ю. М. Шейнманна (1968), ультраосновные породы занимают не менее 60% обнаженной площади интрузии. Но если учесть, что ряд исследователей включает в состав плутона меймечиты (Шейнманн, 1947; Гольдбурт, 1959; Егоров и др., 1959, 1961; Васильев, Золотухин, 1971; Васильев, 1972), а также оливинные меланефелиниты, нефелиновые пикриты и т. п. породы, считая их метасоматически измененными ультрабазитами (Жук-Почекутов и др., 1965) или породами кровли (Жабин, 1965), то на долю щелочных пород и карбонатитов остается не более 10% площади, несомненно, ультраосновного массива.

По литературным данным (Шейнманн, 1947; Гольдбурт, 1959; Егоров и др., 1959, 1961; Бутакова, 1956; Бутакова, Егоров, 1962; Гоньшакова, Егоров, 1968), внедрение ультраосновных пород Гулинского массива происходило в несколько фаз (субфаз). В его строении принимают участие дуниты и перидотиты (в том числе рудные, порфириновые и щелочные), пироксениты и меймечиты. Преобладают дуниты и перидотиты первой фазы. Пироксениты и рудные перидотиты относятся к дайковой фации дунит-перидотитового тела (или ко второй фазе), а порфириновые и щелочные перидотиты считают внедрившимися в более поздние этапы магматической деятельности интрузии. Наиболее неопределенно положение меймечитов, которые одни исследователи (Шейнманн, 1947; Гольдбурт, 1959; Егоров и др., 1959, 1961) считают самостоятельной интрузивной фазой плутона, в то время как другие относят их к эффузивным образованиям, излившимся до (Бутакова, 1956; Бутакова, Егоров, 1962; Гоньшакова, Егоров, 1968) или после внедрения (Жук-Почекутов и др., 1965; Жабин, 1965) Гулинского ультраосновного плутона. По нашим представлениям (Васильев, Золотухин, 1969, 1971; Золотухин, Васильев, 1970; Васильев, 1972), меймечиты являются эндоконтактной фацией Гулинского ультраосновного массива и совместно с дунитами и перидотитами образуют генетически взаимосвязанные дифференциаты однородного интрузивного тела. Остановимся на геологической характеристике ультраосновных пород плутона более подробно.

Дуниты (дунит-перидотиты) являются наиболее распространенными породами Гулинского плутона. Они занимают основную часть обнаженной площади массива, вытягиваясь в виде полосы (30 км), ширина которой в северной части достигает 10—12 км (см. рис. 5). В южной части массива дуниты располагаются под меймечитами и перидотитами, выходя на поверхность в понижениях рельефа, в прирусловых обнажениях рек и ручьев. По нашим наблюдениям, так называемые хатангиты, анкаратриты и им подобные породы, занимающие на ранее опубликованных картах

* Ранее (Егоров и др., 1961; Бутакова, Егоров, 1962) оливинные меланефелиниты описывались как «анкаратриты и меланократовые нефелиновые долериты», а нефелиновые пикриты именовались «анкаратрит-пикритами и хатангитами».

значительную часть площади массива и относимые Л. С. Егоровым и др. (1964) к одной из интрузивных фаз становления плутона, представляют собой в своей основной массе лавовые доинтрузивные излияния. Они образуют маломощную кровлю Гулинского плутона и там, где удается наблюдать их залегание в непосредственной близости с дунитами, имеют явные признаки термального воздействия ультрабазитов. Площадь их развития из-за очень плохой обнаженности района, по-видимому, сильно завышена. К подобным же выводам в свое время пришел А. Г. Жабин (1965), считающий, что мощность анкаратрит-хатангитовой кровли интрузии не превышает 150—200 м. По данным аэромагнитных исследований геофизической экспедиции НИИГА, контур Гулинского массива, проведенный на рис. 5 пунктиром, ограничивает область развития ультраосновных пород, вероятно, также представленных дунитами (дунит-перидотитами). Отсюда следует, что основной объем плутона, по-видимому, сложен дунитами (дунит-перидотитами) и много менее другими ультрабазитами. На долю таких образований, как пироксениты, нефелин-пироксеновые и мелилитовые породы, карбонатиты и т. п., приходится лишь незначительный процент (5—10%) общей площади массива.

Для внутреннего строения той части массива, которая сложена дунитами, характерно отсутствие видимых первичных текстур течения и широкое развитие трещин отдельности. Ультрабазиты массива достаточно хорошо обнажены, и поэтому системы первичных трещин отдельности удалось наблюдать во многих участках интрузии*. Преобладают две системы вертикальных (или близких к этому направлению) трещин и более хорошо развитая система пологих трещин отдельности, вдоль которой в восточной части интрузии развиты многочисленные жильные тела пироксенитов. Нередко дуниты имеют тонкоплитчатую отдельность, наложенную на первичную трещиноватость.

Развитие таких зон «рассланцевания», имеющих значительную протяженность и выдержанное северо-восточное простирание, связывается (Бутакова, 1956; Жабин, 1965) с подвижками по разломам, ограничивающим северный край Сибирской платформы. Иногда в подобных зонах породы интрузии и вмещающих толщ бывают интенсивно рассланцованы, превращены в метаморфические сланцы с присущими им структурно-текстурными особенностями и реликтами исходных пород, а также сильно изменены метасоматическими процессами. В некоторых участках, особенно в восточной части интрузии, ориентировка тонкоплитчатой отдельности совпадает с ориентировкой одной из главных систем трещин отдельности. Причем нередко сланцеватость согласуется с пологими трещинами отдельности, что хорошо видно в коренных выходах пород.

Перидотиты. Большинство исследователей считают, что дуниты преобладают среди ультраосновных пород массива имея со шпировидными обособлениями перидотитов постепенные взаимопереходы. Так, Е. Л. Бутакова и Л. С. Егоров (1962, стр. 487) отмечают, что «...количественные соотношения между ними близки 1:1, а в пространственном распределении тех и других пород не наблюдается какой-либо закономерности». Действительно, в шлифах из образцов нередко устанавливается повышенное содержание клинопироксена, что и нашло свое отражение в термине «дунит-перидотит». По нашим наблюдениям, перидотиты совместно с дунитами играют большую роль только в строении западной части Гулинского плутона, где они занимают вполне определенное геологическое положение, располагаясь в виде горизонта переменной мощности между дунитами и вышележащими меймечитами. При маршрутных пересечениях в таких участках наблюдается вполне закономерная после-

* Петроструктурные особенности этого и других массивов более подробно рассматриваются в разделе, посвященном механизму формирования ультраосновных интрузий.

довательная смена одних пород другими. Дуниты (дунит-перидотиты) сменяются перидотитами, за которыми следуют меймечиты.

Лучше всего подобная последовательная смена пород наблюдается по вертикальным разрезам в скалистых бортах рек и ручьев (правобережье р. Маймечи, руч. Длинный и т. д.), где в прирусловых коренных выходах обнажаются дуниты, выше по разрезу сменяющиеся равномерно-зернистыми перидотитами, над которыми располагаются порфиroidные перидотиты, переходящие затем в меймечиты (рис. 6). Смена одних пород другими по разрезам происходит постепенно и проявляется в смене характера микроструктур (от равномерно-зернистых в дунит-перидотитах через порфиroidные в перидотитах к порфиroidным в меймечитах) и в изменении количественных соотношений главных пороодообразующих минералов, состав которых по разрезу существенно не меняется. Мощность горизонта перидотитов, располагающихся между дунитами и меймечитами, по нашим данным, не превышает 150—300 м.

Иной порядок смены пород наблюдается в той части массива, где с вмещающими интрузию базальтами контактируют порфиroidные перидотиты, образующие неширокую (первые десятки метров) эндоконтактную зону. В глубь массива перидотиты постепенно сменяются дунитами. Такая неполнота разреза (отсутствуют меймечиты) в этих участках связана, по нашему мнению, с особенностями механизма формирования плутона.

По структурным особенностям среди перидотитов Гулинской интрузии хорошо выделяются полнокристаллические равномерно-зернистые и порфиroidные разновидности. По внешнему виду равномерно-зернистые перидотиты отличаются от дунитов присутствием повышенных количеств более темноокрашенного, чем оливин, клинопироксена. Для порфиroidных перидотитов характерна более темная окраска, неравномерно-зернистая структура и внешнее сходство с меймечитами. На более темном мелкозернистом фоне основной массы этих пород хорошо заметны многочисленные крупные порфиroidные выделения оливина, достигающие 2—5 мм в диаметре.

Перидотиты (равномерно-зернистые и порфиroidные), располагающиеся между дунитами и меймечитами, имеют одинаково с ними ориентированные системы трещин отдельности, которые в порфиroidных перидотитах развиты лучше.

Меймечиты. В последнее время меймечиты привлекают внимание исследователей как породы, первичный состав которых вероятнее всего соответствует исходной щелочно-ультраосновной магме, возникшей в результате полного или почти полного плавления вещества мантий и давшей затем все разнообразие пород формационного типа (Ланда, 1967; Шейнманн, 1968; Гоньшакова, Егоров, 1968; Геншафт и др., 1968). Глубинный генезис меймечитов подтверждается также их минералого-петрографическим и петрохимическим сходством с так называемыми «интрузивными» кимберлитами, связь которых с наиболее глубинными магматическими очагами, расположенными в верхней мантии, пожалуй, никем не отрицается.

Термин «меймечит», введенный в петрографическую литературу по предложению В. В. Котульского Г. Г. Моором и Ю. М. Шейнманном (1946), относился к породе, состоящей из большого количества вкрапленников оливина и непрозрачной (стекловатой) основной массы и представляющей собой возможный приповерхностный аналог глубинных ультрабазитов. В дальнейшем (Бутакова, 1956) выяснилось, что подобные разновидности встречаются крайне редко среди явно преобладающих пород с раскристаллизованной основной массой, в отношении терминологии которых у исследователей до сих пор нет единства. Т. Л. Гольдбурт (1959) именует их меймечитами, разделяя по степени раскристаллизации основной массы. Е. Л. Бутакова и Л. С. Егоров (1962) предлагают название

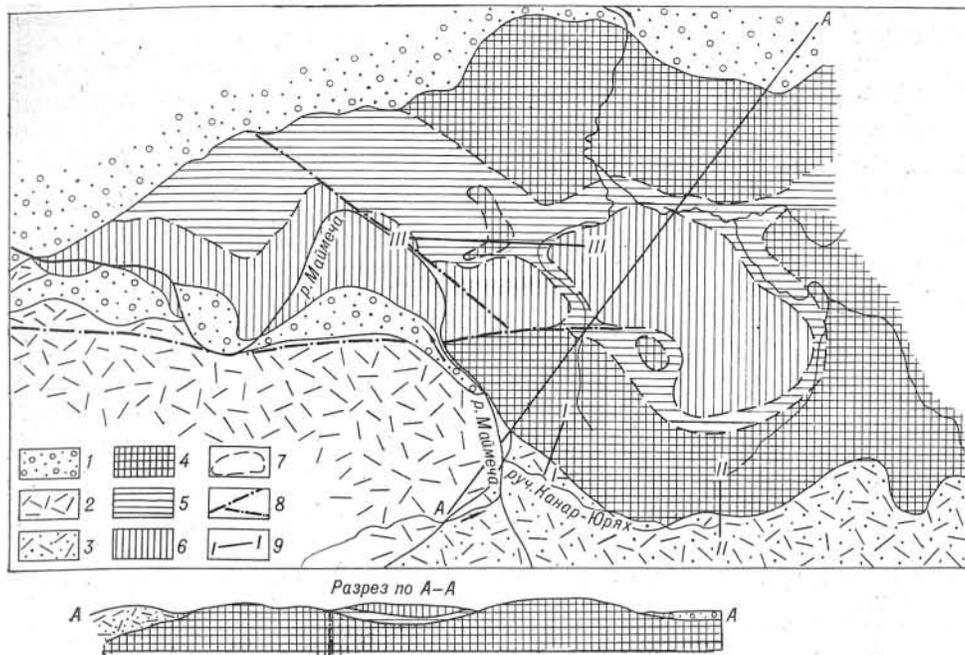


Рис. 6. Схематическая геологическая карта западной части Гулинского ультраосновного плутона (незначительные проявления других пород на схему не нанесены): 1 — молодые отложения Хатангской впадины; 2 — дельканская свита щелочных базальтоидов, трахибазальтов, андезитов и других лав; 3 — коготокская свита существенно базальтовых лав; 4 — дуниты (дунит-перидотиты); 5 — перидотиты (равномернозернистые и порфирированные); 6 — меймечиты; 7 — предполагаемые границы интрузивных пород; 8 — зоны тектонических нарушений; 9 — линии разрезов (см. рис. 8).

«меймечит» сохранить «...для всей природной ассоциации фациально и петрографически весьма близких между собой пород...» (стр. 474), но в зависимости от степени раскристаллизации основной массы выделять среди них пикритовые порфириды и пикриты. К. А. Жуқ-Почекутов и др. (1965) на большом фактическом материале показали, что «...следует сохранить для ультраосновных эффузивных пород и связанного с ними дайкового комплекса правобережья р. Маймечи название «меймечит», понимая под ним необычайно богатые оливином или продуктами его замещения ультраосновные породы эффузивного облика, химически аналогичные дунит-перидотитам, не содержащие плаггиоклаза и отличающиеся по своему химизму от пикритовых порфиритов значительно более высоким содержанием магнезии и пониженным содержанием глинозема и известии...» (стр. 77) и, вероятно, генетическими особенностями, что позволяет выделить их в самостоятельную группу ультраосновных пород порфириковой структуры.

Термин «меймечит» широко вошел в обиход петрографов, которые иногда без достаточных на то оснований называют меймечитами любые бесполовошпатовые пикритовые порфириды. В какой-то мере это оправдано отсутствием точного определения термина «меймечит» как горной породы вполне конкретного минералогического и химического состава. Такое определение дано в следующей главе при петрографическом описании пород. Здесь же отметим, что меймечиты Гулинской интрузии представляют собой оригинальные ультраосновные породы гипабиссального (эффузивного) облика с крупнопорфириковой структурой. На 50—60% они сложены крупными (до 0,5—1,0 см) вкрапленниками магнезиального оливина, погруженными в основную массу, которая состоит из клинопироксена и рудных минералов и структура которой изменяется от микролитовой до призматически-зернистой.

В пределах геофизического контура Гулинского массива меймечиты образуют разобщенные поля, наиболее крупное из которых (~60 км²) располагается на правобережье р. Маймечи в северо-западной части плутона (см. рис. 5, 6). Многочисленные дайки меймечитов прорывают поля одноименных пород и вулканогенно-туфовые толщи в экзоконтакте Гулинского массива, крайне редко встречаясь среди дунит-перидотитов.

Геологическое положение меймечитов исследователи Маймеча-Котуйского района оценивают по-разному. В первые годы изучения этого района меймечиты (исключая дайковый комплекс) большинством геологов вслед за Ю. М. Шейнманном (1947) относились к пологой стратифицированной или конфокальной интрузии, внедрившейся во вторую фазу становления Гулинского плутона (Гольдбурт, 1959; Егоров и др., 1961). В дальнейшем, после описания Е. Л. Бутаковой (1956) среди меймечитов туфоподобных пород того же состава, мнение большинства исследователей склонилось в пользу их эффузивной природы. При этом Е. Л. Бутакова и Л. С. Егоров (1962) утверждают, что излияние меймечитов, венчающих разрез вулканогенных свит района, происходило до внедрения ультраосновной Гулинской интрузии, в то время как другие исследователи (Жук-Почекутов и др., 1965; Жабин, 1965) считают, что меймечиты залегают на эродированной поверхности Гулинского плутона. Еще более неопределенно и вызывает противоречивые толкования возрастное положение так называемых малых интрузий меймечит-перидотитов, занимающих пространственно промежуточное положение между полями меймечитов и дунит-перидотитами Гулинского массива. Эти интрузии сложены преимущественно порфировидными перидотитами, обладающими чертами внешнего структурного сходства как с меймечитами, так и с равномернозернистыми перидотитами. Благодаря такой двойственности целого ряда признаков (минералого-петрографических и петрохимических) и отсутствию четких взаимоотношений с меймечитами и дунит-перидотитами, проявления этих пород считались пластовыми телами или силлами меймечитов (Бутакова, Егоров, 1962), или объединялись с дайками меймечитов в единый комплекс малых интрузий (Жук-Почекутов и др., 1965), или относились к производным второй фазы становления массива (Гоньшакова, Егоров, 1968). Такое различие во взглядах свидетельствует о неубедительности большинства доводов, выдвигаемых исследователями в пользу той или иной концепции. Критическое осмысление этих доказательств, а также результаты наших исследований позволяют привести факты, свидетельствующие об иной природе «эффузивных» меймечитов.

Как указывалось выше, меймечиты встречаются в виде разобщенных полей только в пределах геофизических границ Гулинского плутона (см. рис. 5) в его центральной и западной частях. Небольшие выходы меймечитов в свое время были отмечены Л. С. Егоровым (Егоров и др., 1961) в восточной части интрузии, на левобережье р. Ыннарынды и в верховьях р. Селанды. В западной части интрузии общая площадь выходов меймечитов составляет около 60 км². Основная их часть располагается непосредственно над гипербазитами массива, не имея с ними четко установленных контактов. При маршрутных пересечениях от центральных частей интрузии, сложенных дунитами (дунит-перидотитами), в сторону контакта с вмещающими породами, как и по вертикальным разрезам, наблюдается вполне закономерная смена одних пород другими: дуниты в направлении к контакту и вверх по разрезу сменяются вначале перидотитами (равномерно зернистыми и порфировидными), а эти, в свою очередь, меймечитами. Подобные взаимоотношения наблюдаются при пересечении интрузии по направлению от г. Холуда к г. Ленкос-Кая и далее на запад, а также в обрывистых склонах долины руч. Длинного, правобережья р. Маймечи и ее притоков.

При весьма тщательной документации таких обнажений и дальнейшей петрографической обработке собранного материала нам не удалось обнаружить каких-либо признаков налегания меймечитов на эродированную поверхность Гулинского плутона или, наоборот, интрузивного контактового воздействия дунит-перидотитов на меймечиты.

К. А. Жук-Почекутов и др. (1965) считают, что метасоматически измененные меймечиты, относимые ранее (Егоров и др., 1961) к «щелочным гипербазитам», широко развиты в центральной части интрузии вблизи карбонатитовых тел. Среди измененных гипербазитов меймечиты устанавливаются по реликтам первичных структур, сохранившихся при замещении пород минералами метасоматических процессов, соответствующих, по А. С. Бородину и др. (1966), стадии нефелинизации (роговая обманка, флогопит, диопсид, нефелин) и карбонатизации (тремолит, флогопит, диопсид, кальцит, апатит, цеолиты и т. п.). Из-за плохой обнаженности центральной части интрузии размеры площадей метасоматически измененных меймечитов точно не установлены.

Меймечиты хорошо обнажены в южной половине интрузии, где на водораздельных грядах и склонах сопок они образуют многочисленные гривки и разобщенные коренные выходы с характерным ступенчатым профилем, возникающим благодаря тонкоплитчатой пологой отдельности. Почти непрерывная цепь коренных выходов меймечитов прослеживается на многие километры по правобережью р. Маймечи, начинаясь в 3—4 км ниже руч. Канар-Юрях и до устья р. Делькан. Скальные выходы и прирусловые обнажения меймечитов следятся также по левому берегу р. Маймечи вплоть до ее крутого поворота, а затем вновь появляются в приустьевой части р. Делькан. При низком уровне воды хорошо видно, что меймечиты слагают русло р. Маймечи и переходят на левобережную часть чуть выше устья р. Делькан, прослеживаясь на несколько километров вверх по течению левобережья р. Маймечи в виде разобщенных площадных прирусловых обнажений. Судя по преобладающим элементам залегания пологих трещин отдельности (аз. пад. ЮЗ: $210-240^\circ$, $\angle 15-30^\circ$) в меймечитах этого участка, они полого погружаются под эффузивы дельканской свиты, имеющие моноклинальное падение на северо-запад под углом $10-25^\circ$ (рис. 7). Непосредственный контакт меймечитов с вулканогенной толщей закрыт четвертичными отложениями, но на левом берегу р. Маймечи (250—300 м выше устья р. Делькан) прирусловые выходы меймечитов располагаются в непосредственной близости и гипсометрически ниже пород дельканской свиты, полого (аз. пад. трещин отдельности ЮЗ: $185-200^\circ$, $\angle 5-15^\circ$) погружаясь под них.

В пойменной части р. Делькан, примерно в 5 км выше ее устья, также обнажено обширное поле (несколько сотен квадратных метров) меймечитов, в северо-восточной части которого в коренном выходе вскрыт интрузивный контакт меймечитов с эффузивами дельканской свиты. Плоскость контакта неровная, но четкая с общим падением на северо-запад под углом $35-45^\circ$. Азимут падения хорошо выраженных пологих трещин отдельности в меймечитах СЗ: 275° , $\angle 35-40^\circ$. Меймечиты из этого обнажения по своему виду, микроструктурным и петрохимическим особенностям вполне сопоставимы с меймечитами из русловых обнажений р. Маймечи, что против устья р. Делькан, но существенно отличаются от более свежих и массивных дайковых меймечитов этого участка, слагающих крупнопадающие тела небольшой (1,0—1,5 м) мощности. Все это вместе взятое позволяет рассматривать данный выход как апофизу более крупного тела меймечитов, прорывающего породы дельканской свиты.

О характере залегания меймечитов надежнее всего можно судить по пологим трещинам отдельности, превосходно развитым во всех обнажениях. Другие элементы внутренней структуры меймечитовой толщи — «прослой» туфоподобных пород того же состава, иногда наблюдаемое чередование горизонтов с различным количеством вкрапленников оливина

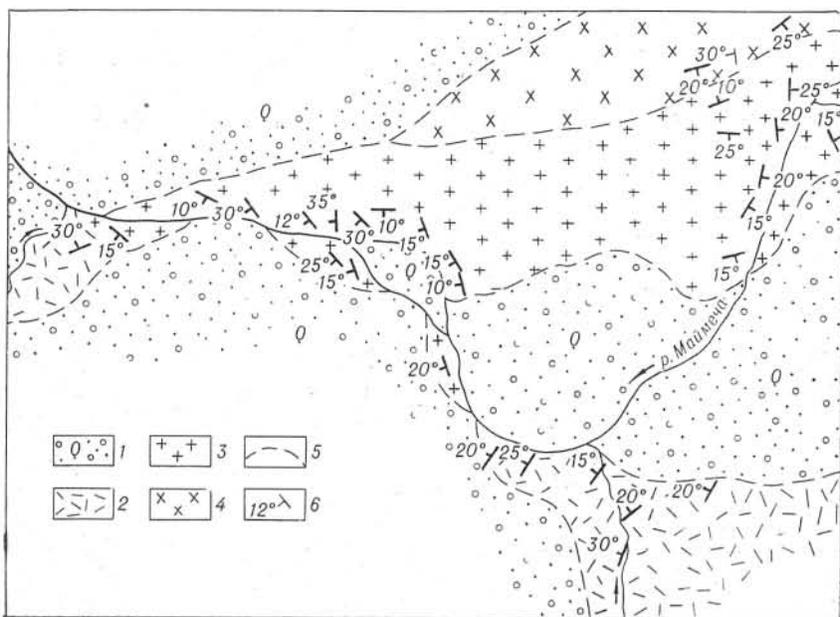


Рис. 7. Схематическая геологическая карта взаимоотношений меймечитов с вулканогенными породами дельканской свиты:

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенные отложения дельканской свиты; 3 — меймечиты; 4 — порфировидные перидотиты (меймечит-перидотиты); 5 — границы геологических образований; 6 — элементы залегания пологих трещин отдельности и слоистости в интрузивных и вулканогенных породах.

и т. п. — возникают при вторичных процессах изменения меймечитов и не являются первично-магматическими.

По нашим наблюдениям и данным Т. Л. Гольдбурт (1959), меймечиты, подстилающие их порфировидные перидотиты и дунит-перидотиты имеют одинаковый план ориентировки петроструктурных трещин, но в меймечитах и отчасти в порфировидных перидотитах, в отличие от более массивных дунит-перидотитов, повсеместно более хорошо развита пологая система трещин отдельности. Элементы залегания пологих трещин отдельности в различных участках меймечитового поля изменяются в широких пределах, подчеркивая особенность залегания нижележащих гипербазитов. В восточной части меймечитового поля преобладает пологое падение трещин отдельности на северо-запад (СЗ: $210-240^\circ$, $\angle 5-20^\circ$), совпадающее с общим направлением петроструктурных элементов в гипербазитах этого участка интрузии. В юго-восточной и южной части поля пологое ($5-20^\circ$, до 30°) залегание трещин отдельности изменяется от юго-восточного в обрывах г. Ленкос-Кая до юго-западного в обнажениях правобережья р. Маймечи, соответствуя предполагаемой (по геофизическим данным) плоскости контакта Гулинской ультрабазитовой интрузии с вмещающими ее породами вулканогенных свит (см. рис. 7). Кроме этих главных направлений, в меймечитах отмечаются и многие другие направления пологой трещиноватости, элементы залегания которых значительно меняются в пределах небольших участков, отражая, по нашим наблюдениям, неровности строения прикровельной части интрузивного тела, что хорошо видно на рис. 8.

Мощность горизонта меймечитов оценивается нами по нескольким разрезам в различных участках поля меймечитов в пределах 50—300 м, что совпадает с цифрами, приводимыми А. Г. Жабиным (1965, стр. 166), который пишет, что «...в каждом конкретном месте толщина меймечитовой «кровли» составляет 50—150 м и меньше...». Значения мощностей,

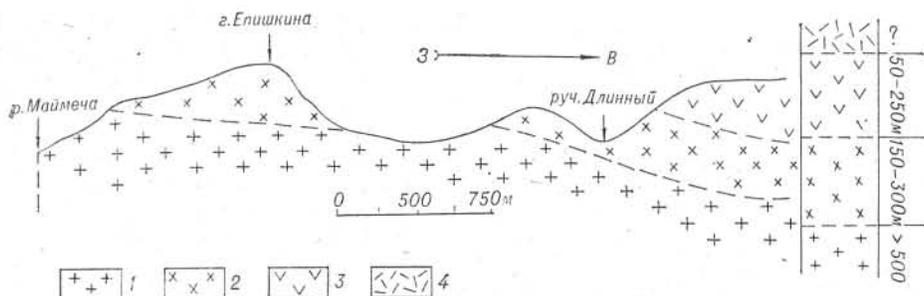


Рис. 8. Схематический геологический разрез прикровельной части Гулинского плутона (по линии III—III, см. рис. 6) и сводная колонка предполагаемых мощностей верхних горизонтов интрузии:

1 — дуниты; 2 — перидотиты (равномернозернистые и порфировидные); 3 — меймечиты; 4 — породы кровли интрузии.

приводимые другими исследователями (Бутакова, 1956; Гольдбург, 1959; Егоров и др., 1961; Бутакова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965), равны 600—1400 м и даже много больше. Эти цифры представляются нам завышенными, так как мощность толщи определялась без достаточных на то оснований или путем суммирования мощностей однообразных меймечитов из различных участков, разделенных тектоническими нарушениями (блоковая тектоника), или графически по отдельным элементам залегания без учета их изменения на привлекаемой к вычислениям площади и характера смены пород по вертикальным разрезам. В лучшем случае минимальная мощность горизонта меймечитов оценивалась в 500—600 м по разрезу в скалистом юго-восточном склоне г. Ленкос-Кая (крутой поворот р. Маймечи). Но при этом не учитывалось, что под меймечитами здесь располагаются порфировидные перидотиты, слагающие всю северную и северо-восточную часть участка, а элементы залегания пологих трещин отдельности значительно меняются по вертикальному разрезу толщи. С учетом этих данных мощность меймечитов в этом разрезе также не превышает 200—250 м.

По нашим данным, толща меймечитов характеризуется однородным строением и постоянным составом. Наблюдаемые неоднородности внутренней структуры толщи, относимые многими исследователями (Бутакова, 1956; Бутакова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965) к прослоям пород туфогенного облика, к шлаковым поверхностям потоков с каплевидными всплесками, к границам пластовых тел или силлов и т. п., возникают в большинстве случаев, по нашему мнению, при вторичных постмагматических процессах, главным образом при серпентинизации и карбонатизации меймечитов вдоль пологих трещин отдельности и зон трещиноватости и брекчирования.

Основным доказательством эффузивного происхождения меймечитов служит присутствие среди них пород туфогенного облика, эксплозионная природа которых вызывает серьезные сомнения (Золотухин, Васильев, 1970). Остановимся на этом вопросе более подробно.

Рядом авторов (Бутакова, 1956; Бутакова, Егоров, 1962; Гоньшанкова, Егоров, 1968; Жук-Почекутов и др., 1965) в составе меймечитовой толщи описаны так называемые «туфы» меймечитов, являющиеся пока единственной известной из литературы находкой пирокластике ультраосновного состава, не считая кимберлитовой. Поэтому доказательство принадлежности описанных туфоподобных пород к пирокластическим образованиям имеет принципиальное значение. Кроме того, вопрос о существовании туфов важен еще и потому, что на данных находках в основном базируются представления ряда исследователей о меймечитах как эффузивном аналоге пород ультраосновного состава.

Проведенные нами специальные исследования по всей площади меймечитов, а не только по их обнажениям вдоль р. Маймечи показали, что имеется два крайних случая образования туфоподобных пород.

1. В процессе интенсивного изменения, главным образом серпентинизации, первично монолитных меймечитов по причудливой сети трещин с возникновением псевдобрекчий. В этом случае возникают породы, напоминающие по внешнему виду или «туфобрекчии», в которых «обломочное» строение макроскопически заметно и в «цементе» породы, или «лавобрекчии», в которых макроскопически «цемент» воспринимается как однородная монолитная порода и только под микроскопом наблюдается его «мелкообломочная» структура.

2. При образовании истинных брекчий вдоль зон подвижек с дальнейшим интенсивным изменением пород вторичными процессами.

В большинстве случаев трудно отнести породу к той или иной группе, поскольку одновременно проявляется и брекчирование, и изменение пород по сети трещин. В зависимости от преобладания того или иного процесса возникает одна из крайних разновидностей туфообразных пород, располагающихся среди монолитных меймечитов в виде линз, «карманов» и неправильных ветвящихся тел, размеры которых колеблются от первых метров до нескольких десятков метров. Нередко среди измененных и превращенных в «туфы» меймечитов сохраняются блоки свежих пород.

Макроскопически такие «туфы» меймечитов представляют, как правило, брекчию (или псевдобрекчию) с угловатыми и округлыми обломками меймечитов различной величины (от нескольких миллиметров до 0,5—1,0 м и более) и цементом, сложенным более мелкими обломками и сплошной серпентинитовой массой. Обломки представлены в различной степени измененными меймечитами, окрашенными в темно-серые, серозеленые и красно-бурые тона. Различная окраска обломков в коренных выходах воспринимается вначале как агломерат разнородных пород в составе «туфобрекчии». Но при внимательном изучении обнажений всегда наблюдается постепенный переход «туфобрекчий» в монолитные меймечиты. В одном из коренных выходов правого борта р. Маймечи подобная «туфобрекчия» захватывает часть вертикальной дайки меймечитов, которая за пределами брекчированного и измененного участка прослеживается как монолитное тело. Довольно часто в туфоподобных породах наблюдаются обломки шаровидной и эллипсоидальной формы, размер которых колеблется в пределах 2,0—10,0 мм. Породы, сложенные такими обломками, некоторые исследователи (Жук-Почекутов, 1965; Гоньшакова, Егоров, 1968) считают лапиллевыми туфами. В связи с этим следует упомянуть и о шаровой микроотдельности, иногда проявляющейся в монолитных меймечитах на поверхности выветривания. Не исключено, что дальнейшее изменение вдоль такой системы отдельности также может привести к появлению пород, в значительной мере состоящих из обломков, напоминающих лапилли. Следует отметить, что микроскопически псевдобрекчии и истинные брекчии почти не различимы. Последние характеризуются, пожалуй, несколько большей измельченностью и измененностью материала в «цементе» и появлением некоторого подобия отсортированности обломочного материала в пределах «линз» и «пропластков». В связи с этим не представляется возможным привести отдельное микроскопическое описание для каждой из выделенных групп туфообразных пород, и в следующем разделе дается их общая характеристика.

Наблюдаемые под микроскопом измененные туфообразные зонки передолбленных меймечитов вдоль плоскостей микроподвижек в монолитных породах представляют, очевидно, хорошую аналогию и для объяснения происхождения более мощных зон проявления туфообразных меймечитовых пород. По-видимому, различной интенсивностью дробления

материала вдоль зон подвижек объясняется наблюдавшаяся иногда «отсортированность» обломочного материала по крупности, создающая впечатление слоистости и в полевых условиях, и под микроскопом. Отмеченная «отсортированность» обломочного материала, как известно (Меняйлов, 1962; Михеенко, 1968; Зольников, Егоров, 1970), наблюдается в трубках кимберлитов, сходных по структуре, химическому и минералогическому составу с меймечитами. Однако в кимберлитовых трубках трудно допустить какую-либо возможность обычной сортировки обломочного материала.

То, что «туфобрекчии» меймечитов могут иметь как истинную обломочную природу слагающего их материала, образуясь в зонах механических подвижек, так и характер псевдобрекчий, зависящий от интенсивности развития трещиноватости в блоке меймечитовых пород и наложенного позднее изменения вдоль сети этих трещин, успешно доказывается при помощи микроструктурного анализа. В псевдобрекчиях «обломки» представляют собой реликты замещаемого меймечита. Их ненарушенность и отсутствие истинного обломочного характера пород в таких участках обнаруживается изучением ориентировки зерен оливина в целом ряде «обломков» из брекчиевидной породы. Для этого в обнажениях на крутом повороте р. Маймечи (в 4 км выше устья р. Ветвистой) была отобрана серия ориентированных образцов из крупных (до 1,5 м в поперечнике) обломков «лавобрекчий» и монолитных меймечитов этого же участка. Результаты изучения показали однородную линейную ориентировку оливина в «обломках» меймечита, сопоставимую с таковой в монолитных меймечитах, залегающих выше по разрезу. Подобная же картина была представлена и для некоторых обнажений «туфобрекчий» среди меймечитов.

Сравнение химических анализов разнообразных туфообразных меймечитов с монолитными меймечитами показало, что все туфообразные породы (в том числе и «тонкослоистый туф») имеют составы, близкие как между собой, так и со сравнимаемыми меймечитами. При этом различия по химическому составу тех и других совершенно несущественны и объясняются примерно вдвое большими значениями п. п. н. у туфообразных пород. При пересчете на сухой остаток эти различия сохраняются, но они еще более незначительны. Следует отметить, что туфообразные породы, как и монолитные меймечиты, в своем ореоле распространения не выходят за пределы меймечитовых полей в контуре Гулинского плутона, что также противоречит допущению о их вулканогенном происхождении. Аналогичные туфообразные образования в виде линзовидных прослоев «литокластических и лапиллиневых туфов» отмечены нами в заведомо интрузивных перидотитах севернее г. Ленкос-Кая. В однородной по составу толще меймечитов, особенности внутренней структуры которой обусловлены постмагматическими преобразованиями, отсутствуют также, по нашим наблюдениям, пластовые тела или силлы меймечитов, наличие которых в разрезе предполагалось некоторыми исследователями (Бутова, 1956, и др.). По аналогии с дайками меймечитов, прорывающих «лавовую» толщу, пластовые тела и силлы должны иметь такие же четкие контакты с вмещающими их меймечитами и характерные особенности внутреннего строения (зоны закалки, неравномерную раскристаллизацию основной массы от периферии к центральным частям тел и увеличение размеров вкрапленников оливина в этом направлении, более свежий облик пород и т. п.). В действительности подобные взаимоотношения нами были встречены только в одном из обнажений правобережья р. Маймечи, что выше устья р. Делькан, где пологая (пластовая) дайка меймечитов небольшой мощности (2,0—2,5 м, аз. пад. ЮЗ: 255°, $\angle 15^\circ$) имеет все выше перечисленные особенности, залегаєт согласно с пологой трещиноватостью и, несомненно, относится к дайковому комплексу Гулинской интрузии. Во всех других случаях при более тщательных исследованиях контакты

предполагаемых пластовых тел оказались границей монокристаллических и сильно изоморфных (серпентинизированных, туфоподобных) меймечитов.

Таким образом, геологическое положение дунит-перидотитов, перидотитов и меймечитов Гулинского плутона свидетельствует о их тесной пространственной взаимосвязи и последовательной смене одних пород другими. В вертикальных разрезах и по направлению к контактам с вмещающими породами дунит-перидотиты сменяются перидотитами, вначале равномернозернистыми, а затем порфировидными, за которыми следуют меймечиты. Такой характер взаимоотношений пород можно объяснить только их генетическим родством (что подтверждается также петрохимическими и петроструктурными исследованиями) и их принадлежностью к единой гипербазитовой интрузии. Меймечиты, слагающие прикровельную часть интрузии, являются, по-видимому, эндоконтактной зоной массива, непосредственно контактирующей (в южной и юго-западной части интрузии) с вмещающими плутоном вулканогенными толщами.

Пироксениты, в том числе рудные пироксениты и так называемые рудные перидотиты, большинством геологов, изучавших Гулинский плутон, относятся к ультраосновным интрузивным образованиям, сформировавшимся из остаточных порций расплава в одну из ранних фаз становления массива. Только поэтому геологическое положение пироксенитов приводится совместно с другими ультрамафическими породами интрузии.

По нашему мнению, геологическое положение, характер взаимоотношений с вмещающими породами и минеральный состав пироксенитов в большей степени свидетельствуют о метасоматическом происхождении пироксенитов, чем о их интрузивной природе. Поэтому следует остановиться на их характеристике более подробно.

Среди дунит-перидотитов массива пироксениты распределены крайне неравномерно, образуя многочисленные жилоподобные тела различных размеров, встречающиеся, как правило, в виде зон большой протяженности и мощности. С вмещающими породами пироксениты обычно имеют нечеткие контакты через зону так называемых перидотитов (в том числе рудных) с переменным количеством пироксена и оливина.

Внешне пироксениты представляют собой среднезернистые (до гигантозернистых) темные зелено-серые или почти черные породы, сложенные клинопироксеном и содержащие почти всегда переменное количество рудных минералов. Иногда в них присутствуют флогопит и крайне редко нефелин. Рудные минералы (титаномagnetит, ильменит), составляющие до 25% объема некоторых пироксенитовых жил, присутствуют в них в различной форме: в виде разнообразной вкрапленности, переходящей в сидеронитовый цемент, мономинеральный шпир, линзовидных и прожилковых тел небольших размеров. Флогопит встречается в некоторых жилах в виде чешуек размером до 0,3—0,5 см, развивающихся по клинопироксену. Еще более редок нефелин, образующий иногда вкрапленность и небольшие гнезда в осевых частях крутопадающих жил.

Зоны широкого развития пироксенитовых тел были ранее вскрыты горными выработками на левобережье руч. Пироксенитового, а также закартированы и детально изучены нами в восточной и северо-восточной частях интрузии.

В верховьях руч. Пироксенитового (в западной половине интрузии), по геологическим наблюдениям и геофизическим данным (Егоров и др., 1961), зона развития пироксенитовых тел имеет протяженность до 5,0 км при мощности до 600 м. Мощность пироксенитовых тел, располагающихся параллельно крутопадающей системе трещин отдельности, колеблется в широких пределах (от нескольких сантиметров до десятков метров), хотя не исключено, что из-за плохой обнаженности сближенные жилы небольшой мощности картировались как единое мощное тело. Отдельные жилы пироксенитов содержат до 25% и более рудных минералов.

Гораздо лучше морфология и условия залегания жильных тел пироксенитов изучены нами в северо-восточной, хорошо обнаженной части интрузии, в бассейне рек Ыннарынды и Сабыды. Здесь на обширной площади, измеряемой несколькими десятками квадратных километров, пироксениты образуют среди дунит-перидотитов преимущественно полого залегающие зоны маломощных сближенных тел, явно приуроченных к трещинам отдельности в интрузивных породах. По простиранию такие зоны следятся на несколько километров при видимой мощности от нескольких десятков метров до 300—400 м. Благодаря различной окраске зоны пироксенитов хорошо заметны даже на большом расстоянии в виде темных полого падающих тел, контрастно выделяющихся на более светлом фоне склонов гор, сложенных дунитами. В таких участках пироксениты Гулинского плутона совместно с дунитами образуют типичный «полосчатый комплекс», характерный для гипербазитов многих складчатых областей (Малахов, 1968).

Внутри существенно пироксенитовых зон соотношение пироксенитов и вмещающих пород (дунитов) примерно равно 1 : 1, но распределение пироксенитовых тел по разрезу любой зоны далеко не равномерно: участки, насыщенные пироксенитами на 70—90%, чередуются с горизонтами дунитов, содержащих одиночные пироксенитовые жилы. При этом в обогащенных пироксенитами участках трудно выделить отдельные тела пироксенитов, имеющих выдержанную мощность и простирание. По существу, такие участки представляют собой горизонты интенсивной пироксенизации дунитов и состоят из густой сети субпараллельных сближенных жил различной мощности, развивающихся по системе пологих трещин отдельности. В коренных выходах можно наблюдать, как мощные тела пироксенитов (до 1,5—2,0 м и более), содержащие крупные «ксенолиты» дунитов, по простиранию расщепляются на ряд субпараллельных маломощных жил, которые тупо оканчиваются или постепенно выклиниваются, переходят с одного горизонта на другой, вновь сливаются в единое тело, могут давать вертикальные апофизы, соединяющие жилы различных горизонтов, и выполнять густую сеть микротрещин (рис. 9). Как правило, подобные жилы пироксенитов содержат многочисленные плоские «ксенолиты» (реликты) дунитов, располагающихся согласно контактам жил с вмещающими породами. Благодаря различной окраске пород хорошо заметно, что контакты многочисленных жил пироксенитов с дунитами хотя и очень четкие, но не резкие. Клинопироксен насыщает как «ксенолиты» дунитов в жилах, так и дуниты экзо-контактных зон, образуя в них маломощные (доли сантиметров) прожилки и цепочки отдельных зерен, небольшие гнезда и разнообразную вкрапленность, количество которых увеличивается к контакту. Такое же широкое развитие клинопироксена в дунитах отмечается и в тех участках зон, которые содержат одиночные жилы пироксенитов с выдержанной мощностью и простиранием.

Многочисленные замеры элементов залегания хорошо выраженных

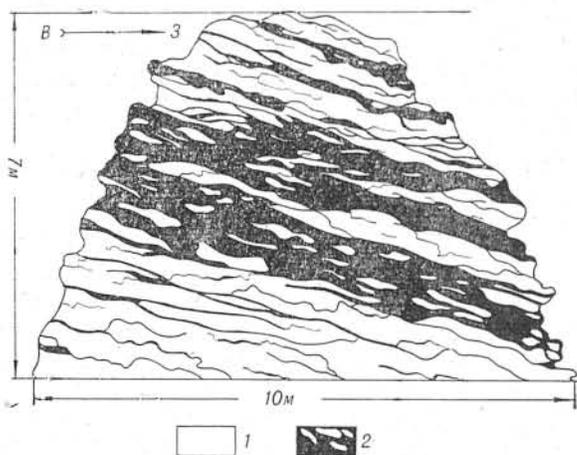


Рис. 9. Зарисовка коренного выхода интенсивно пироксенизированных дунитов (правобережье р. Ыннарынды):

1 — дуниты; 2 — пироксениты.

пологих трещин отдельности в дунит-перидотитах и контактов пироксенитовых жил показали их полную идентичность. Основная масса жил развивается по некоторым трещинам отдельности с аз. пад. ЮЗ: $220-250^\circ$, угол наклона которых изменяется в различных участках от $15-25$ до $35-50^\circ$ (преобладает угол падения, равный 30°). В северо-западной части массива, на правом берегу р. Ыннарнды, отмечена смена элементов залегания трещин отдельности и приуроченных к ним зон пироксенизации с юго-западного на юго-восточное направление (аз. пад. ЮВ: $160-170^\circ$, $\angle 35-40^\circ$ до 60°). Далее на юг в верховьях р. Ыннарнды, вблизи контакта интрузии с вмещающими породами, среди дунитов встречено несколько сближенных мощных (от долей метра до $10-15$ м) тел пироксенитов, имеющих широтное и близкое к нему простирание ($250-270^\circ$) и вертикальное падение. Судя по обильным «ксенолитам» дунитов в некоторых телах пироксенитов, они сформировались в зонах дробления интрузивных пород. «Цемент» таких «брекчий» состоит из клинопироксена и флогопита. Последний присутствует в количестве нескольких процентов, замещая клинопироксен и оливин обломков. Контакты пироксенитовых тел с вмещающими породами обычно нечеткие через зону пироксенизированных дунитов. В непосредственной близости от этих тел, по-видимому, приуроченные к той же зоне нарушения располагаются небольшие, овальные в плане «трубки взрыва» мелилит-оливинового состава, насыщенные обломками («ксенолитами») дунитов, размер которых не превышает $10-15$ см (Егоров, 1969). По составу породы трубок отвечают кугдитам, переходящим в ункомпагриты в участках, содержащих переменное количество клинопироксена. «Трубки взрыва» имеют много общих черт строения с вышеописанными крутопадающими телами пироксенитов (с флогопитом), отличаясь от них несколько иной формой тел и широким развитием мелилита. Поэтому не исключено, что те и другие имеют одинаковый механизм формирования, различаясь между собой по минеральному составу.

Следует отметить, что немногочисленные крутопадающие тела пироксенитов встречаются во многих участках интрузии. Для них характерны более крупнозернистая структура, иногда переходящая в центральных частях тел в гигантозернистую, и повышенные содержания рудных минералов, нередко образующих мономинеральные скопления. В некоторых из них широким развитием пользуется флогопит, замещающий клинопироксен и оливин в «ксенолитах» дунитов, а иногда встречается нефелин в виде спорадической вкрапленности и небольших гнезд (до $2-3$ см в поперечнике), располагающихся в центральных частях жил. Судя по развалам и наблюдениям в коренных выходах, мощность крутопадающих тел рудных пироксенитов может достигать нескольких метров при протяженности до десятков метров. По данным предыдущих исследователей, в этом районе имеются и более крупные тела рудных пироксенитов. По отношению к полого залегающим зонам пироксенизации крутопадающие тела рудных пироксенитов являются, по-видимому, более молодыми образованиями. Так, в обнажениях правого борта р. Ыннарнды нами наблюдались маломощные (до $0,3$ м) вертикальные жилы рудных пироксенитов, имеющие меридиональное простирание ($340-360^\circ$) и четкие секущие контакты с полого лежащей (аз. пад. ЮЗ: $250-260^\circ$, $\angle 30^\circ$) зоной пироксенизированных дунитов.

Вышеизложенные геологические наблюдения (приуроченность жил пироксенитов к различным системам трещин отдельности; отсутствие зон закалки в пироксенитовых телах и, наоборот, постепенность перехода тел к вмещающим породам через зону пироксенизированных дунитов, содержащих мелкие прожилки, гнезда и разнообразную вкрапленность пироксена; одинаковая крупность зерен клинопироксенов в жилах различной мощности, в том числе в маломощных прожилках большой протяженности; ассоциация клинопироксена с флогопитом, нефелином и,

вероятно, мелилитом; и т. д.) в сочетании с другими методами исследований в значительной мере подтверждают метасоматическую, а не интрузивную природу пироксенитов Гулинского плутона.

Пироксениты Гулинского плутона имеют много общих черт с орто- и клинопироксенитами, встречающимися в интрузиях гипербазитов складчатых областей (Урал, Восточный Саян, Чукотка и другие районы). По мнению многих исследователей, изучавших пироксениты альпинотипных гипербазитов, они имеют, несомненно, метасоматическое происхождение (Виноградская, 1957, 1961; Морковкина, Гаврилова, 1965; Руденко и др., 1969; Булькина, Булькин, 1971; Пинус, Велинский и др., 1973; Ефимов, 1973; Глазунов и др., 1973).

Дайковый комплекс Гулинского плутона. Дайки меймечитов.

Среди многочисленных и весьма разнообразных по составу дайковых тел Маймеч-Котуйской провинции ультраосновных и щелочных пород особое место занимают дайки меймечитов и меймечитоподобных пород (так называемых пикритовых порфиритов, пикритов, перидотит-меймечитов и т. п.). Они встречаются преимущественно в юго-западной части Гулинского ультраосновного плутона, в зоне экзоконтакта, а также среди полей развития меймечитов, располагающихся в контуре массива и образующих, по нашим наблюдениям, его эндоконтактовую зону (Васильев, 1972; Васильев, Золотухин, 1972). В зависимости от взглядов исследователей на происхождение полей меймечитов дайковый комплекс этих пород одни из них (Гольдбурт, 1959; Егоров и др., 1959) относят к дайковой фации самостоятельной субвулканической интрузии меймечитов; другие (Бутакова, 1956; Бутакова, Егоров, 1962) считают их корнями лавовых излияний и пластовых тел меймечитов и пикритовых порфиритов; третьи (Жук-Почекутов и др., 1965) выделяют их в меймечит-перидотитовый комплекс малых интрузий, как субвулканическую фацию лавовых излияний меймечитов.

Характерно, что у всех геологов сложилось единое мнение о генетической взаимосвязи дайкового комплекса меймечитов с «интрузией» или «лавовыми полями» меймечитов. Что касается взаимоотношений меймечитов (в том числе и дайковых) с другими ультраосновными породами Гулинского плутона, то большинство исследователей этого магматического комплекса считают дунит-перидотиты названного плутона и меймечиты разновозрастными образованиями, не исключая, однако (Гольдбурт, 1959; Жук-Почекутов и др., 1965), их принадлежности к единому магматическому очагу. Мы думаем, что всестороннее изучение дайкового комплекса Гулинского плутона, и в первую очередь даек ультраосновного состава, может осветить многие проблемные вопросы петрологии и механизма формирования этого плутона, в том числе и характер взаимоотношений меймечитов с дунит-перидотитами.

Толкование терминов «меймечит, пикритовый порфирит, пикрит, порфирированный перидотит» и т. п., используемых различными авторами при описании дайковых пород Гулинского плутона, очень разноречиво. Нередко одинаковые породы именуется по-разному. Так, например, породы, обогащенные оливином (содержащие 35—39% MgO), Т. Л. Гольдбурт (1959) называет в зависимости от степени раскристаллизации основной массы или меймечитом, или порфирированным перидотитом. Е. Л. Бутакова и Л. С. Егоров (1962), ссылаясь на описание и химический анализ Т. Л. Гольдбурт (1959), эту же породу именуют биотит-пироксеновым пикритовым порфиритом. В свою очередь, Н. П. Сурина (1967) и А. Г. Жабин, Н. П. Сурина (1970) склонны считать подобные породы меймечитами, если они не содержат в своем составе флогопита (биотита). Если же постмагматический флогопит (биотит) присутствует в подобных породах хотя бы в незначительном количестве, то, по классификации Н. П. Суриной (1967), это уже не меймечит, а оливиновый пикрит. Среди дай-

ковых меймечитоподобных пород экзоконтакта Гулинского плутона А. Г. Жабин и Н. П. Сурина (1970) выделяют пикриты и меймечиты, различающиеся количественными соотношениями породообразующих минералов. К. А. Жук-Почкутов и др. (1965) среди малых интрузивных тел Гулинского массива выделяют две крайние разности: 1) меймечиты с микролитовой структурой и 2) перидотиты, связанные взаимопереходами с меймечитами с кристаллически-зернистой структурой, и порфировидные перидотиты. Причем подчеркивается, что такие переходы иногда наблюдаются в пределах единых геологических тел, содержащих различное количество постмагматических минералов.

Сохраняя термин «меймечит» для дайковых пород Гулинского плутона с различным содержанием вкрапленников оливина и основной массы, мы, как это будет показано ниже, учитывали прежде всего генетическое единство пород данного комплекса.

Внешне дайковые меймечиты представляют собой крупнопорфировые породы, на темном, почти черном фоне тонкозернистой основной массы которых отчетливо видны вкрапленники желтовато-зеленого оливина. В отличие от меймечитов эндоконтактовой зоны интрузии дайковые меймечиты (особенно вкрапленники оливина) намного меньше изменены процессами серпентинизации и, как правило, имеют монолитный свежий облик. Размер и количество вкрапленников оливина в большинстве дайковых тел увеличиваются по направлению от контакта с вмещающими породами к центральному зонам соответственно от долей миллиметра до 1,5—2,0 см и более и от первых процентов до 50—70% объема породы. В этом же направлении меняется степень раскристаллизации основной массы.

Дайки меймечитов прорывают вулканогенные породы дельканской и коготокской свит в экзоконтакте Гулинского плутона и так называемые «лавовые» меймечиты в пределах его контура. Наиболее хорошо дайки меймечитов обнажены в скальных выходах долин рек Чопко и Маймеча. Прекрасные вертикальные разрезы дайковых тел вскрыты по правобережью р. Маймеча на ее крутом повороте, что выше устья р. Ветвистой.

В большинстве своем дайки образуют в плане прямолинейные, реже ступенчатые, кулисообразные и ветвящиеся тела, следящиеся по простиранию на несколько десятков метров и располагающиеся радиально по отношению к контакту интрузии с вмещающими породами. Преобладающее простирание даек в экзоконтакте Гулинского плутона в нижнем течении р. Маймечи СВ: 20—50°, углы падения изменяются от 60 до 90°, но встречаются дайки и с другими элементами залегания. Мощность дайковых тел обычно не превышает 1,0 м, изредка достигая 3—4 м и более.

Более разнообразна морфология вертикальных разрезов дайковых тел. Кроме прямолинейных тел с выдержанными элементами залегания, нередко встречаются дайки сложной конфигурации. Среди них преобладают ветвящиеся дайки, выполняющие сложную систему сближенных трещин и образующие многочисленные маломощные апофизы и ответвления с раздувами и пережимами, часть из которых быстро выклинивается, а другая часть выше по разрезу опять сливается в одно или несколько более мощных тел. Такая сложная конфигурация тел чаще всего наблюдается в линейных зонах нарушений, подвижки по которым происходили и после внедрения даек, что подтверждается брекчированием отдельных дайковых тел и возникновением зеркал скольжения вдоль контактов и между отдельными блоками. С вмещающими породами дайки имеют четкие контакты, но не оказывают на них заметного термального воздействия.

Внутренняя структура даек меймечитов нередко хорошо выражена благодаря вкрапленникам оливина, различное соотношение которых с основной массой и закономерное расположение относительно контактов подчеркивают особенности строения тел. По особенностям внутреннего строения дайки меймечитов можно подразделить на две группы.

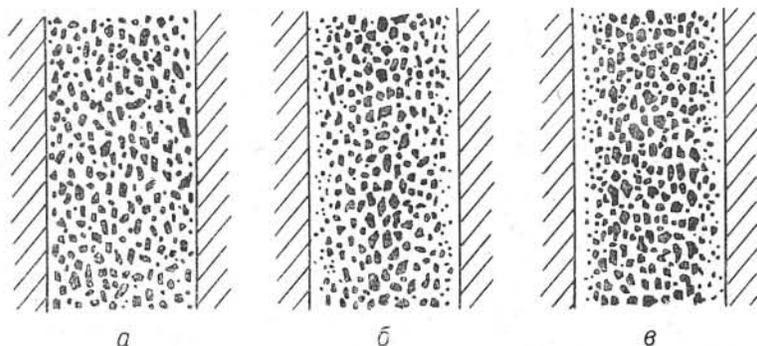


Рис. 10. Внутреннее строение массивных дайковых тел меймечитов (объяснение в тексте).

1. Дайки, имеющие массивное строение (рис. 10). В таких дайках размер и количество вкрапленников остается или постоянным по всему разрезу тела (рис. 10, *а*), или постепенно изменяется по направлению от контакта к центру (рис. 10, *б*, *в*). В первом случае от периферии к центру дайки изменяется лишь степень раскристаллизации основной массы; во втором случае (рис. 10, *б*) в этом же направлении происходит увеличение размерности зерен оливина (от долей миллиметра у периферии до 1,5—2,0 см в центре дайки) и возрастает их количество (от нескольких процентов у контакта до 50—60% и более в центральной зоне). Дайки этой группы имеют афанитовые эндоконтактные зоны, мощность которых может достигать 3—4 см (табл. I, 1)*. В отдельных дайках переход от афанитовых кайм к центральной зоне, содержащей равномерно распределенные крупные вкрапленники оливина, в достаточной степени отчетливый (см. рис. 10, *в*), что связано с особенностями формирования подобных тел. По-видимому, дайки такого типа занимают промежуточное положение между первой и второй группами.

2. Ко второй группе относятся дайки с отчетливым полосчатым строением, с симметричным или асимметричным расположением разноструктурных зон (рис. 11, табл. I, 2; табл. II, 1). Среди симметрично построенных тел этой группы преобладают дайки с афанитовыми закраинами (мощностью до 3—5 см), имеющими резкие границы с центральной зоной, сложенной меймечитами с равномерно распределенными крупными вкрапленниками оливина (рис. 11, *а*). В отдельных случаях наблюдается симметричное чередование нескольких зон различной мощности (от первых сантиметров до 0,1—0,3 м), содержащих переменное количество вкрапленников оливина различной размерности (рис. 11, *б*). Но чаще дайки этого типа имеют асимметричное строение, проявляющееся в том, что зоны с различным соотношением вкрапленников и основной массы чередуются не закономерно (рис. 11, *в*). Причем у контакта с вмещающими породами в этом случае может располагаться зона с наиболее крупными вкрапленниками оливина (табл. 1, 2), обычно формирующая центральные зоны других тел. Контакты между различными зонами, как правило, четкие, но не резкие (табл. II, 1), без каких-либо следов термального воздействия одних зон на другие.

Особое положение занимают маломощные (от нескольких сантиметров до 0,1—0,2 м), нередко выклинивающиеся, ветвящиеся дайки с раздувами и пережимами, являющиеся, по-видимому, апофизами более крупных тел. Такие дайки обычно сложены афанитовым меймечитом или приобрели афанитовый облик, благодаря серпентинизации, особенно

* Фотографии образцов и шлифов пород приводятся в Приложении II, табл. I—XX.

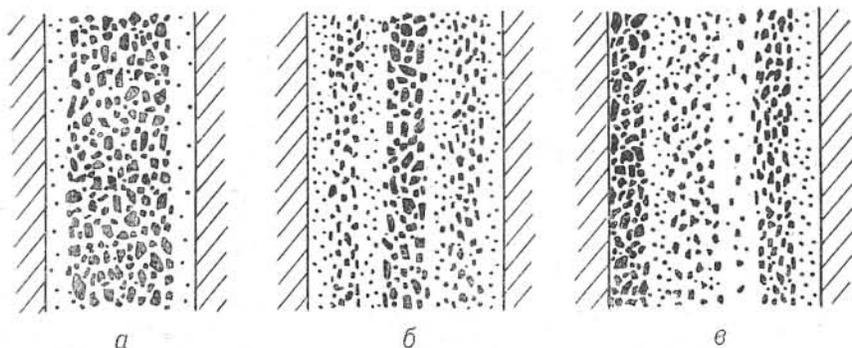


Рис. 11 Внутреннее строение полосчатых дайковых тел меймечитов (объяснение в тексте).

интенсивной вдоль контактов. Именно такие дайки содержат иногда крупные (до 7—10 см по удлинению) плохо ограниченные кристаллы оливина, состоящие из блоков одинаковой оптической ориентировки, а также скопления таких кристаллов, образующих «желваки» неправильной формы, поперечник которых бывает равен мощности дайки. Подобные «желваки» гигантозернистого оливина следует отличать от так называемых «ксенолитов» оливинитов, также иногда встречающихся в дайках меймечитов. Часть подобных «ксенолитов» оливинитов, вероятно, представляет собой гомеогеннокристаллические скопления вкрапленников оливина в участках дайковых тел, обогащенных этими вкрапленниками. Размер таких образований может достигать нескольких сантиметров по удлинению, граница их с вмещающими породами нечеткая. Другая часть — это собственно ксенолиты оливинитов (дунитов). Они встречаются крайне редко в виде небольших (до нескольких сантиметров в поперечнике) включений изометричной и угловатой формы, имеющих с меймечитами четкие контакты. Подобные включения обнаружены нами и в «лавовых» меймечитах. Петрографическое описание «желваков», гомеогенных включений и ксенолитов оливинитов приведено в следующем разделе.

Отдельные дайки, прорывающие поля «лавовых» меймечитов, содержат темноокрашенные оплавленные ксенолиты, представленные полностью серпентинизированными, вероятно, порфировидными породами (меймечитами?). Обычно это единичные небольшие отторженцы, размер которых не превышает нескольких сантиметров. Лишь в одной дайке крупные ксенолиты этих пород (до 15—20 см в поперечнике) составляют 25—30% ее объема.

Черты внутреннего строения даек подчеркиваются также закономерной ориентировкой вкрапленников оливина. Многие дайки меймечитов содержат вкрапленники изометричной формы и являются внешне изотропными (рис. 12, а). Магматические текстуры в подобных телах были выявлены с помощью микроструктурного анализа. В дайках, содержащих крупные, нередко оплавленные, удлиненные кристаллы оливина, магматические текстуры видны в обнажениях. Чаще всего кристаллы оливина образуют хорошо видимые линейные текстуры течения, благодаря ориентировке зерен длинными осями в одном направлении параллельно контактам (рис. 12, б), но изредка наблюдается иная ориентировка, когда длинные оси кристаллов перпендикулярны контактам (рис. 12, в). В дайке с крупными ксенолитами порфировидных ультраосновных пород рисунок ориентировки кристаллов свидетельствует о более сложном характере движения расплава (рис. 12, г).

Такие особенности внутреннего строения дайковых тел меймечитов, как появление вкрапленников оливина на некотором расстоянии от кон-

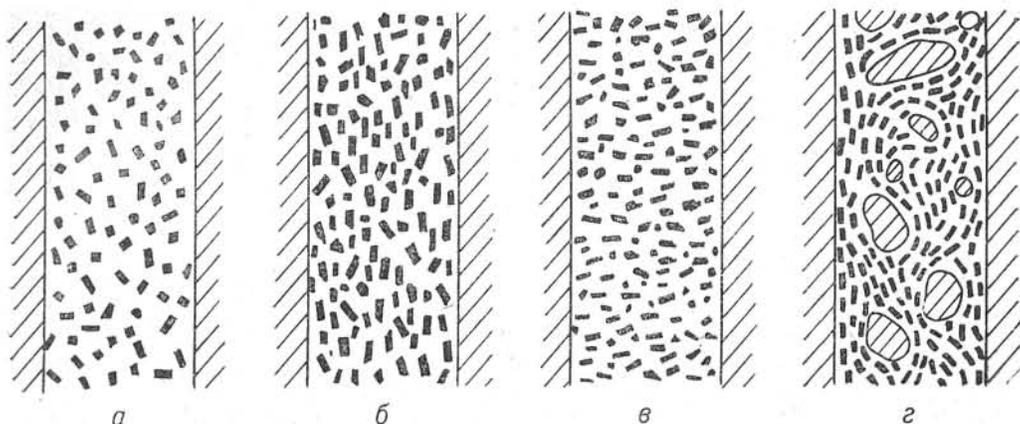


Рис. 12. Различный характер ориентировки кристаллов оливина в дайках меймечитов (объяснение в тексте).

такта (за зоной закалки), увеличение их количества, размерности и степени раскристаллизации основной массы по направлению к центру, свидетельствуют о формировании дайковых меймечитов из гетерогенного расплава и в какой-то мере отражают пульсационно-прерывистый характер формирования ультраосновного Гулинского плутона (Васильев, 1972; Васильев, Золотухин, 1972). Полная аналогия химических составов и структурных особенностей эндоконтактовых («лавовых») и дайковых меймечитов свидетельствует о их образовании в сходных термодинамических условиях из расплава одного и того же состава.

Пикритовые порфириды. В районе Гулинского плутона широко развиты породы по своему геологическому положению, внешнему виду, минеральному составу и характеру микроструктур напоминающие меймечиты, но отличающиеся от них меньшим количеством вкрапленников оливина и присутствием многочисленных микролитов и листочков темноокрашенной слюды в основной массе. Эта группа пород, именуемая пикритовыми порфиридами, имеет также целый ряд присущих только ей петрохимических и геохимических признаков (Жук-Почекутов и др., 1965).

Пикритовые порфириды в форме дайковых тел изредка встречаются и в других участках Маймеча-Котуйского района совместно с интрузиями сложного состава, но особенно широко они развиты на восточном склоне Анабарской антеклизы, пространственно ассоциируя с проявлениями кимберлитового магматизма. Многочисленные дайки пикритов и разнообразных щелочно-ультраосновных и основных пород, прорывающих вулканогенные толщи пермо-триасового возраста, выявлены в последние годы в бассейне верхнего течения р. Хеты, где рядом исследователей (Бушканец и др., 1970) выделяется самостоятельная провинция щелочно-ультраосновных пород.

Отличить меймечиты и пикритовые порфириды друг от друга в поле очень трудно. Визуальная оценка вкрапленности сильно зависит от степени изменчивости пород вторичными процессами. Чешуйки слюды, характерные для пикритов, нередко встречаются и в образцах меймечитов. Но в меймечитах при внимательном изучении всегда устанавливается вторичный, наложенный характер ослоденения, несомненно связанный с общим ослоднением ультраосновных пород Гулинского плутона под воздействием более молодых щелочных интрузий. В какой-то мере затруднения с различием меймечитов и пикритов, по-видимому, обусловлены и различным толкованием терминов «пикрит, пикритовый порфирит» и

«меймечит» исследователями Гулинского плутона. По-видимому, из-за указанных выше причин меймечиты и пикритовые порфириды, как правило, объединялись в одну группу пород, различаясь внутри этой группы по структурным признакам (Бутова, Егоров, 1962; Шихорина, 1970) или минеральному составу (Сурина, 1967).

К настоящему времени по пикритам и меймечитам Гулинского плутона накоплен аналитический материал, с несомненностью подтверждающий присутствие в этом районе двух генетически различных групп пород — меймечитов и пикритовых порфиритов со свойственными им чертами сходства и различий. Нами были обнаружены жилки пикритового порфирида, состоящие из стекла с многочисленными (до 30% объема) крупными вкрапленниками магнезиального оливина. Стекло из этих жилок содержит в своем составе до 0,7 вес. % Na_2O и 0,8 вес. % K_2O . При фазовом рентгеновском анализе стекла из этой жилки в нем не обнаружены какие-либо щелочесодержащие минералы, кроме микролитов клинопироксена.

Пространственно пикритовые порфириды располагаются в непосредственной близости от меймечитов, они наследуют нередко те же структурные элементы и образуют дайки во вмещающих породах и ультрабазитах Гулинского плутона, а также, по-видимому, лавовые поля или пластовые тела, располагающиеся в верхних горизонтах дельканской свиты.

Пикритовые порфириды дельканской свиты и дайки одноименных пород являются разновозрастными образованиями. Первые относятся к лавовой толще пермо-триаса, прорванной ультрабазитами Гулинского плутона, в то время как дайки пикритов формировались после внедрения плутона, породы которого они прорывают.

Дайки пикритовых порфиритов, судя по описаниям Н. П. Суриной (1967, 1968), А. Г. Жабина, Н. П. Суриной (1970) и нашим наблюдениям, по своим морфологическим особенностям и чертам внутреннего строения тождественны дайкам меймечитов, но отличаются от них (не всегда!) более сложным минеральным составом. Кроме оливина и клинопироксена, в них порознь или совместно могут присутствовать в различных соотношениях биотит, бурая роговая обманка и нефелин. Основная масса дайковых тел пикритовых порфиритов присутствует в экзоконтактной зоне Гулинского плутона, где они, как и дайки меймечитов, располагаются радиально по отношению к линии контакта интрузии с вмещающими породами. Более редко дайки пикритовых порфиритов встречаются среди дунит-перидотитов и меймечитов Гулинского плутона.

По оценке Н. П. Суриной (1967), среди дайковых тел ультраосновных пород преобладают пикритовые порфириды. По нашим наблюдениям (Васильев, Золотухин, 1972), щелочная минерализация в дайковых телах нередко имеет вторичный наложенный характер и возникает при воздействии более молодых щелочных растворов на минералы ультраосновных пород. По-видимому, часть амфиболовых и слюдяных пикритов (по А. Г. Жабину и Н. П. Суриной, 1970) следует считать амфиболизированными, флогоцитизированными и т. п. меймечитами, количество дайковых тел которых явно преобладает над дайками пикритов. Судя по одиночным наблюдениям пересечений дайковых тел меймечитов дайками пикритовых порфиритов, последние имеют более молодой возраст и, по-видимому, также подвергаются изменению под воздействием более поздних щелочных растворов.

Пикритовые порфириды, отождествляемые некоторыми исследователями (Бутова, Егоров, 1962; Шихорина, 1970) с меймечитами и относимые также к вулканогенным образованиям, обнажаются в непосредственной близости от меймечитовой толщи на левом берегу р. Маймечи ниже устья р. Ветвистой и по р. Делькан. Пикритовые порфириды этого участка включаются в состав верхнедельканской подсвиты вулканогенных пород (Бутова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965) или от-

носятся к низам маймечинской свиты меймечитов (Шихорина, 1970), на которые они очень похожи по внешнему виду. Пикритовые порфириды дельканской свиты представляют собой темноокрашенные с зеленоватым или буроватым оттенком сильно измененные породы с тонкозернистой основной массой и переменным количеством вкрапленников оливина, почти всегда замещенных серпентином, и более редко встречающимися порфировыми выделениями клинопироксена. Это внешнее сходство, вероятно, послужило причиной их отождествления с меймечитами, хотя по целому ряду петрохимических признаков и содержанию редких элементов они существенно различны.

В отличие от меймечитов, характеризующихся постоянно высоким содержанием магния (в среднем не менее 30,0 вес. % MgO; Васильев, Золотухин, 1972), в пикритовых порфиридах дельканской свиты и в дайковых телах количество магния колеблется в широких пределах — от 15 до 22 вес. % MgO, редко превышая эту цифру. В них много больше титана, алюминия, кальция и щелочей, особенно калия (до 1,5 и даже более вес. % K₂O), который в меймечитах практически отсутствует. По содержанию редких элементов (Жук-Почкутов и др., 1965) пикритовые порфириды верхнедельканской подсвиты также существенно отличаются от меймечитов. Содержание TiO₂, ZrO₂, SrO и некоторых других элементов в пикритовых порфиридах в три раза и более превышает содержание этих элементов в меймечитах, а Nb₂O₅ и TR₂O₃ даже на целый порядок, но вполне сопоставимо с содержанием этих элементов в андезитах и андезито-базальтах дельканской свиты.

В разрезах по левобережью р. Маймечи пикритовые порфириды в виде горизонтов мощностью до нескольких метров чередуются с другими вулканогенными породами верхнедельканской подсвиты, имея общее с ними падение на северо-запад (СЗ: 270—310°) под углом 15—25°. Толща меймечитов, обнажающаяся на противоположном правом берегу р. Маймечи, имеет однородный состав и, судя по пологим трещинам отдельности, другие элементы залегания (ЮЗ: 220—260°, ∠10—30°), не совпадающие с залеганием пород дельканской свиты (см. рис. 7), что косвенно подтверждает их принадлежность к разновременным образованиям. Характер контактов пикритовых порфиритов с вмещающими их вулканогенными породами в коренных обнажениях не наблюдался, а так называемые «туфы» пикритовых порфиритов по своей природе, по-видимому, аналогичны «литокластическим туфам» меймечитов. «Лацилли» и «бомбы» в них, как и в «туфах» меймечитов, представлены в различной степени измененными обломками брекчированных (или псевдобрекчированных) первично монолитных пикритовых порфиритов. Здесь же, на левобережье р. Маймечи, в непосредственной близости с пикритовыми порфиридами обнажена крупная дайка или апофиза среднезернистых порфировидных перидотитов (?) с многочисленными небольшими (до 3—5 см) ксенолитами дунитов и прожилками более позднего флогопита. Перидотиты явно прорывают породы дельканской свиты, в том числе и пикритовые порфириды.

Хорошие обнажения пикритовых порфиритов имеются также в правом борту р. Делькан выше устья его правого первого притока. Судя по пологим системам трещин отдельности, пикритовые порфириды прорваны пологими телами очень свежих пироксеновых порфиритов, мощность которых достигает 3—5 м, и менее мощными крутопадающими дайками других пород. Пикритовые порфириды этого участка всегда сильно изменены и благодаря процессам выветривания* превратились в рыхлые легко разрушаемые породы. Только в отдельных обнажениях хорошо выражены системы трещин отдельности различных направлений. Наиболее свежие породы сохраняются в центральных частях ядра, образо-

* В коренных выходах по р. Делькан четко устанавливается кора выветривания, перекрытая четвертичными отложениями.

ванных сферической отдельностью. В северной части этого обнажения в пикритовых порфиритах встречены гомеогенные скопления довольно крупных (до 1 см по удлинению) кристаллов клинопироксена. Размер включений не превышает 3—4 см в поперечнике.

Таким образом, изложенные выше данные свидетельствуют о существовании в пределах Гулинского плутона ультраосновных бесполовошпатовых пород с повышенным содержанием щелочей, особенно калия (пикритовых порфиритов), которые образуют крупные пластовые тела или покровы в верхнедельбжанской подските, а также многочисленные дайки, прорывающие как вулканогенные толщи, так и ультрабазиты Гулинского массива. Природа этих щелочных гипербазитов чрезвычайно интересна и, по-видимому, находится в прямой связи с эволюцией магматического очага, давшего все разнообразие пород Гулинского ультраосновного плутона. Кроме того, пикритовые порфириды по целому ряду минералогопетрохимических признаков близки к интрузивным кимберлитам и им подобным породам, с которыми они нередко встречаются совместно. Поэтому в последующих разделах работы, посвященных генезису ультраосновных пород севера Сибирской платформы, мы остановимся и на вопросах происхождения щелочных гипербазитов.

Что касается остальных интрузий Маймеча-Котуйского комплекса, то в них ультрабазиты представлены главным образом оливинитами, присутствующими в различных количественных соотношениях с другими породами, слагающими эти массивы.

Интрузия Бор-Урях

Интрузия Бор-Урях* располагается на водоразделе рек Маймеча и Котуй примерно в 100 км южнее Гулинского плутона (см. рис. 4). В плане массив имеет форму груши (рис. 13), вытянутой узким концом в северо-восточном направлении. Его площадь равна 18,5 км². Интрузия прорывает отложения нижнего кембрия, но вдоль ее контактов обнажены и более древние доломиты и кварциты синия, «задранные» почти до вертикального положения при внедрении ультрабазитов. Возле контактов вмещающие породы падают в стороны от интрузии под углом 80—60°, а на расстоянии 1,5—2,0 км, постепенно выполаживаясь, они вновь приобретают субгоризонтальное залегание. По геофизическим данным, падение контактов интрузии крутое, почти вертикальное.

Как и Гулинский ультраосновной плутон, оливинитовая интрузия Бор-Урях непосредственно контактирует с вмещающими породами, оказывая на них термальное контактное воздействие. Ширина зоны контактово измененных пород достигает первых сотен метров.

Интрузия почти нацело сложена оливинитами, которые рассечены немногочисленными маломощными жилами мельтейгитов, щелочных сиенитов и карбонатитов, а также в той или иной степени изменены последующими метасоматическими процессами. Такой однородный оливинитовый состав массива делает его чрезвычайно интересным объектом как для изучения механизма формирования ультраосновных интрузий подобного типа и их воздействия на вмещающие породы, так и для последующих метасоматических изменений ультрабазитов, возникающих под воздействием растворов, генерируемых, по-видимому, более молодой щелочной интрузией. Присутствие такой интрузии на глубине подтверждается дайками щелочных пород, прорывающих оливиниты, и широким замещением интрузивных пород более поздними метасоматитами. Дайки щелочных пород и жилы карбонатитов имеют, как правило, небольшую мощ-

* Более подробные сведения о геологии и истории исследования этой и других интрузий Маймеча-Котуйского комплекса приведены в работах Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егорова, 1962; С. М. Прохоровой и др., 1966; Л. С. Егорова, 1969.

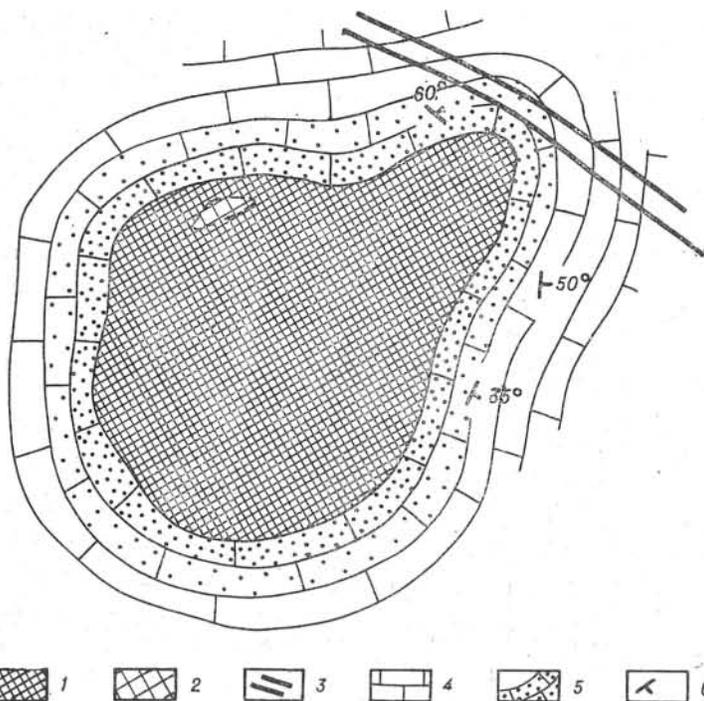


Рис. 13. Схематическая геологическая карта интрузии Бор-Урях (по материалам предыдущих исследователей и нашим наблюдениям): 1 — оливиниты; 2 — мельтейгиты; 3 — дайки; 4 — карбонатно-терригенные породы кембрия; 5 — ореол контактового метаморфизма; 6 — элементы залегания вмещающих пород.

ность и преимущественно северо-восточное простирание. В северной половине интрузии отмечены одиночные более крупные линзовидные тела мельтейгитов и карбонатитов, следящиеся по простиранию на 200—300 м при мощности до 30 м.

Основной объем оливинитов, слагающих интрузию, представлен среднезернистыми, нередко порфировидными породами, имеющими в приконтактной зоне более мелкозернистый облик. В обнажениях и развалах окраска пород рыжевато-бурая с хорошо заметной спайностью (отдельностью) в зернах оливина, что делает их внешне похожими на пироксениты. В свежих сколах оливиниты окрашены в различные оттенки серого цвета. Породы разбиты многочисленными трещинами отдельности, среди которых достаточно хорошо выделяются крутопадающие системы трещин, параллельные контактам и перпендикулярные им, и не всегда четко выраженные пологие трещины. Кроме этих протоматмических трещин отдельности, в оливинитах интрузии имеется хорошо проявленная мощная крутопадающая линейная зона трещиноватости, пересекающая центральную и северо-восточную части массива и совпадающая по простиранию с его общей вытянутостью в этом же направлении. Мощность зоны достигает 200—300 м и более при общей ее протяженности до нескольких километров. В этой зоне сосредоточена основная масса пегматоидных жил оливинитов с титаномagnetитовым и флогопитовым оруденением, мономинеральные рудные тела и жилы слюдитов, участки наиболее интенсивно оруденелых и флогопитизированных оливинитов, нередко имеющих вертикальную тонкоплитчатую отдельность.

Оливинитовые пегматоидные жилы Бор-Уряхской интрузии представляют собой оригинальные образования, изучение которых позволяет сделать интересные выводы как об условиях формирования ультраос-

новых пород интрузии, так и о времени проявления и последовательности развития дальнейших метасоматических процессов, формирующих оруденение. Поэтому остановимся на описании пегматоидных жил интрузии более подробно.

Ультраосновные пегматоидные жилы интрузии Бор-Урях. Ультраосновные пегматоиды встречаются среди интрузий гипербазитов различных формаций (Успенский, 1968), но особенно широко они развиты в оливинитовых массивах, принадлежащих к комплексам интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Подобные образования встречаются в отдельных массивах Южной Африки, Канады и Бразилии («Карбонатиты», 1969) в советской части Фенноскандии (Кухаренко и др., 1965) и в некоторых районах Сибири. Среди интрузий Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновные пегматоиды наиболее широко развиты в существенно оливинитовом массиве Бор-Урях, менее — среди оливинитов интрузии Кугда и крайне редко встречаются среди оливинитов интрузии Одихинча.

Как упоминалось выше, основная масса пегматоидных жил сосредоточена в центральной и северо-восточной части интрузии Бор-Урях в зоне нарушения северо-восточного простирания.

Пегматоидные жилы образуют в этих участках линейно-вытянутые в северо-восточном направлении зоны сближенных крутопадающих тел различной мощности. Мощность таких зон, вскрытых горными выработками, достигает 300 м и более, мощность отдельных тел редко превышает несколько метров. По простиранию отдельные зоны пегматоидных тел прослежены до 500 м при общей протяженности центральной зоны в северо-восточном направлении до 2,5 км. Маломощные зоны и отдельные пегматоидные жилы, имеющие такое же или близкое простирание, встречаются и в других участках интрузии.

Особенности морфологии, внутреннего строения пегматоидных тел, а также характер их взаимоотношений с вмещающими оливинитами лучше всего наблюдаются в северо-восточной части интрузии в хорошо обнаженных крутых склонах долин р. Бор-Урях и ее притоков. В этих обнажениях отчетливо видно, что мощность отдельных пегматоидных жил редко превышает 1,0—1,5 м, обычно меньше. Общее простирание тел северо-восточное, падение вертикальное или крутое, невыдержанное. Контакты пегматоидных жил с оливинитами, как правило, достаточно четкие, но не резкие, с постепенными переходами к вмещающим породам. Мощность тел крайне изменчива как по простиранию, так и по вертикали. Пегматоиды в своем большинстве образуют ветвящиеся тела с раздувами, пережимами и выклинивающимися апофизами. Наследуя густую сеть крутопадающих пересекающихся трещин, пегматоидные жилы буквально прощипывают отдельные участки интрузии, образуя довольно мощные (до нескольких десятков метров) зоны пегматоидных образований с блоками незамещенных оливинитов. По простиранию такие жилы (зоны) следятся плохо, по-видимому, их длина не превышает нескольких десятков метров. Лишь отдельные тела с прямолинейными четкими контактами имеют выдержанную мощность и прослеживаются по простиранию на более значительные расстояния.

Основная масса пегматоидных жил имеет пятнистое такситовое строение, обусловленное чередованием участков с различнозернистой структурой и неодинаковым соотношением породообразующих минералов (оливина, титаномагнетита, флогопита, клинопироксена и др.). Размер минеральных индивидов, слагающих жилы, колеблется в очень широких пределах — от долей сантиметра до 10—15 см в поперечнике. Основными породообразующими минералами большинства жил являются оливин, который нередко преобладает, и титаномагнетит в сочетании с переменным количеством флогопита и других минералов. В таких жилах, как правило, размерность зерен уменьшается только в приконтактовых

участках. В некоторых жилах пегматоидов наблюдается постепенное увеличение размеров зерен минералов от контактов к центральным частям тел от долей сантиметра до 10—15 см (рис. 14, а), Для других тел характерно симметрично-зональное расположение минеральных агрегатов, когда вдоль контактов или в центральных зонах существенно оливиновых и оливин-титаномагнетитовых жил развивается мономинеральный флогопит (рис. 14, б, в). В этом случае непосредственно у контакта с вмещающими породами располагается мелкочешуйчатый слюдит, а ближе к центру и в осевых зонах жил размер пластинок флогопита возрастает до нескольких сантиметров. Мощность флогопитовых кайм достигает иногда 5—7 см, что соизмеримо с максимальной мощностью прожилков слюдитов, образующих в оливинитах густую сеть. В отдельных случаях наблюдалось пересечение жилами слюдитов пегматоидных и рудных тел.

Особенно сильно флогопитизация проявлена в северо-восточной части массива. Здесь среди оливинитов, обогащенных титаномагнетитом и флогопитом, в участках интенсивной трещиноватости располагаются многочисленные тела оливин-титаномагнетит-флогопитовых пегматоидов, а также зоны сближенных жил и отдельные тела, сложенные крупными кристаллами флогопита с титаномагнетитом, перовскитом, клинопироксеном и реликтами незамещенных оливинитов. Мощность таких жил достигает 2,5 м (обычно 0,3—0,5 м), протяженность их варьирует от 20 до 150 м. В пегматоидных жилах иногда в заметных количествах присутствует карбонат, образующий в них пятнистую вкрапленность, реже самостоятельные прожилки и линзовидные обособления. Не исключено, что при более широком развитии процесса карбонатизации происходит превращение пегматоидных жил в существенно карбонатные с реликтами незамещенных и кристаллами вновь образованных минералов. По-видимому, некоторые так называемые карбонатитовые жилы интрузии имеют именно такой генезис.

Процесс пегматитообразования проявился не только в форме четко ограниченных жил пегматоидов, но и в развитии минералов, слагающих жилы, во вмещающих оливинитах в виде гнезд, шпир, неправильных прожилков и разнообразной вкрапленности. В первую очередь это относится к оливину, титаномагнетиту и флогопиту.

В зоне развития пегматоидных жил, а иногда и на значительном от нее удалении оливинины образуют в среднезернистых оливинитах отделы

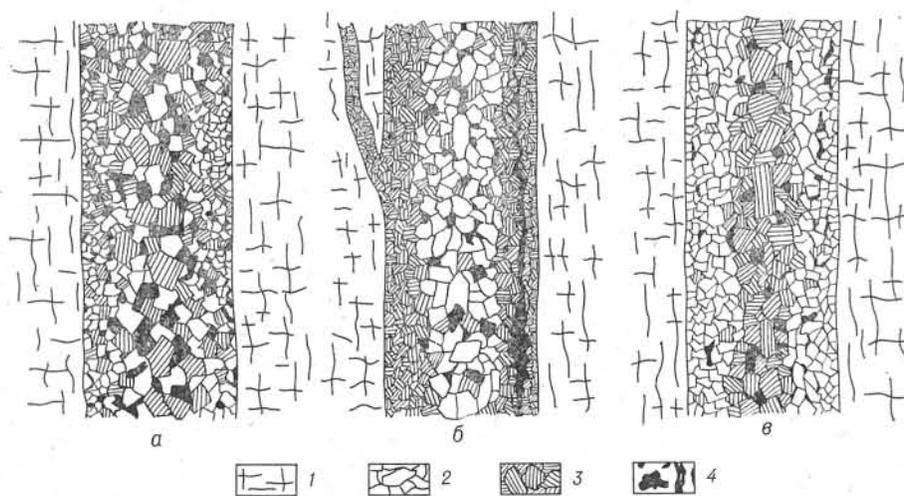


Рис. 14. Равномерное (а) и симметрично-зональное (б, в) распределение минеральных агрегатов в ультраосновных пегматоидных жилах: 1 — вмещающие оливинита. Минералы жил: 2 — оливин, 3 — флогопит; 4 — титаномагнетит.

ные метакристаллы, скопления и линейно-вытянутые цепочки разоб-
щенных крупных кристаллов, вероятно, имеющих метасоматическое проис-
хождение.

Титаномагнетит широко развит на обширных участках массива, про-
странственно тяготеющих к зонам развития пегматоидных тел. В оливи-
нитах титаномагнетит образует мелкую интерстиционную вкрапленность,
переходящую в пятна и полосы с сидеронитовой структурой и в небольшие
линзы и прожилки сливных руд. В некоторых участках массива руды
имеют тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием прослоев
оливинитов с интерстиционной и сидеронитовой вкрапленностью с прос-
лоями сплошной руды. Мощность таких «слоев» колеблется от долей сан-
тиметра до 2—5 см, изредка больше. Взаимопереходы между оливинитами
и сплошными рудными слоями почти всегда постепенные, через зону
сидеронитовой вкрапленности. Полосчатые руды в таких участках зале-
гают субгоризонтально или под небольшим углом, имея те же элементы
залегания, что и пологие трещины отдельности в оливинитах. Титано-
магнетит всегда ассоциирует с переменным количеством перовскита и
чешуйками флогопита. Иногда перовскит преобладает над титаномагнети-
том и даже образует в оливинитах мономинеральные линзовидные прослои
и вкрапленность. Характерно, что такие полосчатые руды ассоциируют,
как правило, с крупнозернистыми порфиroidными, вероятно, перекрис-
таллизованными оливинитами. Подобные струйчатые вертикальные по-
лосы рудных минералов встречаются также в непосредственной близости
от пегматоидных тел, где они чередуются с полосами мелкозернистого
(гранулированного) оливина и жилками слюдитов с крупным оливином.
В пегматоидных жилах подобные скопления рудных минералов отмеча-
ются в блоках незамещенных оливинитов, в которых они образуют рит-
мично чередующиеся маломощные зоны, повторяющие контур блока.
По-видимому, аналогичная картина многократного чередования мало-
мощных рудных зон с зонами мелкозернистого оливинита с гранобласто-
вой структурой наблюдается также и в рудных «нодулях» из крупно-
зернистых оливинитов.

К участкам развития пегматоидных тел и рудных оливинитов при-
урочена интенсивная флогопитизация оливинитов. Флогопит совместно
с клинопироксеном развивается по оливину в виде пятнистых мелкозер-
нистых агрегатов и многочисленных прожилков слюдитов, пересекающих
как рудные оливиниты, так и пегматоидные тела. Широкое замещение
оливинитов флогопитом, клинопироксеном, бурой роговой обманкой и
рудными минералами наблюдается и в эндоконтактной зоне интрузии.

Интрузия Кугда

Эта интрузия расположена на правом берегу р. Котуй в 10 км се-
вернее устья р. Котуйкан. В плане массив имеет почти изометричную фор-
му с площадью выхода примерно равной 16 км². Интрузия прорывает
и метаморфизует доломиты среднего кембрия, залегание которых вблизи
интрузии неясно из-за отсутствия коренных выходов. Ширина зоны кон-
тактового ореола не превышает 200—300 м. Среди пород, слагающих
массив (рис. 15), преобладают оливиниты, составляющие примерно по-
ловину площади выхода, якупирангит-мельтейгиты и мелилитовые об-
разования. В небольшом количестве присутствуют щелочные сиениты
и разнообразные метасоматические породы (флогопит-оливиновые, каль-
цит-диоксид-оливиновые и т. п.). По данным магниторазведки, массив
представляет собой воронкообразное или цилиндрическое тело, круто
наклоненное к юго-востоку.

Оливиниты, относимые к наиболее древним породам интрузии, за-
нимают ее центральную часть (см. рис. 15), образуя штокообразное тело.

до 2 км в поперечнике. Основная масса оливинитов представлена очень свежими (мало серпентинизированными) среднезернистыми и порфиризовидными породами, зернистость которых заметно уменьшается в эндоконтактной зоне. Наиболее хорошо оливиниты обнажены в южной половине массива, где на склонах небольших сопкок и в бортах ручьев имеются многочисленные коренные выходы рудных оливинитов. Северная половина массива закрыта аллювиально-ледниковыми отложениями, и поэтому одиночные коренные выходы оливинитов встречаются лишь на сглаженных склонах. Породы разбиты трещинами отдельности, среди которых хорошо фиксируются две вертикальные взаимно перпендикулярные системы трещин и особенно четко выраженная пологая система трещин отдельности, азимут падения которых изменяется от преимущественно южного направления (ЮВ—ЮЗ: $170-220^\circ$, $\angle 5-15^\circ$) в юго-западной части массива до преимущественно юго-западного (ЮЗ: $240-270^\circ$, $\angle 10-15^\circ$) в его северо-восточной части.

Взаимоотношение оливинитов с другими породами наблюдается только по развалам и в отдельных крупных глыбах. Многочисленные «ксенолиты» (реликты) оливинитов различного размера (от долей сантиметра до нескольких метров) отмечаются в мелилитовых породах. Их геологические взаимоотношения детально рассмотрены в работе Л. С. Егорова (1969). В свою очередь, нефелинизированные и флогопитизированные трахитоидные якупирангит-мельтейгиты, окружающие оливинитовое ядро с востока и запада, содержат «ксенолиты» (реликты) как оливинитов, так и мелилитовых пород. К более молодым образованиям относятся небольшие тела ийолитов и щелочных сиенитов. Последние встречены только в северо-западной части массива, где выделяется участок распространения своеобразных кальцит-перовскит-флогопит-оливиновых пород пегматоидного облика.

Основная масса пегматоидных жил располагается в южной и юго-восточной части оливинитовой интрузии (г. Хризолитовая), где ранее горными выработками было вскрыто около двух десятков жильных тел преимущественно оливин-флогопитового состава с гнездами ювелирного хризолита, с клиногумитом, титаномагнетитом, кальцитом и серпофитом. Оливин и хризолит, по данным Т. Л. Гольдбурт (1969), составляют до 80—85% объема этих жил, являющихся аналогами пегматоидных тел Бор-Уряха. Хризолитсодержащие пегматоиды Кудды образуют маломощные (до 1,0 м, обычно меньше) с раздувами и пережимами не выдержанные по простиранию и падению ветвящиеся тела, содержащие реликты незамещенных оливинитов. Преобладающее простирание жил СЗ: $280-310^\circ$, реже СВ: $40-50^\circ$, длина — от нескольких метров до 100 м. Контакты жил с вмещающими породами как резкие, так и постепенные.

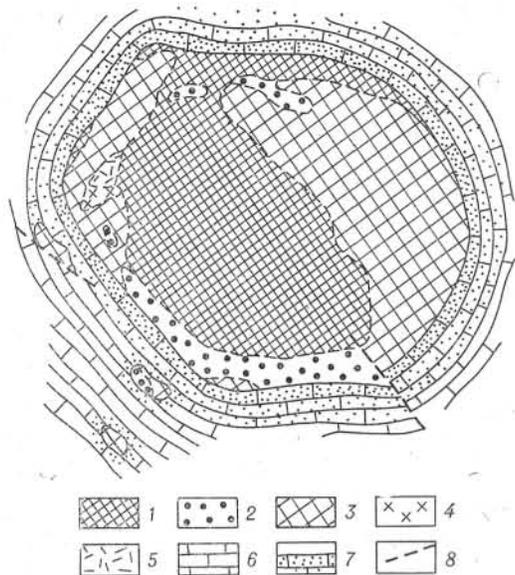


Рис. 15. Схематическая геологическая карта интрузии Кудда (по материалам предыдущих исследователей и нашим наблюдениям):

1 — оливиниты; 2 — мелилитовые породы; 3 — породы нефелин-пироксенового состава; 4 — щелочные сиениты; 5 — флогопит-оливиновые породы; 6 — вмещающие доломиты среднего кембрия; 7 — ореол контактового метаморфизма; 8 — зоны тектонических нарушений.

Структура жильных пород такситовая, пятнистая, благодаря кучному распределению минералов и различной зернистости отдельных участков. В некоторых жилах намечается зональность в расположении минеральных агрегатов. Пластинки флогопита в таких жилах образуют зальбанды, а оливин с гнездами прозрачного хризолита, зернами клиногумита и рудного минерала занимает центральные части тел. Иногда, наоборот, в приконтактных зонах располагаются крупные (до 1—5 см по удлинению), плохо ограненные темные кристаллы оливина, а остальные минералы сосредоточены в осевой зоне жил. Несомненно, с этим же процессом образования пегматоидных жил связана флогопитизация оливинитов в других участках интрузии как в виде неравномерной вкрапленности, так и в форме гнезд, прожилков слюдитов и крупных жил, состоящих из пегматоидных кристаллов флогопита, оливина, перовскита, титаномагнетита, кальцита.

Титаномагнетит и перовскит в оливинитах встречаются повсеместно, но далеко не в одинаковых количествах. Основная их масса сосредоточена в отдельных участках, пространственно совпадающих с участками максимальной флогопитизации и зонами развития пегматоидных жил, где рудные минералы образуют все переходы от вкрапленных до сплошных руд. Для рудных оливинитов Кугды очень характерно полосчатое строение, причем залегание рудных и оливинитовых прослоев совпадает с падением пологих трещин отдельности в массиве. Как и на Бор-Уряхе, полосчатые руды Кугды всегда ассоциируют с крупнозернистыми порфировидными оливинитами.

Интрузия Одихинча

Интрузия Одихинча, располагающаяся на водоразделе рек Котуй и Медвежья преимущественно среди доломитов среднего кембрия, имеет в плане округло-изометричную форму с площадью выхода, равной 56 км² (рис. 16). Вмещающие породы у контактов интрузии «задранны» почти до вертикального положения, и поэтому у западного контакта массива обнажаются метаморфизованные отложения нижнего кембрия и синия. Ширина зоны термально измененных пород вокруг интрузии Одихинча, представленных перекристаллизованными и неравномерно минерализованными доломитами, оценивается большинством геологов от 500 до 1000 м. По мере удаления от контакта угол падения пород уменьшается от 80—60° до 15—10° в 2—3 км от массива. В составе массива явно преобладают нефелин-пироксеновые породы, ийолиты и в разной степени измененные якупирангит-мельтейгиты. Другие породы, в том числе оливиниты, присутствуют в незначительном количестве.

Оливиниты среди нефелин-пироксеновых пород встречаются в виде одиночных крупных (до 1,5—2 км²) более или менее монолитных блоков и многочисленных «ксенолитов» (реликтов) различного размера (от долей сантиметра до нескольких метров в поперечнике), сгруппированных в разобщенные поля (рис. 16). Вероятно, на первых этапах образования этой сложной интрузии поля «ксенолитов» и блоки оливинитов составляли единое оливинитовое тело, которое в дальнейшем было раздроблено и преобразовано под воздействием щелочных эманаций и магматических расплавов.

Оливиниты этого массива, как и двух предыдущих (Бор-Уряха и Кугды), как правило, имеют среднезернистую, нередко порфировидную структуру и очень свежий облик, исключая, конечно, те участки, где по оливинитам развиваются более поздние метасоматические минералы (клинопироксен, флогопит и др.). Эти минералы замещают обширные участки оливинитов, а также образуют среди них многочисленные прожилки существенно флогопитового, флогопит-пироксенового и т. п. состава. В крупноглыбовых развалах на вершине г. Одихинча (примерно в центральной

части интрузии) можно наблюдать не только жилы ийолит-мельтейгитов, рассекающие «ксенолиты» ультрабазитов, но и все этапы метасоматического замещения оливинитов вначале клинопироксеном, затем флогопитом и на более поздней стадии нефелином с образованием нефелин-клинопироксеновых пород с реликтами («ксенолитами») не полностью замещенных ультраосновных пород. Характер взаимоотношений оливинитов с щелочными породами и некоторые вопросы генезиса этих образований рассмотрены нами в последующих главах.

Более крупные блоки оливинитов имеют с другими породами интрузии (с мелилитовыми и нефелин-пироксеновыми) нечеткие постепенные контакты через зоны существенно пироксеновых (якупирангитовых), пироксен-флогопитовых или мелилит-оливиновых пород. Свежие оливиниты в таких блоках сохраняются лишь в отдельных участках, например на левобережье руч. Эбе-Юрях, где среди них были отмечены одиночные существенно оливиновые пегматоидные жилы. Судя по развалам, жилы имеют небольшую мощность (не более 0,3—0,5 м) и протяженность (первые метры). Размер отдельных кристаллов оливина в жилах достигает 5—8 см, обычно меньше. Здесь же, на левобережье руч. Эбе-Юрях, ранее были вскрыты горными выработками одна крупная (до 100 м по простиранию при средней мощности 6 м) и несколько мелких флогопит-пироксеновых пегматоидных жил, содержащих небольшое количество тремолита, кальцита, апатита, сфена, перовскита, титаномagnetита. Простирание жил СЗ: 340—350° до СВ: 10°, падение почти вертикальное до пологого.

Контакты жил с вмещающими существенно диопсидовыми породами всегда резкие, подчеркнутые перпендикулярным расположением кристаллов пироксена к стенкам жил. Диопсидовые породы, вмещающие жилы, судя по реликтам, образовались при метасоматическом замещении оливинитов, хотя не исключается и присутствие в этом участке пород мельтейгит-якупирангитового ряда (Прохорова, Евзикова, Михайлова, 1966). Невыдержанные по мощности и простиранию жилы и гнезда флогопит-оливиновых пегматоидных пород, содержащих переменные количества рудных минералов и клинопироксена, встречаются также среди метасоматически измененных оливинитов в центральной части интрузии (в циркуобразной впадине).

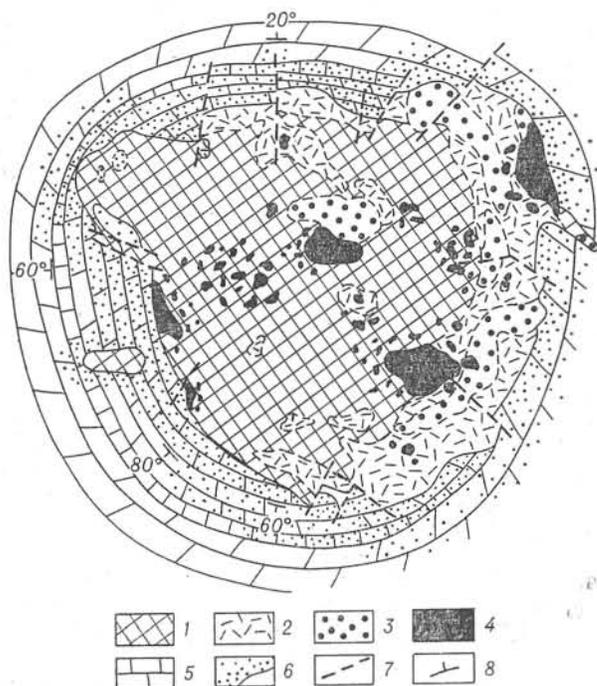


Рис. 16. Схематическая геологическая карта интрузии Одихинча (по материалам предыдущих исследователей и нашим наблюдениям):

1 — нефелин-пироксеновые породы ийолит-мельтейгитового ряда; 2 — якупирангит-мельтейгиты; 3 — мелилитовые породы; 4 — оливиниты; 5 — терригенно-карбонатные отложения нижнего кембрия и верхнего протерозоя; 6 — ореол контактового метаморфизма; 7 — зона тектонических нарушений; 8 — элементы залегания осадочных пород.

Геологическое положение оливинитов в других интрузиях Маймеча-Котуйского района

В составе других подобных интрузий Маймеча-Котуйской провинции ультрабазиты присутствуют в крайне незначительном количестве или отсутствуют полностью. К интрузиям, в строении которых принимают участие оливиниты, относятся массивы Немакит, Кара-Мени, Быхит западный и Быхит восточный, Атырдык, Маган, Ессейский. Приведем очень краткую характеристику некоторых из этих интрузий, уделив при этом основное внимание геологическому положению оливинитов среди других пород, слагающих массивы.

Интрузия Немакит (рис. 17) располагается на правом берегу р. Маймеча, примерно в 60 км восточнее массива Одихинча, среди известняков нижнего кембрия и, по данным магниторазведочных работ, представляет собой воронкообразное тело с крутым падением контактов в сторону массива. Площадь интрузии около 5 км². Оливиниты составляют незначительную часть массива (рис. 17), образуя серповидное в плане тело в зоне северного эндоконтакта и разобщенные поля «ксенолитов» различной размерности в центральной части массива среди ийолит-мельтейгитов.

Интрузия Кара-Мени (рис. 18), располагающаяся в доломитах среднего кембрия в 3 км юго-восточнее массива Бор-Урях и считающаяся его сателлитом (апофизой), имеет в плане овальную форму с площадью выхода около 1,2 км². Падение контактов, по геофизическим данным, близко к вертикальному. В составе интрузии преобладают меланократовые щелочные породы якупирангит-мельтейгит-ийолитового ряда и менее разнообразные мелилитсодержащие образования.

В отличие от рядом расположенной оливинитовой интрузии Бор-Урях в массиве Кара-Мени оливиниты встречаются среди других пород в виде одиночных и кучных скоплений «ксенолитов», явно представляющих собой дезинтегрированные блоки более ранней оливинитовой интрузии. Кое-где оливиниты образуют узкую оторочку в эндоконтактовой зоне массива. По внешнему виду, структурным особенностям и степени измененности оливиниты Кара-Мени аналогичны одноименным породам интрузии Бор-Урях.

Интрузия Быхит западный (рис. 19) располагается примерно в 60 км южнее Гулинского плутона, где в осевой части Маймеча-Котуйского водораздела в доломитах среднего кембрия сгруппировано более десятка мелких (от 0,2 до 1,0 км в поперечнике интрузивных тел, именуемых Далбыхской группой (Бутакова, Егоров, 1962; Егоров, 1969). Пожалуй, наиболее крупным из них (площадь выхода около 0,3 км²) является массив Быхит западный, который по составу слагающих его пород и строению подобен другим, более крупным, массивам Маймеча-Котуйского района. Оливиниты сохранились в от-

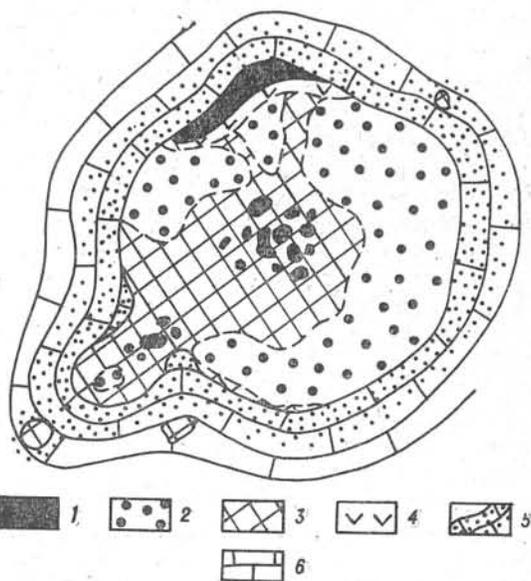


Рис. 17. Схематическая геологическая карта интрузии Немакит (по материалам предыдущих исследователей):

1 — оливиниты; 2 — мелилитовые породы; 3 — ийолит-мельтейгиты; 4 — долериты; 5 — известняки нижнего кембрия; 6 — ореол контактового метаморфизма.

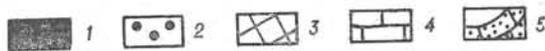
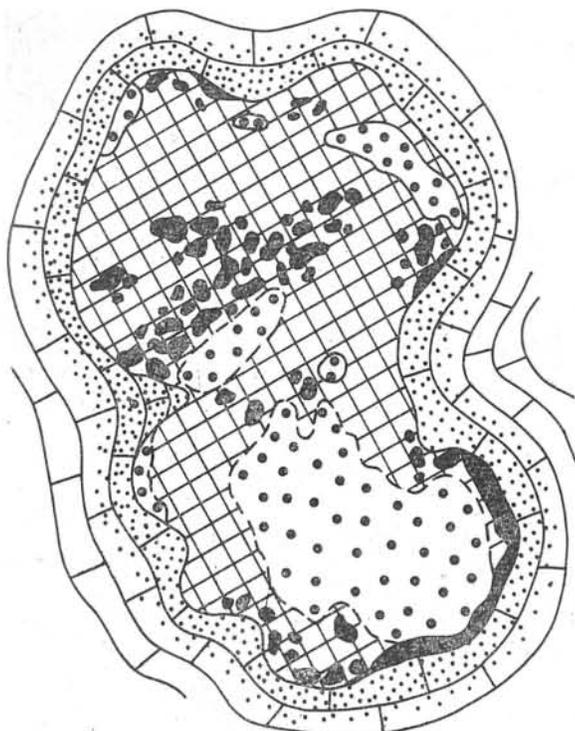


Рис. 18. Схематическая геологическая карта интрузии Кара-Мени (по материалам предыдущих исследователей и нашим наблюдениям):

1 — оливиниты; 2 — меллилитовые породы; 3 — нефелин-пироксеновые породы ийолит-якупирангитового ряда; 4 — доломиты среднего кембрия; 5 — ореол контактового метаморфизма.

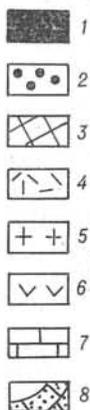
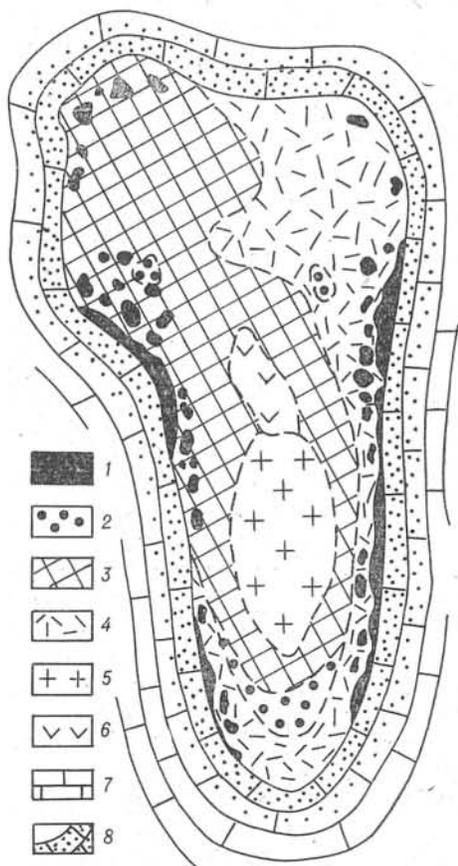


Рис. 19. Схематическая геологическая карта интрузии Быхут западный (по материалам предыдущих исследователей):

1 — оливиниты; 2 — меллилитовые породы; 3 — ийолиты; 4 — якупирангиты-мельтейгиты и меланефелиниты; 5 — щелочные сиениты; 6 — долерит; 7 — доломиты среднего кембрия; 8 — ореол контактового метаморфизма.

дельных участках эндоконтактной зоны массива, а также в виде небольших «ксенолитов» встречаются в других участках интрузии среди нефелин-пироксеновых пород. Для оливинитов эндоконтактной зоны характерна более мелкозернистая структура, чем для оливинитов из центральных частей интрузии. Те и другие замещаются клинопироксеном и особенно интенсивно — флогопитом.

В целом ряде других интрузий этого района оливиниты также играют незначительную роль, изредка встречаясь среди других пород в виде сохранившихся участков эндоконтактных зон более древних ультраосновных интрузий (например, в массиве Быхит восточный), но чаще в виде разнообразных по размерам и форме «ксенолитов», присутствующих в различных частях массивов (например, массивы Атырдык, Маган, Ессейский). В тех интрузиях (Романиха, Чангит, Далбыха, Седете и др.), где оливиниты пока не обнаружены, их отсутствие вполне можно объяснить недостаточной изученностью этих тел, их плохой обнаженностью, высокой степенью метасоматического изменения оливинитов и другими причинами.

О характере контактов ультраосновных интрузий с вмещающими породами

При описании геологического положения ультрабазитов в строении сложных массивов Маймеча-Котуйского района мы подчеркнули, что два из них — Гулинский и Бор-Урях — имеют существенно ультраосновной состав и четкие интрузивные контакты с вмещающими породами, которые превращены в роговики. Подобные взаимоотношения ультрабазитов с вмещающими породами в природе наблюдаются крайне редко и относятся к интрузиям альпийских гипербазитов геосинклинальных зон (Ефимов, Ефимова, 1967; MacKenzie, 1960; Green, 1964; Challis, 1965; и др.). Но описание таких контактов вызывает серьезные сомнения у многих исследователей. Дело в том, что при более тщательном изучении выявляется «сорванная» тектоническая природа большинства таких контактов и более поздний наложенный низкотемпературный характер метаморфизма вмещающих пород. Поэтому изучение четко установленных интрузивных контактов платформенных ультрабазитов с вмещающими их породами представляет несомненный интерес, так как позволяет в сочетании с другими методами исследований более объективно судить об условиях внедрения и агрегатном состоянии интродуцированного ультраосновного материала, что является одной из важнейших задач петрологии ультрабазитов.

Как следует из вышеприведенных данных, массивы Гулинский и Бор-Урях, имея некоторые черты сходства, отличаются друг от друга прежде всего своими размерами, формой тел, внутренним строением, условиями залегания и характером взаимоотношений с вмещающими породами.

По геологическим наблюдениям, в южной части Гулинского массива (см. рис. 6, 7) непосредственный контакт интрузии с вмещающими породами закрыт рыхлыми отложениями, но, судя по элементам залегания трещин отдельности в меймечитах, они полого погружаются под отложения дельканской свиты, образуя в них многочисленные дайки и крупные апофизы. Более хорошо обнажен контакт ультрабазитов с вмещающими породами на правобережье р. Маймечи. В этом участке с базальтами коготокской свиты контактируют мелко- и среднезернистые порфиридные перидотиты (дунит-перидотиты), пологое погружение которых на юго-восток под углом 10—20° устанавливается при картировании зоны контакта и по элементам залегания трещин отдельности в интрузивных породах. В зоне эндоконтакта моноклиналиное падение вулканогенной толщи на северо-запад под углом 10—15° нарушено до субгоризонтального или даже обратного, а сами породы термально метаморфизованы и деформированы.

Наиболее четкие взаимоотношения интрузии с базальтами были выявлены нами в распадках и на водораздельных грядках правого склона долины руч. Канар-Юрях (правый приток р. Маймеча). На рис. 20, а приведен разрез через один такой участок. Коренной выход порфировидных перидотитов находится здесь в непосредственной близости (2,0—2,5 м) от скальных обнажений базальтов, превращенных в черные плотные роговики с небольшими пятнистыми скоплениями мелкочешуйчатого темно-коричневого биотита. Ниже по склону, в сторону русла руч. Канар-Юрях, в коренных выходах и развалах наблюдается постепенная смена роговики менее измененными (ороговикованными) вулканогенными породами. Подобная смена пород по элювиально-делювиальным развалам и редким коренным выходам устанавливается и в других местах пересечения контакта. Отсутствие более четких наблюдений здесь связано с тем, что к северу от руч. Канар-Юрях до р. Сабыды на протяжении многих километров линия контакта совпадает с нижней границей эрозионного уступа в рельефе. Ультрабазиты располагаются здесь (рис. 20, б) на 200 метров и более гипсометрически ниже вулканогенных толщ, слагающих северную водораздельную гряду р. Чопко и круто обрывающихся в сторону Гулинского плутона. Судя по элементам залегания трещин отдельности, дунит-перидотиты повсеместно полого погружаются под эффузивы, но непосредственный контакт интрузии на этом участке обычно закрыт осыпями. Граница ультраосновного тела, по геофизическим данным (см. рис. 5), проходит в 5—7 км дальше наблюдаемого контакта, а иногда (например, в северо-восточной части массива) и внутри него, под выходами интрузивных пород. С учетом геологических наблюдений эти данные свидетельствуют о пологом погружении плоскости контакта под вулканогенные толщи и возможном линзовидном выклинивании краевой части интрузии. Такое пологое погружение контактов объясняет и значительную видимую мощность термально измененных пород, которая, по данным Л. С. Егорова и др. (1961), достигает 1000 м, а по подсчетам А. Г. Жабина (1965), их истинная мощность не превышает 100—150 м. По нашим данным, мощность этой зоны достигает 300—350 м, причем на долю «собственно роговики», непосредственно контактирующих с ультрабазитами, приходится не более 10—30 м, за которыми следуют в той или иной степени «ороговикованные» породы. Что касается дайковых тел ультраосновных пород (меймечитов), то их воздействие на вмещающие эффузивы незначительно. Оно сказалось в появлении уплотненных и осветленных экзоконтактовых зон, мощность которых не превышает первых сантиметров даже у самых крупных тел (до 5—7 м мощности) меймечитов.

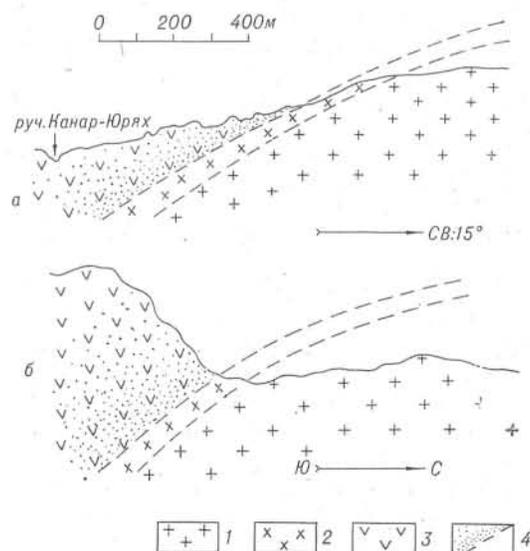


Рис. 20. Схематические геологические разрезы через южный контакт ультрабазитов Гулинской интрузии с вмещающими базальтами (а — по линии I—I, б — по линии II—II, см. рис. 6): 1 — дунит-перидотиты; 2 — порфировидные дунит-перидотиты и перидотиты эндоконтактовой зоны интрузии; 3 — базальты роговиковой свиты; 4 — ореол контактово измененных пород.

ным составом (см. рис. 13). Массив почти нацело сложен среднезернистыми оливинитами, имеющими в эндоконтактовой зоне более мелкозернистую структуру. Вмещающие массив терригенно-карбонатные породы синия и кембрия в приконтактовой зоне «задраны» почти до вертикального положения и термально метаморфизованы с образованием широкой зоны экзоконтактовых изменений. В коренных обнажениях контакт интрузии с вмещающими породами не наблюдался, но он четко устанавливается во многих участках по элювиально-делювиальным развалам и одиночным коренным выходам, особенно в северо-восточной части массива. В таких участках, по данным В. В. Ревердатто (1970), изучавшим контактово измененные породы Бор-Уряха, в непосредственной близости с оливинитами существенно доломитовые отложения превращены в преациты с реликтами периклаза, кремнистые доломиты — в форстеритовые, диоксидовые и другие мраморы, а доломитовые кремнистые мергели и известковистые сланцы — в разнообразные роговики. Метаморфические породы внешних ореальных зон характеризуются широким развитием тремолита, форстерита и диопсида в ассоциации с перекристаллизованными доломитом и кальцитом. На основании наблюдаемых минеральных парагенезисов, с учетом расчетных и экспериментальных данных, температура метаморфизма пород вблизи контакта с оливинитами, по оценке В. В. Ревердатто (1965), была не менее 700 и не более 850° С, что позволяет предполагать (Ревердатто, Салько, 1966) температуру ультраосновного расплава в момент внедрения равной примерно 1300° С. По мнению этих авторов, интрузивный материал находился в полужидком частично закристаллизованном состоянии.

Вышеизложенные особенности геологического положения ультраосновных пород в интрузиях ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов Маймеча-Котуйского района позволяют сделать следующие общие выводы:

1. Среди интрузий данного комплекса особое место занимает Гулинский ультраосновной плутон, отличающийся от других массивов размерами, формой тела и внутренним строением, условиями залегания, характером взаимоотношений с вмещающими породами. В его строении принимают участие дуниты (дунит-перидотиты), перидотиты и меймечиты, образующие последовательно сменяющие друг друга горизонты мощной пластинчатой интрузии, выклинивающейся в направлении с северо-запада на юго-восток. Меймечиты, по-видимому, образуют верхнюю эндоконтактовую зону этой интрузии. Широко развитые в составе интрузии пироксениты, судя по наблюдаемым взаимоотношениям с ультрабазитами и минеральным парагенезисам, вероятнее всего, имеют метасоматическое происхождение.

2. В других рассмотренных интрузиях этого района ультрабазиты представлены только оливинитами, занимающими в их строении вполне определенное положение. По возрасту они являются наиболее древними интрузивными образованиями массивов, нередко содержат жилы пегматоидных оливинитов, вероятно, также имеющих интрузивное происхождение, и претерпевают значительные изменения под воздействием более поздних щелочных эманаций и расплавов. В составе интрузий оливиниты присутствуют в самых различных количественных соотношениях с другими породами — от одиночных обломков (ксенолитов) до значительных массивов, сложенных почти полностью оливинитами (например, интрузия Бор-Урях).

3. Ультраосновные интрузии оказывают существенное термальное воздействие на вмещающие их вулканогенные и терригенно-карбонатные толщи с образованием контактово измененных пород, принадлежащих по своим минеральным ассоциациям к пироксен-роговиковой фации метаморфизма.

2. КИМБЕРЛИТЫ И БЛИЗКИЕ К НИМ ОБРАЗОВАНИЯ

Кимберлиты севера Сибирской платформы нами специально не изучались, но мы считаем необходимым охарактеризовать их совместно с другими ультрабазитами этого района, используя литературные данные. Необходимость такой характеристики диктуется прежде всего общностью целого ряда текстурно-структурных, минералого-петрохимических, морфологических и других признаков, присущих как кимберлитам, так и охарактеризованным выше меймечитам и пикритам.

Следует, однако, подчеркнуть, что в последние годы термин «кимберлит» приобрел очень широкое значение и потерял свою былую определенность. В эту группу пород сейчас включаются не только заведомо алмазоносные кимберлиты, выполняющие трубки взрыва, но и разнообразные по составу и форме залегания ультраосновные и щелочно-ультраосновные (в том числе даже с нефелином) порфировые породы, нередко встречающиеся совместно на небольших по площади участках, образующих обособленные поля. В значительной мере такое положение объясняется сильной измененностью пород постмагматическими процессами и возникающими отсюда трудностями их точной диагностики, а также отсутствием объективных критериев, позволяющих различать между собой кимберлиты и сходные с ними образования.

С открытием новых районов проявления кимберлитового магматизма на севере Сибирской платформы дискуссия по терминологии, классификации, вещественному составу, алмазоносности кимберлитов и другим вопросам, продолжающаяся в литературе уже многие годы, еще более обострилась, так как именно в этих районах совместно с алмазоносными диатремами были выявлены многочисленные трубчатые и дайковые тела, выполненные породами, именовать которые кимберлитами, по-видимому, не всегда правомерно.

Этим и многим другим проблемам кимберлитового магматизма посвящена специальная литература. Используя работы последних лет, мы приводим ниже краткую характеристику кимберлитов и близких к ним образований Маймеча-Котуйского района и восточного склона Анабарской антеклизы. При этом основное внимание уделено так называемым интрузивным кимберлитам с массивной текстурой, образующим, как правило, линейно-вытянутые тела. Меньшая степень измененности интрузивных кимберлитов по сравнению с их брекчированными разностями позволяет использовать химические анализы этих пород для петрохимических сопоставлений с другими ультрабазитами севера Сибирской платформы, что отвечает нашим целям.

Кимберлиты Маймеча-Котуйского района

Известные в этом районе кимберлитовые проявления располагаются на водоразделе рек Маймеча и Котуй, где они пространственно ассоциируют с интрузивными телами сложного состава, относимыми к Далбыхской группе (рис. 21).

По материалам, приводимым в работах Л. В. Махлаева и Н. П. Суриной (1966), А. Г. Жабина и Н. П. Суриной (1970), кимберлиты являются наиболее молодыми магматическими образованиями Далбыхского района. Они прорывают и содержат ксенолиты щелочных и щелочно-ультраосновных дайковых пород и по времени возникновения, по-видимому, относятся к заключительной стадии нижнетриасового магматизма провинции.

Кимберлитовые тела этого района представлены дайками и трубками взрыва. Кимберлитовые дайки ориентированы в двух основных направлениях: субширотном — СЗ: 290° (270—300°) и субмеридиональном — СЗ: 340°. Дайки картировались по полосам зеленоватого суглинки и редким

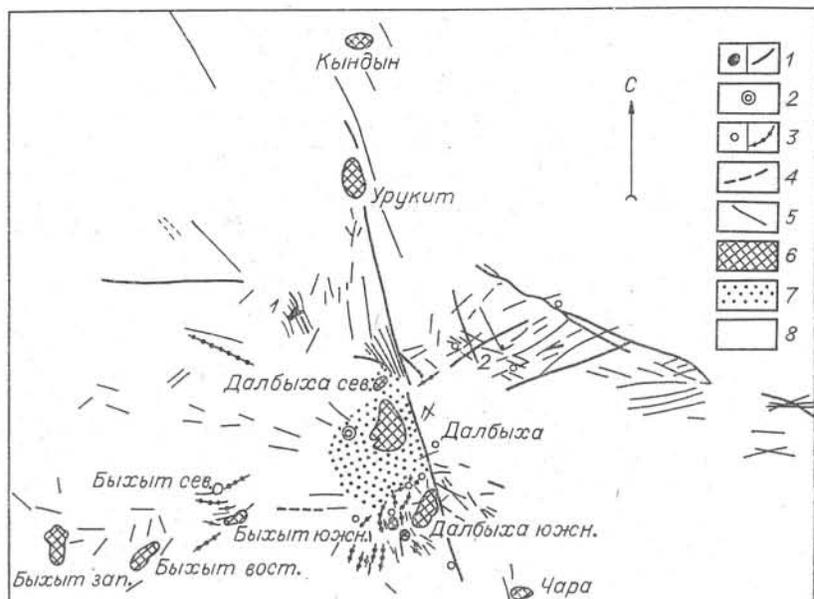


Рис. 21. Схема расположения кимберлитовых тел в районе интрузий Далбыхской группы (по Л. В. Махлаеву и Н. П. Суриной, 1966):

1 — кимберлитовые трубки и дайки (обозначения на рисунке: 1 — трубка «Красноярская», 2 — трубка «Крохотуля»); 2 — штаффелитовая брекчия (трубка); 3 — вулканитовые брекчии с карбонатизированным щелочно-сиенитовым цементом (трубки и дайки); 4 — дайки щелочных пород с первично-магматическим кальцитом; 5 — дайки щелочно-ультраосновных и щелочных пород; 6 — сложные интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов; 7 — ореол контактово-метаморфизованных пород; 8 — доломиты среднего кембрия.

высыпкам щебенчатого элювия сильно карбонатизированных бедных слюдой или слюдяных кимберлитов. По мнению Л. В. Махлаева и Н. П. Суриной (1966), кимберлитовые дайки пересекают систему радиальных даек щелочно-ультраосновного состава вокруг Далбыхского массива, что, очевидно, указывает не только на относительно молодой возраст кимберлитов, но и на отсутствие тесной связи внедрения кимберлитов с развитием сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.

В последние годы в районе выявлено несколько кимберлитовых трубок, из которых наиболее крупная трубка «Красноярская» (совместно с рядом расположенной трубкой «Желтенькой») площадью около 350×350 м (рис. 22). Трубка имеет сложную форму и как бы состоит из нескольких полуизолированных тел, прорывающих доломиты кембрия и более древние дайки щелочных и щелочно-ультраосновных пород. Среди кимберлитовых пород, выполняющих трубку, преобладает бедный слюдой кимберлит, содержащий до 25% ксенолитов вмещающих доломитов различной размерности (от долей см до блоков размером до 20×40 м). Слюдяной кимберлит, имеющий сиреневато-красную окраску, встречается среди бедного слюдой кимберлита в виде изометричного в плане участка диаметром около 50 м. Не исключено, что слюдяной кимберлит образует в малослюдистом кимберлите столбообразное тело. В юго-восточной и северо-западной части трубки выделяются дайкообразные тела кимберлитовой брекчии с высоким (более 50%) содержанием обломков преимущественно карбонатных и кремнистых пород и сильно измененным (карбонатизированным и ожелезненным) цементом. Судя по геологическому положению пород, формирование кимберлитовой трубки «Красноярская» происходило в следующей последовательности: 1) внедрение кимберлитовой брекчии в виде дайкообразного тела северо-западного простирания; 2) внедрение бедного слюдой кимбер-

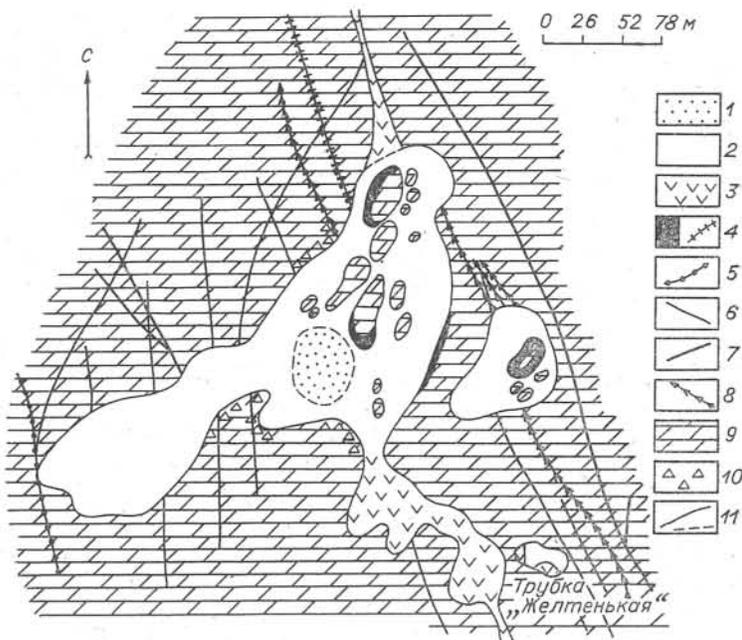


Рис. 22. Схематический геологический план кимберлитовой трубки «Красноярская» (по А. Г. Жабину, Н. П. Суриной, 1970): 1 — слюдяной кимберлит; 2 — бедный слюдой кимберлит; 3 — кимберлитовая брекчия бедного слюдой кимберлита; 4 — эруптивная брекчия карбонатизированного щелочного сиенита; 5 — кальцитовый щелочной сиенит-порфир; 6 — тингуаит-порфир; 7 — нефелинит; 8 — мончикит, оливинный меланофеллиит, лимбургит; 9 — доломиты среднего кембрия; 10 — экзоконтактная брекчия; 11 — геологические границы, достоверные и предполагаемые.

лита, секущего это тело; 3) образовании столбообразного тела слюдяного кимберлита.

Среди ксенолитов в составе трубки явно преобладают вмещающие доломиты и кремнистые породы. Менее распространены ксенолиты долеритов, щелочных и щелочно-ультраосновных дайковых пород. Крайне редко встречаются мелкие ксенолиты гнейсов фундамента платформы. Характерно, что эруптивные брекчии карбонатизированных щелочных сиенитов образуют неполные оторочки (шириной до 6 м) около крупных ксенолитов доломитов, что, вероятно, указывает на образование этой брекчии до внедрения кимберлитов.

Другие трубчатые тела кимберлитов Маймеча-Котуйского района (трубки «Крохотуля», «Желтенькая» и т. д.) имеют значительно меньшие размеры и состоят из сильно измененного кимберлита с многочисленными ксенолитами вмещающих пород, составляющими иногда до 90% объема тел.

Кимберлиты и близкие к ним по составу породы на восточном склоне Анабарской антеклизы

На восточном склоне Анабарской антеклизы сосредоточено более 70% общего числа кимберлитовых трубок взрыва и даек, известных в Якутской алмазонасной провинции Сибири. Кроме того, здесь же выявлены многочисленные тела щелочных базальтоидов и карбонатитов, общая схема расположения которых приведена на рис. 23. На этом же рисунке дано расположение полей кимберлитового магматизма по В. В. Ковальскому и др. (1969). Несколько иное районирование кимберлитовых и сходных

с ними образований северо-востока Сибирской платформы приводится в работе В. А. Милашева и др. (1971), что связано с различиями во взглядах этих исследователей на генезис кимберлитов и их алмазоносность. Существуют и другие представления о закономерностях распределения кимберлитовых тел на этой обширной территории, которые нами не рассматриваются.

К настоящему времени на восточном склоне Анабарской антеклизы установлено около трех десятков жильных и более двухсот трубчатых тел кимберлитов и близких к ним пород, по которым имеется аналитический материал (Милашев и др., 1971). Кроме того, на этой же площади известны многочисленные геофизические аномалии предположительно трубчатых и линейных тел, принадлежность которых к кимберлитам еще предстоит выяснить. В достаточной мере полная характеристика выявленных тел дана в работах В. А. Милашева (1965, 1968); В. А. Милашева и др. (1963, 1971); В. В. Ковальского (1963); В. В. Ковальского и др. (1969); В. В. Ковальского и К. Н. Никишова (1970); и др. Не останавливаясь на различиях в подходе этих исследователей к терминологии и классификации кимберлитов и близких к ним пород, подчеркнем, что все они отмечают постоянную высокую измененность брекчированных кимберлитов, слагающих трубчатые тела, и относительно более свежий облик монолитных пород дайковых тел.

Дайковые кимберлиты и близкие к ним образования, выделяемые В. В. Ковальским и др. (1969) в интрузивную фацию, развиты преимущественно в северной части Якутской алмазоносной провинции, в районах, где на дневную поверхность выходят породы нижнего яруса осадочного чехла платформы (см. рис. 23). Пространственно они иногда сопряжены с трубками взрыва (например, жилы «Этентей», «Виктория» и др.).

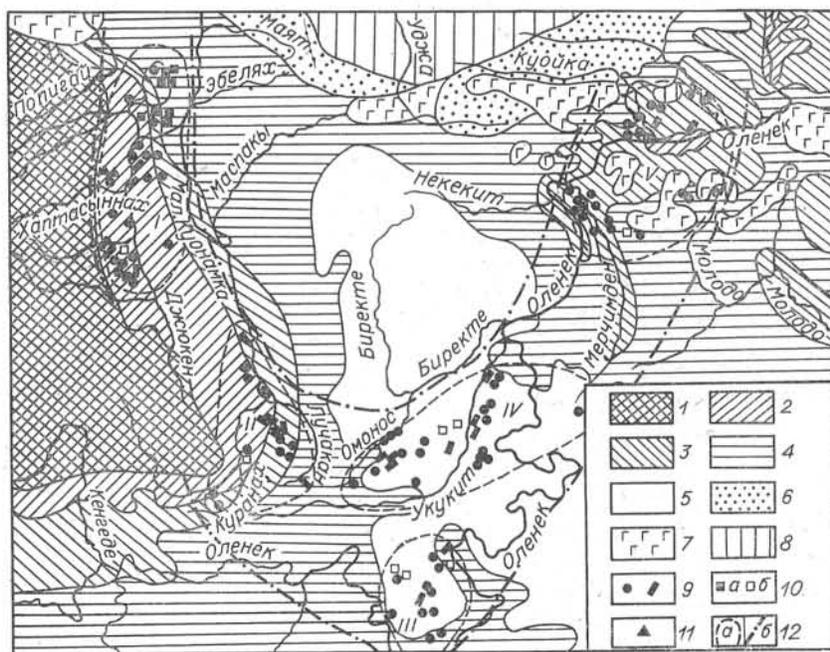


Рис. 23. Схематическая геологическая карта восточного склона Анабарской антеклизы (по В. В. Ковальскому и др., 1969):

1 — архей; 2 — верхний протерозой; 3 — нижний кембрий; 4 — средний кембрий; 5 — верхний кембрий; 6 — пермь; 7 — пермо-триас; 8 — юрские отложения; 9 — кимберлитовые тела: а — трубки, б — дайки и жилы; 10 — карбонатитовые тела: а — трубки, б — дайки и жилы; 11 — трубки основного состава; 12 — границы и контуры: а — кимберлитовых полей: I — Куонамское, II — Лучакан-Куранаское, III — Чомурдахское, IV — Средне-Олененское, V — Куойкско-Мерчимденское, б — контуры зоны проявлений магматизма.

Породы интрузивной фации обладают массивной текстурой и порфировой структурой. Как правило, они не содержат обломков гетерогенных пород. Кроме того, в них отсутствуют, по данным В. В. Ковальского и др. (1969), такие характерные для эксплозивных кимберлитов минералы, как широп и алмаз. И, наоборот, в их составе часто присутствуют монтичеллит, мелилит и даже нефелин (Милашев, Томановская, 1971), неизвестные в большинстве трубчатых тел. Относительная свежесть пород интрузивной фации по сравнению с кимберлитами трубок взрыва делает их весьма благоприятным объектом для различного рода петрографических, минералогических, петрохимических и других исследований.

По условиям залегания и морфологическим особенностям интрузивные кимберлиты представлены главным образом дайковыми и жильными телами, выполняющими различного рода тектонические трещины в породах осадочного чехла. Наиболее крупные дайковые тела, такие как дайки «Монтичеллитовая», «Великан», «Оригинальная», «Случайная» и др., имеют форму крутопадающих прямолинейных пластин. Мощность тел не превышает 2—3 м, по простиранию они прослеживаются на 200—300 м, редко больше. Иногда дайки образуют серию кулисообразно расположенных тел небольшой мощности и протяженности. Более мелкие дайковые (жильные) тела имеют небольшую мощность (от долей см до 0,2—0,5 м) и по простиранию прослеживаются в пределах первых метров, редко больше. Для них характерна ветвящаяся форма тел с раздувами, пережимами, боковыми ответвлениями и крайне неустойчивым простиранием, изменяющимся на небольшом расстоянии.

Контакты интрузивных тел кимберлитов с вмещающими породами обычно четкие, приваренные, без зоны брекчированных пород, которая так характерна для приконтактных зон трубок взрыва. Зоны приконтактных изменений вмещающих пород не превышают 0,5 м (обычно меньше), а само контактное воздействие проявляется в уплотнении пород и изменении их окраски. Иногда в контактах дайковых тел наблюдается «задиранье» вмещающих пород в пределах эндоконтактной зоны небольшой мощности.

Для многочисленных трубчатых тел эксплозивной фации кимберлитового магматизма (Ковальский и др., 1969) севера Сибирской платформы характерно преобладание вытянутых, уплощенных и несправильных в плане тел над изометричными и округлыми, свойственными кимберлитовым трубкам центральных районов Якутской алмазоносной провинции. Размеры трубок обычно колеблются в пределах от 10×14 до 100×170 м, изредка достигая 250—300 м в поперечнике по длинной оси вытянутых диатрем, как это можно видеть на многочисленных планах кимберлитовых тел, приводимых в работе В. А. Милашева и др. (1971).

Отличительной особенностью геологического положения трубок взрыва этой территории является частая сопряженность в пространстве с дайковыми телами кимберлитов и сходных с ними пород, а также с дайками карбонатитов и трубками, выполненными карбонатитовой брекчией. В некоторых участках совместно с ними встречаются одиночные трубчатые тела и дайки, сложенные щелочными базальтоидами. В контактах трубчатых тел кимберлитов и близких к ним пород обычно наблюдается зона тектонической брекчии, иногда слабо минерализованной, а в экзоконтактной зоне отмечаются незначительные нарушения залегания пород, не распространяющиеся далее первых десятков метров от контакта.

Кимберлитовые трубки взрыва, как правило, содержат значительное количество разнообразных ксенолитов, среди которых преобладают обломки осадочных пород чехла и менее метаморфических пород фундамента платформы. Более редко встречаются ксенолиты ультраосновного состава, которые, по мнению большинства исследователей (Бобриевич, Соболев, 1962; Бобриевич, 1965; Соболев и др., 1970; MacGregor, 1968; Kuno, Aoki,

1970; Carswell, Dawson, 1970; и др.), вынесены из глубин верхней мантии. К ним относятся обломки гранатовых и шпинелевых перидотитов, дунитов и оливинитов, разнообразных пироксенитов, эклогитов (в том числе алмазоносных), гроспидитов и глиммеритов. Изучение минеральных парагенезисов этих ксенолитов, геохимических и петрохимических особенностей составов подтвердило их принадлежность к образованиям больших глубин, т. е. высоких температур и давлений, и позволило создать более объективную схему строения верхней мантии в районах платформенных областей (Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964, 1971; Ernst, 1967; Mathias, Siebert, Rickwood, 1970; и др.). Имеющиеся в литературе химические составы гранатовых и шпинелевых перидотитов из кимберлитовых трубок Сибирской платформы и других районов мира были использованы нами для петрохимических сопоставлений с аналогичными образованиями из вулканических областей, а также с ультрабазитами платформ и геосинклиналей.

ГЛАВА III

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Достаточно полные петрографические описания ультраосновных пород севера Сибирской платформы имеются во многих работах, посвященных петрологии сложных интрузий ультрабазитов и щелочных пород, кимберлитов и сходных с ними образований. Поэтому в настоящей главе основное внимание уделено сравнительной минералого-петрографической характеристике ультраосновных пород и тем новым данным, которые получены нами при обработке обширного фактического материала.

1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Петрографическая характеристика ультраосновных пород приводится в том же порядке, что и описание их геологического положения. Номенклатура большинства характеризруемых пород дается на основании общепринятых для Маймеча-Котуйского и смежных районов количественно-минералогических классификаций ультрабазитов, основных и щелочно-ультраосновных пород, а также кимберлитов и сходных с ними образований (Бутакова, Егоров, 1962; Егоров, 1969, 1970; Жабин, Сурина, 1970; Гольдбурт, 1959; Жук-Почекутов и др., 1965; Бобривич, Соболев, 1962; Меньялов, 1962; Францесон, 1968; Ковальский и др., 1969; Милашев, Томаповская, 1971; и др.).

Ультрабазиты Гулинского плутона

Дуниты являются наиболее распространенными ультраосновными породами Гулинского плутона. Присутствие аксессуарного хромита позволяет именовать эти породы дунитами, а встречающаяся в литературе двойственность названия (дунит-перидотиты) обусловлена неравномерностью распределения в них клинопироксена, содержание которого в отдельных образцах колеблется от долей до нескольких процентов.

Макроскопически дуниты представляют собой мелко- и среднезернистые иногда порфиroidные породы с массивной текстурой и тонкоплитчатой отдельностью. Изредка среди дунитов встречаются шлиroidные пегматоидные обособления небольших (до нескольких сантиметров) размеров,

сложенные крупными (до 2,5—3,0 см) индивидами оливина. Породы имеют характерный рыжевато-бурый цвет на выветрелых поверхностях и зеленовато-черную или темно-серую окраску (в зависимости от степени серпентинизации) в свежем изломе.

Под микроскопом структура пород аллотриоморфная, неравномернозернистая до порфиroidной, участками панидиоморфная до гипидиоморфнозернистой (табл. II, 2). Неравномернозернистая порфиroidная структура пород особенно характерна для дунитов и перидотитов эндо-контактных зон интрузии.

В составе дунитов преобладает оливин (90—95%), в меньшем количестве присутствуют клинопироксен (до 10%, иногда больше) и акцессорные рудные минералы (титаномагнетит, хромит, ильменит), составляющие не более 2—10% объема породы. По данным других исследователей (Гоньшакова, Егоров, 1968; Золотарев, 1971), в протолочках проб дунитов в малых количествах (доли процента и единичные знаки) присутствуют биотит, апатит, гранат, перовскит, сфен, циркон, пирит и другие минералы, происхождение которых, вероятно, связано с воздействием на ультрабазиты более молодых щелочных интрузий. Как правило, дуниты сильно серпентинизированы вплоть до образования сплошных серпентинитов.

О л и в и н в дунитах представлен ксеноморфными и нечетко ограниченными слабоудлиненными или изометричными кристаллами, всегда в значительной степени замещенными серпентином. Благодаря петельчатому развитию серпентина по оливину структура пород в образцах нередко выглядит более мелкозернистой, чем в шлифах, в которых по одновременно гаснущим реликтам устанавливается истинный размер зерен оливина, достигающих 2,0—6,0 мм в поперечнике. В равномернозернистых разностях с полигональными очертаниями зерен преобладают кристаллы диаметром 1,5—4,0 мм, в неравномернозернистых и порфиroidных дунит-перидотитах размер вкрапленников достигает 2,5—8,0 мм, а размер зерен основной массы 0,1—2,0 мм. В крупнозернистых и пегматоидных участках оливин образует как частично хорошо огранные кристаллы, так и взаимно прорастающие друг друга зерна сложной конфигурации. Оливины дунитов, особенно крупные зерна, имеют хорошо выраженную тонкую спайность по (010). В оливине нередко наблюдаются очень мелкие (до 0,05 мм и меньше) тонкопластинчатые и дендритоподобные закономерные вросстки магнетита. Другие более крупные включения рудных минералов располагаются незаконно в интерстициях и зернах оливина.

По кристаллооптическим свойствам ($Ng=1,690-1,700$, $Np=1,654-1,662$, $+2V=85-88^\circ$) и результатам химических анализов в составе оливинов из дунит-перидотитов содержится 9—14% *Fa* компонента*.

К л и н о п и р о к с е н присутствует в незначительном количестве (до 10%, редко больше) в виде ксеноморфных зерен, выполняющих интерстиционные промежутки между кристаллами оливина. Размер зерен не превышает 0,3—2,0 мм. Крайне редко он встречается в форме пойкилокристов, имеющих до 5,0—6,0 мм в поперечнике. Минерал окрашен в бледно-коричневый цвет, слабо плеохроирует. Его кристаллооптические свойства следующие: $Ng=1,714-1,720$, $Np=1,690-1,696$, $+2V=55-57^\circ$, $cNg=44-47^\circ$. Химически минерал не анализировался. Нередко клинопироксен замещается флогопитом или бурой роговой обманкой.

Среди рудных акцессорных минералов, встречающихся в дунитах, преобладают хромит, магнетит (титаномагнетит), составляющие иногда до 10% объема породы. М а г н е т образует неравномерно распределенную в породе интерстиционную вкрапленность (до 1,0—3,0 мм в попе-

* Здесь и далее для определения состава минералов использовались соответствующие диаграммы в справочниках А. Н. Винчелл (1949), А. Н. Винчелл, Г. Винчелл (1953), В. Е. Трегер (1958), У. А. Дир и др. (1965—1967). Результаты химических анализов минералов приводятся и обсуждаются в следующем разделе главы.

речнике) и более мелкие округлые включения в зернах оливина. Более крупные скопления титаномагнетита в виде небольших гнезд и разнообразной вкрапленности встречаются реже, пространственно тяготея к зонам развития рудных пироксенитов. Именно в таких участках титаномагнетит составляет до 10—15% объема пород, хотя обычно его содержание в породе много меньше. Аксессуарный титаномагнетит дунитов и перидотитов по химическому составу существенно отличается от титаномагнетитов из жил рудных пироксенитов Гулинской интрузии и рудных оливинитов других массивов, в первую очередь, высоким содержанием хрома.

Хромит в дунитах образует мелкие (доли миллиметра) округло-изометричные, иногда со следами огранки включения в оливине и более крупные (до 2,0—3,5 мм в поперечнике) ксеноморфные зерна в интерстициях минералов. Количество хромита в породе обычно не превышает 0,5—1,0%, но в отдельных образцах может достигать 7,5% (Гоньшакова, Егоров, 1968). В этом случае хромит образует тонкие прожилки и неравномерно распределенную вкрапленность, явно имеющую наложенный характер. Иногда хромит находится в тесной ассоциации с титаномагнетитом и ильменитом. Последний присутствует в небольшом количестве в виде мелких (до 0,2 мм) пластинок и сростков неправильных зерен.

Перидотиты. По геологическому положению и минералого-петрографическим особенностям среди перидотитов Гулинского плутона в достаточной мере отчетливо выделяются равномернозернистые и порфиридные разновидности этих пород, имеющие друг с другом постепенные взаимопереходы.

Равномернозернистые перидотиты внешне похожи на дунит-перидотиты, с которыми они пространственно тесно взаимосвязаны, отличаясь от них повышенным содержанием клинопироксена, имеющего в образцах более темную окраску, чем оливин. Количественные соотношения породообразующих минералов изменяются в широких пределах: оливин (50—80%), клинопироксен (20—40%), рудные акцессорные минералы (5—15%).

В шлифах структура пород гипидноморфнозернистая, клинопироксен всегда ксеноморфен по отношению к оливину.

Оливин образует изометричные и слабоудлиненные кристаллы, иногда с хорошей огранкой, размер которых колеблется от 0,2 до 4,5 мм в поперечнике. Изредка в крупных пойкилокритах клинопироксена оливин встречается в виде закономерно ориентированных (симплектных?) вростков удлиненной формы (до 1,5 см по удлинению) или беспорядочно расположенных хорошо ограненных кристаллов, имеющих до 1,5—3,0 мм в диаметре. Как и в дунитах, оливин перидотитов в значительной мере серпентинизирован. В составе оливинов 14—18% Fa ($Ng=1700-1,710$, $Np=1,662-1,670$).

Клинопироксен представлен короткопризматическими брусковидными кристаллами, ксеноморфными зернами (до 2,5 мм) и довольно крупными (до 1,5—3,0 см) пойкилокритами с включением зерен оливина. В шлифах можно проследить все стадии изменения формы зерен клинопироксена от брусковидных кристаллов через ксеноморфные зерна к крупным пойкилокритам. По кристаллооптическим свойствам ($Ng=1,718-1,720$, $Np=1,694-1,698$, $+2V=55-58^\circ$, $cNg=45-47^\circ$) клинопироксен перидотитов аналогичен клинопироксену в дунитах. По клинопироксену нередко развивается бурая роговая обманка ($Ng=1,670$, $Np=1,688$, $-2V=82^\circ$, $cNg=24^\circ$), но более охотно он частично или полностью замещается флогопитом.

Акцессорные рудные минералы представлены титаномагнетитом, хромитом и ильменитом примерно в тех же количественных соотношениях, что и в дунит-перидотитах.

Порфиридные перидотиты имеют постепенные переходы как с нижележащими равномернозернистыми перидотитами, так

и с перекрывающими их меймечитами. От первых они отличаются главным образом характером микроструктур, а от меймечитов — количественным соотношением породообразующих минералов и составом оливина. По внешнему виду это порфириовидные (порфириовые) породы, состоящие из вкрапленников оливина, погруженных в плотную темно-серую, почти черную основную массу, структура которой под микроскопом изменяется от мелко до среднезернистой (табл. III, 1, 2). Основная масса состоит из клинопироксена, мелких зерен оливина второй генерации и обильной тонкой вкрапленности магнетита и крупных зерен хромита. Интерстиционные промежутки и небольшие (до 2,5—3,0 мм в диаметре) округлые пустоты выщелачивания, напоминающие миндалины, выполнены криптокристаллическим бесцветным серпентином. Количественные соотношения оливина и клинопироксена в породе колеблются в широких пределах: содержание оливина изменяется от 25 до 50% объема пород, на долю аксессуарных рудных минералов приходится 5—10%.

Оливин в порфириовидных перидотитах присутствует в виде двух генераций. Преобладают крупные (0,5—0,6 мм в поперечнике) преимущественно корродированные и реже хорошо ограненные неравномерно серпентинизированные вкрапленники нередко с четко выраженной спайностью. Многие вкрапленники имеют черную кайму или пятнистую окраску, возникшую за счет многочисленных микровключений рудного минерала. В составе оливина, судя по кристаллооптическим свойствам ($N_g=1,698—1,710$, $N_p=1,660—1,670$, $+2V=88—92^\circ$) и результатам химических анализов, 12—18% *Fa* компонента. Много реже встречаются вкрапленники более магнезильного состава ($N_g=1,686$, $N_p=1,648$).

Оливин второй генерации представлен мелкими (0,5 мм и меньше), хорошо ограненными и округлыми зернами, имеющими более железистый состав ($N_g=1,712$, $N_p=1,672$, 20—22% *Fa*). Довольно часто такие мелкие серпентинизированные округлые зерна оливина пойкилитово включены в кристаллы клинопироксена.

Клинопироксен обычно образует короткопризматические, брусковидные кристаллы (0,5—3,0×0,1—0,5 мм) и реже ксеноморфные зерна, изредка сливающиеся в более крупные (до 1,5 см) пойкилокристы. Минерал имеет заметную буроватую окраску по N_g и плеохроирует до бледно-коричневых тонов по N_p . Зонален, встречаются простые и полисинтетические двойники. Крупность зерен клинопироксена в толще порфириовидных перидотитов уменьшается по направлению от равномернозернистых перидотитов к вышележащим меймечитам. В отдельных шлифах наблюдается хорошо выраженная директивность в расположении кристаллов клинопироксена. По кристаллооптическим свойствам ($N_g=1,712—1,720$, $N_p=1,688—1,696$ до 1,702, $+2V=57—58^\circ$, $cN_g=45—46^\circ$) и химическому составу минерал подобен клинопироксену равномернозернистых перидотитов.

В количестве нескольких процентов в порфириовидных перидотитах содержатся аксессуарные рудные минералы. Преобладает *титаномагнетит*, образующий неправильной формы угловатые зерна размером до 0,5—1,5 мм в основной массе. С титаномагнетитом ассоциируют тонкопластинчатые агрегаты ильменита. Основная масса хромита в виде изометричных включений (до 0,6—1,0 мм в поперечнике) присутствует в зернах оливина. В ассоциации с рудными минералами изредка встречаются листочки темно-бурого биотита, выполняющие также угловатые промежутки между зернами пироксена. Следует отметить, что биотит в виде пятнистых криптокристаллических скоплений, мелких табличек и листочков иногда развивается по серпентину, что отмечалось и другими исследователями (Жук-Почекутов и др., 1965).

Меймечиты Гулинского плутона по внешнему виду очень похожи на порфириовидные перидотиты. Это крупнопорфириовые породы с темноокрашенной плотной основной массой и многочисленными вкрапленниками

желтовато-зеленого оливина, составляющими 50—60% объема пород. Породы имеют массивную текстуру и характерную грубоплитчатую отдельность. При серпентинизации, особенно интенсивной в зонах дробления и трещиноватости, облик меймечитов существенно меняется вплоть до возникновения разнообразных по структурно-текстурным особенностям пород туфоподобного облика.

В шлифах структура пород порфировая, изредка порфировидная — вкрапленники оливина погружены в основную массу, степень раскristаллизации которой варьирует в широких пределах от витрофировой до призматически-зернистой полнокристаллической структуры (табл. IV, 1, 2).

О л и в и н вкрапленников, которые по подсчетам в шлифах составляют до 50—60% объема породы, представлен идиоморфными изометричными или слабоудлиненными кристаллами, имеющими, как правило, сглаженный (оплавленный) контур. Преобладающий размер вкрапленников 0,3 — 0,5 см, но встречаются и более крупные кристаллы (до 2,5—3,0 см). Мелкие вкрапленники (0,3 см и менее), доля которых невелика, чаще всего представлены разнообразными по форме остроугольными обломками крупных зерен, а также изометричными кристалликами оливина второй генерации. Для оливина меймечитов характерны хорошо развитая тонкая спайность по (010) и наличие разнообразных стекловатых и газовой-жидких включений, вростков рудных минералов и т. п.

В небольшом количестве в меймечитах, как и в порфировидных перидотитах, совместно с прозрачными вкрапленниками оливина встречаются зерна с опацитовой каемкой или совершенно непрозрачные черные кристаллы. При большем увеличении видно, что окраска таких зерен обусловлена многочисленными очень мелкими (0,01 мм и меньше) пластинчатыми и дендритовидными закономерно расположенными вростками магнетита. При последующей серпентинизации пород ориентировка вростков и их морфология остаются неизменными. Такого рода развитие магнетита Е. Л. Бутакова (Бутакова, Егоров, 1962) считает результатом процесса опацизации или контактового воздействия более молодых интрузий*.

По многочисленным замерам показателей преломления в иммерсионных жидкостях ($N_g=1,690-1,700$, $N_p=1,650-1,660$, $+2V=85-87^\circ$) и результатам химических анализов в оливинах меймечитов содержится 8—11% *Fa*. Оливин второй генерации, судя по оптическим данным ($N_g=1,680-1,686$), содержит 24—26% *Fa*. Оливин всегда в той или иной мере замещен серпентином, нередко до полных псевдоморфоз.

К л и н о п и р о к с е н является главным минералом основной массы. По степени раскristаллизации основной массы среди меймечитов можно выделить породы со стекловатой (витрофировой), микролитовой и кристаллически-зернистой структурой. Подобную классификацию пород предлагает и К. А. Жук-Почекутов с соавторами (1965). По степени распространенности пород явно преобладают меймечиты с микролитовой и призматической мелкозернистой структурой, кристаллически-зернистые разновидности встречаются реже, а меймечиты с витрофировой структурой крайне редки. Между собой эти разновидности пород образуют взаимопереходы, наблюдаемые иногда в шлифах из одного образца или в образцах из одного обнажения. Меймечиты с полнокристаллической основной массой взаимосвязаны постепенными переходами с нижележащими порфировидными перидотитами, но встречаются и в других участках разреза меймечитовой толщи, где их положение менее определено. Меймечиты

* Подобные включения магнетита отмечаются в оливинах ультраосновных пород различных формаций и, по-видимому, имеют одинаковую природу, возникая как «структуры распада» в высокотемпературную стадию смены окислительно-восстановительных условий кристаллизации. По данным А. В. Агафонова (устное сообщение), температура гомогенизации подобных включений в оливинах достигает 1300° С.

с витрофировой структурой, вероятно, образуют в меймечитовой толще локальные участки с постепенными переходами к другим структурным разновидностям.

Содержание клинопироксена в меймечитах колеблется от очень малых количеств в меймечитах с витрофировой структурой до 20—40% объема породы в других разновидностях. В меймечитах с микролитовой основной массой клинопироксен представлен беспорядочно расположенными мелкими (до 0,2—0,3 мм по удлинению) кристалликами игольчатой формы. В породах с более хорошо раскристаллизованной основной массой минерал образует удлиненнопризматические и брусковидные кристаллы, размер которых по удлинению достигает 0,3—2,0 мм при соотношении длины к ширине от 10:1 до 2:1. В меймечитах с полнокристаллической основной массой в одном шлифе можно наблюдать как короткопризматические крупные брусковидные кристаллы, так и ксеноморфные зерна (до 2—4 мм в поперечнике), сливающиеся иногда в пойкилокристы (до 1,5 см в поперечнике), содержащие вкрапленники оливина.

Для пироксена характерен свежий облик и буроватая окраска с заметным плеохроизмом от буровато-желтого по N_g до светло-желтого с зеленоватым оттенком по N_p . Минерал имеет $N_g = 1,724 - 1,730$, $N_p = 1,689 - 1,710$, $+2V = 56 - 60^\circ$, $cN_g = 46 - 48^\circ$. По химическому составу клинопироксен меймечитов близок к клинопироксенам других ультраосновных пород Гулинского путона.

Содержание рудных акцессорных минералов в меймечитах достигает нескольких процентов. В шлифах и аншлифах устанавливается преобладание магнетита и титаномагнетита (до 10%) над другими минералами. В меньшем количестве (до 1%) присутствуют хромит и ильменит, нередко в агрегатном сростании с магнетитом.

Титаномагнетит (магнетит) равномерно распределен в основной массе в виде мелких (до 0,1 мм) изометричных (октаэдрических) кристалликов. Реже встречающиеся крупные (до 1,5 мм) угловатые и округлые зерна образуют включения в оливине и в основной массе.

Хромит образует изометричные округлые и со следами огранки зерна размером до 0,3—0,5 мм в поперечнике. В основной массе зерна хромита более ксеноморфные и крупные, чем включения в оливине. С крупными зернами хромита и титаномагнетита нередко ассоциируют листочки бурого биотита.

Ильменит в меймечитах присутствует в незначительном количестве (доли процента) в виде скоплений тонких пластинок, имеющих до 0,2—0,4 мм по удлинению, и мелкозернистых агрегатов.

Среди других акцессорных минералов, обнаруженных в протолочках проб (Егоров и др., 1961; Гоньшакова, Егоров, 1968; Золотарев, 1971), следует отметить присутствие единичных зерен перовскита, апатита и граната пиропового состава ($N \sim 1,739$).

Изредка в меймечитах (и в порфириовидных перидотитах) встречаются небольшие (3,0—5,0 см в диаметре) округлые ксенолиты оливинитов, иногда окруженные каймой гранулированного с мелкими листочками биотита. Породы состоят из свежего прозрачного оливина с мелкими включениями рудного минерала, имеют равномернозернистую структуру. В составе оливина 10—12% Fa ($N_g = 1,694 - 1,698$, $N_p = 1,695 - 1,660$).

В меймечитах широко развиты минералы группы серпентина, представленные его различными модификациями. По оливину чаще всего развиваются жилки поперечно-волокнистого серпентина (лизардита), образующего петельчатую структуру. В большом количестве присутствуют также бесцветные или окрашенные в различные оттенки зеленого цвета мелкочешуйчатые и криптокристаллические агрегаты серпентина (хризотила), который выполняет мидалевидные пустоты, замещает стекловатый базис основной массы породы и образует полные псевдоморфозы по кристаллам оливина (табл. V, 1). Последние при этом приобретают

иногда шаровидную форму и глянцевую внешнюю поверхность, что придает им, по мнению некоторых исследователей, сходство с шариками стекла, возникающими при разбрызгивании магматического расплава во время его извержения.

Пустоты, выполненные серпентином (в них также могут присутствовать кальцит, сфен, гезингерит, магнетит и другие минералы), распределены в меймечите крайне неравномерно. В некоторых шлифах они составляют до 40—45% объема породы, в других присутствуют в незначительном количестве. В меймечитах со стекловатой основной массой такие пустоты имеют, как правило, идеальную сферическую форму и небольшие размеры (в среднем 0,1—0,2 мм). В других разновидностях пород такие пустоты имеют разнообразные, чаще всего неправильные формы и более крупные размеры (до 0,3—0,4 см в поперечнике). Часть из этих пустот, по-видимому, действительно принадлежит миндалинам — они имеют округлое сечение и ограничиваются по периферии микролитами или лейстовидными кристаллами клинопироксена. Другая, большая часть пустот, имеет неправильную форму, а границы их с основной массой породы нередко расплывчатые; серпентин, выполняющий пустоты, развивается и по основной массе породы. При этом в некоторых пустотах сохраняются кристаллики пироксена, образующие как бы полуразрушенный каркас основной массы, заполненной серпентином (табл. V, 2). Подобные взаимоотношения, вероятно, можно трактовать как результат более позднего развития серпентина, выполняющего пустоты выщелачивания и одновременно развивающегося по стекловатому базису основной массы. Существует и другое мнение. Так, В. И. Гоньшакова (Гоньшакова, Егоров, 1968) считает, что хлорофитоподобное вещество меймечитов сходно с хлорофитом (из группы палагонитовых образований), развитым в палагонитовых долеритах Вилуйской впадины. Долериты также содержат кристаллики пироксена в пустотах и крупных интерстициях, заполненных хлорофитом, что свидетельствует о почти одновременном их образовании.

Таким образом, меймечиты — это ультраосновные бесполовошпатовые породы с типичной порфировой структурой, состоящие на 50—60% из вкрапленников магнезиального оливина, погруженных в основную массу, степень раскристаллизации которой меняется от витрофировой до полнокристаллической. В отличие от пикритов (пикритовых порфиритов) меймечиты практически лишены минералов, содержащих щелочи, и обладают целым рядом присущих только им петрохимических и геохимических особенностей.

Широкое развитие вторичных серпентин-хлоритовых и карбонатных минералов, особенно интенсивное в зонах дробления и трещиноватости пород, преобразует магматические структуры меймечитов до такой степени, что они приобретают несвойственный им облик грубообломочных или туфоподобных пород.

Механизм и физико-химическая сущность процессов образования туфоподобных пород по осадочным и вулканогенным толщам подробно рассматриваются в работе Г. Л. Поспелова (1973), который считает, что в ослабленных зонах трещиноватости и дробления пород наиболее активно идут процессы блочного метасоматоза. При этом первично-однородные породы превращаются в туфоподобные, конгломератоподобные и брекчиевидные образования сложного генезиса. Особенно широко подобные процессы идут в районах развития вулcano-плутонических комплексов.

В свое время Е. Л. Бутакова (Бутакова, Егоров, 1962) отмечала, что такие интенсивно измененные породы могут быть отнесены к туфам, автобрекчиям или лавобрекчиям только предположительно, хотя лавовая природа меймечитов и не вызвала сомнений у автора. Последующие исследователи присутствие туфоподобных пород стали считать главным доказательством эффузивного происхождения меймечитов, по-

сколькx какие-либо другие достоверные геологические и петрографические признаки неоднородности этой толщи пока не выявлены.

При петрографическом описании так называемых «туфов» меймечитов уместно провести их сравнение с одноименными породами кимберлитов, располагающихся в диатремах и дайковых телах. Минералого-петрографическое и петрохимическое сходство меймечитов с кимберлитами, особенно с их интрузивной фацией, в литературе отмечалось неоднократно (Бобрневич, Соболев, 1962; Бутакова, Егоров, 1962; Ковальский, 1963; Милашев и др., 1963; Никишов, 1966; Ковальский и др., 1969; Францессон, 1968; Илупин, 1970; Меньяйлов, 1962; и др.). Несмотря на различия в геологическом положении и в масштабах проявления, «туфы» кимберлитов и меймечитов имеют много общих черт. Для тех и других характерно однообразие состава обломочного материала, высокая степень преобразования пород вторичными процессами, грубообломочное строение. Как в «туфах» кимберлитов, так и в «туфах» меймечитов наряду с грубообломочным угловатым несортированным материалом присутствуют породы с хорошо «окатанными» обломками * («автолитовые» структуры или соответственно «лапиллиевые туфы»), а также «слоистые туфы» с хорошо выраженной сортировкой обломочного материала (Меньяйлов, 1962; Бобрневич, Соболев, 1962; Михеенко, 1968, 1972; Зольников, Егоров, 1970; Бутакова, Егоров, 1962; Гоньшакова, Егоров, 1968; Жук-Почекутов и др., 1965).

Такое сходство признаков, по нашему мнению, является не случайным, а отражает общность процессов образования пород подобного типа. Остановимся более подробно на сравнительной петрографической характеристике «туфов» меймечитов и кимберлитов.

По нашим представлениям (Золотухин, Васильев, 1970), туфоподобные меймечиты возникают в процессе интенсивной серпентинизации (и менее карбонатизации) монолитных пород по зонам трещиноватости или брекчирования. Отличить псевдобрекчии от истинных брекчий в поле, пожалуй, возможно только в тех случаях, где эти процессы проявлены в небольших масштабах. Внешне такие туфоподобные образования, возникающие по системе различно ориентированных трещин, отличаются от собственно меймечитов более темной или пятнистой окраской (за счет развития серпентина) и присутствием в породе мелких черных шариков (до 0,4 см в поперечнике), сложенных серпентином.

В шлифах из таких образцов можно проследить все стадии превращения монолитного меймечита в интенсивно серпентинизированную обломочную (туфоподобную) породу (табл. VI, 1, 2; табл. VII, 1, 2). Благодаря развитию серпентина по микротрещинкам порода приобретает псевдообломочную структуру, что хорошо доказывается однозначной ориентировкой оливина, выявленной при микроструктурном анализе монолитных меймечитов и туфоподобных пород.

При дальнейшей серпентинизации таких пород оливин нередко превращается в шаровидные обособления плотного коллоидного серпентина, имеющие в разрезе зональное строение, а угловатые «обломки» приобретают более округлую форму и также полностью замещаются серпентином.

Более широко среди туфоподобных пород меймечитов развиты так называемые «лапиллиевые туфы», располагающиеся среди монолитных меймечитов в виде невыдержанных по простиранию и мощности линзовидных слоев, гнезд и карманов, имеющих с меймечитами нечеткие постепенные взаимопереходы. Мощность таких прослоев колеблется в широких пределах от нескольких сантиметров до первых метров. Породы на 60—80% состоят из несортированных угловатых и округлых обломков пол-

* А. П. Бобрневич и В. С. Соболев (1962, стр. 354) особо подчеркивали, «...что во многих кимберлитовых трубках Якутии обломки кимберлитов имеют шаровидную форму, благодаря чему породы принимают облик конгломератов».

ностью измененных меймечитов, сцементированных мелкообломочным материалом. Благодаря развитию гидроокислов железа внешняя поверхность обломков нередко имеет глянцевую плотную корочку, принимаемую некоторыми исследователями (Жук-Почекутов и др., 1965) за корочку закалки покровов меймечитов.

При микроскопическом изучении этих пород видно, что на 70—85% они сложены округлыми обломками сильно измененных меймечитов, сцементированных светлоокрашенным серпентином, в который погружены более мелкие остроугольные обломки оливинов, пироксенов и основной массы (табл. VIII, 1, 2).

Размер обломков («лапиллей») изменяется от долей миллиметра до 1—2 см и более. По составу они соответствуют меймечитам с витрофировой или микролитовой основной массой. Реже встречаются обломки меймечитов с призматически-зернистой или полнокристаллической основной массой. Последние по характеру структур уже ближе к порфировидным перидотитам*. Отдельные обломки состоят из крупных кристаллов оливина, окруженных тонкой черной каемкой основной массы, в которой иногда отмечаются мелкие обломочки кристаллов оливина и пустотки, выполненные серпентин-хлоритом или карбонатом. Породы обычно сильно изменены, вкрапленники оливина полностью псевдоморфизованы серпентином, а основная масса витрофировых и микролитовых меймечитов нередко имеет черную окраску из-за обильной тонкодисперсной рудной вкрапленности. Изредка встречаются обломки, серпентинизированная основная масса которых окрашена гидроокислами железа в различные оттенки коричневого цвета. В темноокрашенной основной массе обломков, как правило, присутствуют одиночные или многочисленные мелкие (до 0,5 мм) сферические пустотки (миндалины?), выполненные серпентином или карбонатом.

Цементирующая масса «лапиллиевых туфов» состоит из светлоокрашенного серпентина (с примесью карбонатов) и мелких серпентинизированных обломков кристаллов оливина и темноокрашенной основной массы меймечитов. Часть таких обломков имеет остроугольную вытянутую или изогнутую серповидную форму. В шлифах можно видеть, что осколки подобной формы возникают при дроблении и серпентинизации меймечитов, но встречаются также в составе «лавовых» и даже дайковых меймечитов.

Серпентинизация и карбонатизация пород, по-видимому, происходили в несколько этапов, что подтверждается повторным дроблением обломков и развитием по ним пересекающих друг друга жилок одновременного серпентина и более позднего карбоната.

Сравнительно реже среди меймечитов и «лапиллиевых туфов» встречаются так называемые «вулканические туфы» (Жук-Почекутов и др., 1965), для которых характерно слоистое распределение обломочного материала.

Внешне это темно-серые и желтовато-серые разнозернистые «тонкослоистые» породы, раскалывающиеся при ударе в щербенку по плоскостям, перпендикулярным «слоистости». Наблюдаемая мощность проявлений таких пород, вероятно, не превышает первых метров, обычно меньше. Границы с окружающими меймечитами или «лапиллиевыми туфами» нечеткие и в обнажениях устанавливаются с трудом. Мощность слоев в образцах изменяется от первых миллиметров до 2—3 см.

В шлифах для пород характерны разнообразные кластические структуры (табл. IX, 1). Величина обломков колеблется от долей миллиметра до 0,5—1,0 см. В крупнозернистых прослоях примерно в равных количе-

* Следует подчеркнуть, что лизовидные прослои туфоподобных пород были встречены нами также и среди заведомо интрузивных порфировидных перидотитов на северном склоне горы Ленгос-Кая. Подобного облика породы встречаются также в зонах сильно измененных брекчий альпийских гниерезантов.

ствах присутствуют угловатые обломки серпентинизированных кристаллов оливина и более сглаженные и даже округлые обломки меймечитов, нередко с микролитовой и призматически-зернистой структурой основной массы. В небольшом количестве встречаются самостоятельные угловатые обломки кристаллов клинопироксена (до 0,6 мм в поперечнике) и хорошо раскристаллизованной основной массы.

В тонкозернистых прослоях явно преобладают очень мелкие (0,5 мм и меньше) остроугольные, вытянутые и изогнутые серпентинизированные обломки кристаллов оливина, напоминающие пепловые частицы. В таких прослоях хорошо заметно ориентированное по направлению слоистости расположение более крупных уплощенных обломков и целых кристаллов оливина. В слоях с более плохой сортировкой материала соотношение и размеры обломков варьируют в широких пределах. Цементирующая масса «вулканических туфов» представлена зеленоватым серпентин-хлоритовым криптокристаллическим агрегатом с примесью карбонатов и рудной пылью.

Химические анализы «туфов» меймечитов тождественны химическим анализам сильно серпентинизированных меймечитов (см. главу IV).

По мнению большинства исследователей (Бутакова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965; Гоньшакова, Егоров, 1968; и др.), считающих вышеописанные породы «туфами» меймечитов, их взрывчатая природа подтверждается геологическим положением «туфов» среди «лавовых» полей меймечитов, но главным образом формой обломков — «лапильей» и «пепловых» частиц.

При описании геологического положения «туфов» меймечитов мы уже отмечали, что форма их залегания может быть разнообразной, а не только пластовой. Что касается остальных признаков, то они, по нашему мнению, также могут свидетельствовать об ином, не вулканическом происхождении этих пород. В частности, это подтверждается поразительным сходством текстурно-структурных и минералого-петрографических особенностей «туфов» меймечитов и кимберлитов.

Общепринято среди кимберлитов, выполняющих трубчатые и отчасти дайковые тела, по текстурно-структурным особенностям выделять брекчии, туфобрекчии и «туфы» кимберлитов. Между собой они различаются по вещественному составу, размерам и форме обломков, имея постепенные взаимопереходы друг с другом и с вмещающими их кимберлитами. В брекчиях наряду с крупными обломками кимберлитов в большом количестве присутствуют обломки вмещающих пород, в то время как для «туфов» кимберлитов характерна более мелкообломочная структура и однородный кимберлитовый состав кластического материала. Какие-либо принципиальные генетические различия между выделенными разновидностями кимберлитов отсутствуют, и поэтому все они иногда объединяются в одну группу брекчий кимберлитов, что больше соответствует их истинной природе (Ковальский и др., 1969).

Судя по литературным данным (Бобриневич, Соболев, 1962; Меньяйлов, 1962; Ковальский и др., 1969; Зольников, Егоров, 1970; и др.), среди брекчий (туфов) кимберлитов часто встречаются породы с так называемой «автолитовой» текстурой, петрографическая характеристика которых дается ниже.

Внешне «автолитовая» текстура пород видна не всегда, выявляясь чаще только при микроскопическом изучении. В шлифах устанавливается также постепенный переход от кимберлитов с «автолитовой» текстурой к массивным монолитным породам. «Автолиты» представляют собой овальные или округлые образования (см. табл. VIII, 2)*, размер которых

* Фотография кимберлита с автолитовой структурой заимствована нами из работы В. В. Ковальского и др. (1969). В других работах (Бобриневич, Соболев, 1962) также приводятся фотографии пород с аналогичной структурой, но именуются они брекчиями или туфами кимберлитов.

колеблется от долей миллиметра до 1,0—1,5 см и более. Обычно «автолиты» состоят из одного или нескольких кристаллов оливина, погруженных в темноокрашенную основную массу. Оливин почти всегда полностью серпентинизирован и карбонатизирован, а основная масса представляет собой тонкодисперсный серпентин-хлорит-карбонатный агрегат, окрашенный пылевидными скоплениями рудного минерала в темный почти черный цвет. В «автолитах», состоящих из нескольких кристаллов оливина и основной массы, хорошо заметна порфировая структура кимберлитов. В таких обломках иногда наблюдается микролитовая или мелкопорфировая структура основной массы, в то время как одиночные кристаллы оливина обычно окружены очень узкой черной каемкой. В одиночных случаях в ядре «автолита» может находиться переработанный ксенолит известняка или обломок частично замещенного кальцитом кристалла клинопироксена. Цементируются «автолиты» и мелкие остроугольные обломки кимберлита светлоокрашенной серпентин-хлоритовой массой, содержащей мелкие (до 0,05 мм) зерна и кристаллики кальцита, а также незначительную примесь рудных минералов, перовскита, флогопита, апатита, пироксена.

Еще более удивительно сходство кимберлитовых брекчий и «туфов» меймечитов, обладающих полосчатой (слоистой) текстурой (табл. IX, 2). Кимберлиты с четко выраженной полосчатостью, обусловленной сортировкой обломочного материала по крупности, встречаются во многих трубках Якутии («Малюгка», «Промежугочная», «Ленинградская», «Аэромагнитная», «Айхал» и др.). Масштабы их проявления и условия залегания в трубках различны. Например, в трубке «Айхал» кимберлитовые брекчи с полосчатой текстурой располагаются в виде полосы мощностью 0,8—1,0 м, простирающейся на северо-восток (СВ: 80°) и падающей под углом 85—90° (Зольников, Егоров, 1970). По внешнему виду это желтовато-серые или голубовато-серые породы, отчетливая слоистость которых обусловлена чередованием прослоев мелко- и крупнозернистого обломочного материала. Мощность прослоев колеблется от первых сантиметров до 5,0 см и более. Среди кластического материала преобладают округлые и удлиненно-эллипсоидальные, реже угловатые обломки кимберлитов («автолиты») и серпентинизированные кристаллы и обломки кристаллов оливина. В меньшем количестве встречаются обломки вмещающих пород, иногда окруженные каемкой кимберлита, рудных минералов, граната, перовскита, листочки флогопита. Размер обломков колеблется в широких пределах — от долей миллиметра до 1,5—2,0 см. Характерно, что удлиненные ксенолиты и обломки кимберлитов всегда ориентированы параллельно полосчатости и образуют линейные текстуры. Примечательно, что при ударе породы, подобно «туфам» меймечитов, не раскалываются вдоль полосчатости. Как и в кимберлитах с «автолитовой» структурой, связующая масса пород представлена серпентин-хлорит-карбонатным агрегатом с примесью рудной пыли.

Таким образом, видим, что «туфы» меймечитов и кимберлитов обладают рядом сходных признаков.

1. Пространственно они всегда ассоциируют только с родственными им породами (меймечитами или кимберлитами), не встречаясь в составе других вулканогенных или осадочных толщ района, различаются же масштабами проявления, что связано с особенностями их геологического положения.

2. Среди вмещающих пород (меймечитов или кимберлитов) одноименные «туфы» образуют обособленные участки различных размеров и разнообразной формы, сложенные несортированным обломочным материалом («лапильные туфы» меймечитов, кимберлиты с «автолитовой» структурой) или породами с отчетливой слоистой текстурой.

3. Для «туфов» меймечитов и кимберлитов характерна близкая размерность и полная тождественность формы обломков (преобладают

округлые и эллипсоидальные), а также расположение уплощенных и удлиненных обломков субпараллельно слоистости.

4. По своему вещественному составу основная масса обломков в «туфах» идентична вещественному составу вмещающих пород, т. е. меймечитам или кимберлитам.

5. Химический состав «туфов» меймечитов соответствует составу серпентинизированных меймечитов, а химический состав «туфов» кимберлитов тождествен составу кимберлитов.

Пожалуй ни у кого нет сомнений, что «туфы» кимберлитов, располагающиеся внутри диатрем, сформировались *in situ*, а не в результате выброса и переотложения вулканического материала на дневной поверхности, как это предполагается для «туфов» меймечитов.

Такое сходство целого ряда важных признаков (геологоструктурных, морфологических, минералого-петрографических, петрохимических и др.), характеризующих «туфы» меймечитов и кимберлитов, позволяет предполагать и одинаковую природу их возникновения в процессе интенсивного преобразования пород в зонах дробления и трещиноватости.

Подводя итог петрографическому описанию ультраосновных пород Гулинского плутона, мы приходим к выводу, что дуниты, перидотиты и меймечиты отличаются друг от друга в основном характером микроструктур и количественными соотношениями главных породообразующих минералов, составы которых в дифференциатах существенно не меняются.

Пироксениты (клинопироксениты) Гулинского плутона, относимые многими исследователями ко второй фазе ультраосновного магматизма, по-видимому, правильнее следует считать не ультраосновными, а ультрамафическими породами, поскольку по химическому составу они изохимичны основным породам, а не ультраосновным. Что касается их генезиса, то магматическая природа пироксенитов вызывает сомнение, так как целый ряд признаков, охарактеризованных ниже, свидетельствует в пользу их метасоматического происхождения.

Среди дунитов Гулинского плутона пироксениты пользуются широким развитием, особенно в северо-восточной половине массива, где ими сформированы мощные зоны пироксенизации ультрабазитов. С вмещающими дунитами пироксениты, как правило, имеют нечеткие контакты через зону пироксенитов с переменным количеством оливина. Внутри пироксенитовых тел почти всегда присутствуют реликты в значительной степени пироксенизированных дунитов.

По внешнему виду пироксениты представляют собой преимущественно среднезернистые, менее крупно- и грубозернистые темноокрашенные почти до черного цвета породы с массивной текстурой и неравномернозернистой структурой. Величина зерен пироксена может меняться от нескольких миллиметров в краевых частях тел до десяти и более сантиметров в центральных зонах. Расположение зерен пироксена в образцах обычно беспорядочное, но иногда отмечается линейная ориентировка удлиненных кристаллов параллельно контактам пироксенитовых жил с вмещающими дунитами. В маломощных вертикальных жилах изредка наблюдается перпендикулярное к контактам расположение крупных шестоватых кристаллов клинопироксена. Линейная ориентировка кристаллов клинопироксена устанавливается также во внешне изотропных образцах пироксенитов с помощью микроструктурного анализа.

Основной объем этих пород составляет клинопироксен, ассоциирующий с переменным количеством рудных минералов (титаномагнетит, ильменит, перовскит), флогопита, бурой роговой обманки, нефелина и, вероятно, мелилита. Преобладает клинопироксен, нередко слагающий мономинеральные тела. Рудные минералы, главным образом титаномагнетит, могут присутствовать в количестве до 25% объема пород в виде вкрапленности и мономинеральных линзовидных и прожилковых тел небольшой мощности. Флогопит встречается в тесном сростании с клинопироксеном

в виде темноокрашенных неправильной формы табличек, имеющих до 2—3 см в поперечнике и составляющих иногда до нескольких процентов объема породы. В отдельных участках таких жильных тел флогопит образует мономинеральные скопления в форме небольших гнезд. Другие минералы (нефелин, роговая обманка, апатит, мелилит и др.) встречаются в составе пироксенитов в малых количествах.

По количественным соотношениям главных породообразующих минералов в достаточной мере условно можно выделять собственно пироксениты (безрудные) и рудные пироксениты, содержащие более пяти процентов рудных минералов. При повышенных (более 5%) содержаниях флогопита (нефелина, роговой обманки, мелилита) пироксениты соответственно следует именовать слюдястыми (нефелиновыми и т. п.) пироксенитами. Более точно минеральный состав пироксенитов устанавливается под микроскопом.

В шлифах (табл. X, 1, 2) структура пород неравномернозернистая, участками аллотриоморфная и сидеронитовая. В составе пород преобладает клинопироксен (70—100%), в меньшем объеме присутствуют рудные минералы, главным образом, титаномагнетит (до 25%), ассоциирующий с зернами ильменита, перовскита и апатита, и флогопит (до 20%). Изредка и в небольшом количестве (до первых процентов) встречаются нефелин и мелилит. Почти всегда в пироксенитах присутствует реликтовый оливин, количество которого значительно возрастает в приконтактовых зонах пироксенитовых тел с дунитами. По сути дела в таких зонах наблюдается плавный переход от пироксенитов с многочисленными реликтами незамещенного дунита к пироксенизированным дунитам с порфиробластами, гнездами и микропрожилками клинопироксена. Поэтому оливин не включается нами в состав пироксенитов, так как, по нашим наблюдениям, он является реликтовым минералом, сохранившимся при замещении дунитов.

В шлифах оливины представлен округлыми гранулированными или ксеноморфными зернами и их сростками (реликтами дунита) различной размерности (от долей миллиметра до нескольких сантиметров). Мелкие зерна оливина образуют включения в кристаллах клинопироксена, а более крупные нередко содержат многочисленные вростки пироксена и других минералов. В составе оливина 10—12% Fa ($Ng=1,690-1,694$, $Np=1,648-1,656$). Оливин в значительной степени замещен зеленым серпентином.

Клинопироксен является главным породообразующим минералом пироксенитов. Минерал представлен преимущественно плохо ограниченными призматическими или удлиненно-шестоватыми кристаллами и ксеноморфными зернами, размер которых колеблется в очень широких пределах (от первых миллиметров до нескольких сантиметров по удлинению). Средний размер зерен 0,4—0,8 см. В шлифах наблюдается иногда чередование полос крупно- и мелкозернистых пироксенитов. Минерал окрашен в бледно-зеленый или коричневатозеленый цвет с едва заметным плеохроизмом. Изредка просто и полисинтетически двойникован. Судя по кристаллооптическим свойствам ($Ng=1,714-1,718$, $Np=1,690-1,694$, $+2V=58-60^\circ$, $cNg=42-44^\circ$) и результатам химических анализов, клинопироксен следует именовать титанистым авгитом. Во многих зернах клинопироксена имеются закономерно ориентированные по определенным кристаллографическим направлениям тонкопластинчатые микровростки магнетита (до 0,01 мм по удлинению, обычно меньше). Распределение вростков и их величина крайне неравномерны. В некоторых шлифах из-за большого количества таких вростков зерна клинопироксена становятся полупрозрачными и приобретают темно-бурую окраску. В других зернах более крупные вростки образуют сетку пересекающихся пунктирных линий, напоминающих амфиболовую спайность, угол между плоскостями которой изменяется от 15 до 40°. Пироксен нередко содержит ре-

ликти зерен оливина, вкрапленность рудных минералов, вроски листочков флогопита и многочисленные газово-жидкие включения. Клинопироксен часто замещается титаномagnetитом и флогопитом. Много реже наблюдается ассоциация клинопироксена с бурой роговой обманкой и нефелином (меллитом).

А м ф и б о л представлен бурой роговой обманкой, образующей частичные или реже полные псевдоморфозы по клинопироксену в виде зерен неправильной формы или нечетко ограненных кристаллов удлиненнопризматического габитуса. Размер зерен достигает 3,5—4,0 мм, изредка встречаются более крупные (до 1,0 см) пойкилокристы с реликтами оливина, клинопироксена и включениями титаномagnetита. Минерал окрашен в буровато-коричневый цвет, отчетливо плеохроирует от буровато-коричневого по N_g до светло-бурого по N_p , имеет следующие оптические свойства: $N_g=1,680$, $N_p=1,660$, $-2V=74-76^\circ$, $cN_g=28-30^\circ$.

Ф л о г о п и т также относится к главным породообразующим минералам пироксенитов, в которых он замещает клинопироксен, присутствуя в породе в различных количествах (от единичных листочков до мономинеральных скоплений). Минерал образует плохо ограненные таблички, размер которых в шлифах колеблется от долей сантиметра до 2—3 см. По оптическим свойствам ($N_g=1,590-1,615$) флогопит относится к типу маложелезистых слюд. Флогопит наиболее охотно замещает клинопироксен, нередко образуя по нему почти полные псевдоморфозы, включающие реликты зерен оливина, пироксена и рудных минералов. Вокруг скоплений рудных минералов часто наблюдаются оторочки листочков флогопита. Если в пироксенитах присутствует роговая обманка, то флогопит замещает ее одновременно с пироксеном.

Н е ф е л и н в зонах пироксенизации встречается спорадически в виде отдельных зерен и небольших скоплений. Отчетливо замещает флогопит и корродирует зерна клинопироксена. В контакте с нефелином пироксен приобретает травяно-зеленую окраску, по-видимому, обогащаясь эфирной молекулой. Нефелин обычно замещен агрегатом вторичных минералов, свежие зерна имеют $N_e'=1,530$. По-видимому, совместно с нефелином присутствует м е л л и т в виде мелких (до 0,2 мм) ксеноморфных зерен с низким двупреломлением и хорошо выраженной спайностью. Диагностируется плохо из-за малых размеров зерен и их изменчивости. Как уже отмечалось, переменные количества меллита (совместно с клинопироксеном, нефелином, флогопитом и рудными минералами) слагают так называемые «трубки взрыва» в верховье р. Ыннaрынды (Егоров, 1969).

Т и т а н о м а г н е т и т присутствует в пироксенитах в виде вкрапленности и мономинеральных обособлений. Титаномagnetит замещает клинопироксен, что подтверждается характером взаимоотношений этих минералов (см. табл. X, 2). Рудный минерал корродирует клинопироксен, проникает в зерна клинопироксена по трещинкам, содержит многочисленные реликты, в том числе одновременно гаснущие. В некоторых шлифах отмечается предварительная грануляция клинопироксена и дальнейшее его замещение рудным минералом по этим зонам).

Титаномagnetит иногда ассоциирует с небольшими количествами зерен п е р о в с к и т а, развивающегося по рудному минералу, а также с флогопитом. Последний нередко замещает титаномagnetит. Совместно с титаномagnetитом присутствуют а п а т и т в виде отдельных зерен (до 0,2 мм) и их агрегатов и мелкие (до 0,05 мм) зерна зеленой ш п и н е л и. В малых количествах отмечается карбонат (кальцит).

Большинство исследователей считают пироксениты Гулинского плутона магматическими образованиями, возникшими из остаточного расплава дунит-перидотитовой интрузии. По нашему мнению, геологическое положение пироксенитов, их расплывчатые контакты с вмещающими породами, обилие незамещенных реликтов дунитов в жилах пироксенитов, наблюдаемые парагенезисы клинопироксена с другими минералами и

характер их взаимоотношений в большей степени свидетельствуют о метасоматическом происхождении этих пород. Мы считаем, что пироксениты были первоначальной стадией метасоматического преобразования ультрабазитов Гулинского плутона. Дальнейшее развитие этого процесса привело к возникновению рудных пироксенитов, существенно пироксен-флогопитовых, пироксен-нефелиновых и пироксен-мелилитовых образований, имеющих иногда облик магматических пород.

Метасоматиты, замещающие ультраосновные породы Гулинского плутона, встречаются почти повсеместно на всей обширной площади массива, но масштабы их проявления в различных участках далеко не одинаковы.

Наиболее полной переработке ультраосновные породы подверглись в центральной части интрузии, на участках, примыкающих к телам карбонатитов, где они преобразованы в разнообразные по составу метасоматиты, содержащие промышленное флогопитовое оруденение. Лишь в отдельных местах этой части интрузии сохранились относительно мало измененные ультрабазиты, в том числе меймечиты. Последние имеют здесь площадное развитие и, по данным К. А. Жук-Почекутова и др. (1965), под воздействием высокотемпературных щелочных растворов замещаются клинопироксеном, бурой роговой обманкой, флогопитом, нефелином и более низкотемпературной минеральной ассоциацией вплоть до исчезновения реликтовых структур меймечитов и превращения их в типичные метасоматиты с афанитовым и тонкозернистым строением.

Более отчетливо последовательность развития процесса метасоматического замещения ультраосновных пород наблюдается в периферических частях массива, на значительном удалении от карбонатитовых тел, где процессы метасоматического преобразования ультрабазитов проявились в небольших масштабах. В таких участках в маломощных зонах дробления и трещиноватости ультраосновных пород можно видеть развитие метасоматической зональности и последовательную смену одних минеральных парагенезисов другими. В частности, при микроскопических наблюдениях в таких зонах устанавливается, что по ультрабазитам в первую очередь развивается клинопироксен и титаномagnetит, которые замещаются бурой роговой обманкой и флогопитом, а эти минералы, в свою очередь, сменяются нефелином (мелилитом), гранатом, апатитом, карбонатами и целым рядом других более низкотемпературных минералов.

Минеральные парагенезисы метасоматитов и условия их образования рассматриваются в одной из последующих глав работы.

Дайковые меймечиты

Вышеприведенное определение меймечита вполне справедливо для так называемых «главных меймечитов». Сложнее обстоит дело с дайковыми меймечитами, в составе которых также преобладают породы, содержащие 50—60% вкрапленников оливина, но имеются и существенные отклонения в ту или в другую сторону. Нередко такие колебания составов наблюдаются в одном дайковом теле, например, от контакта к центральным зонам дайки, что связано с особенностями их формирования (Васильев, Золотухин, 1972).

По внешнему виду дайковые меймечиты отличаются от меймечитов эндоконтактной зоны плутона более свежим обликом и характером распределения вкрапленников оливина, количество и размеры которых могут значительно изменяться от периферии к центру тел. В отдельных дайках отмечаются крупные (до нескольких сантиметров в диаметре) «желваки» гомеогенных скоплений кристаллов оливина, а также угловатые ксенолиты дунитов (оливинитов) со свойственными им структурными особенностями.

Под микроскопом структура пород порфировая или порфировидная в зависимости от степени раскристаллизации основной массы. Для большинства дайковых тел (даже небольшой мощности) характерны афанитовые зальбанды с викрофировой основной массой, постепенно переходящие через меймечиты с микролитовой основной массой к центральным зонам с полнокристаллической структурой (табл. XI, 1). В афанитовых закраинах и апофизах крупных даек очень часто структура пород порфировая (алигофировая) с микропорфировидной основной массой, состоящей из небольших (до 0,5 мм) изометричных зерен серпентинизированного оливина и микролитов или игольчатых кристалликов клинопироксена, погруженных в измененное стекло (табл. XI, 2). Ксенолиты оливинитов имеют аллотриоморфнозернистую структуру.

О л и в и н вкрапленников представлен изометричными или несколько удлинненными идиоморфными, частично ограненными или корродированными кристаллами и их обломками различной величины (от долей миллиметра до 2—3 см по удлинению). По трещинкам и с периферии оливин замещается серпентином, иногда до полных псевдоморфоз. По результатам химических анализов в составе оливинов 8—10% *Fa* компонента, что хорошо согласуется с многочисленными кристаллооптическими данными ($N_g=1,684-1,692$, $N_p=1,648-1,654$). Оливин гомеогенных включений имеет те же размеры, кристаллооптические свойства и состав, что и оливин вкрапленников. Так называемые «желваки» сложены крупными «скелетными» кристаллами оливина, размер которых может достигать нескольких сантиметров по удлинению. «Скелетная» структура кристаллов проявляется в том, что они состоят как бы из отдельных блоков, разобленных основной массой, но имеющих одинаковую оптическую ориентировку. В составе таких оливинов также содержится 8—10% *Fa*.

Размер зерен оливина в ксенолитах оливинитов изменяется в пределах 0,5—3,0 мм. Минерал почти не серпентинизирован, содержит мелкую вкрапленность магнетита. Контакт ксенолитов с меймечитами всегда четкий, иногда на контакте отмечается зона грануляции оливина и развитие листочков флогопита.

К л и н о п и р о к с е н в дайковых меймечитах образует агрегат зерен различной величины — от микролитов, измеряемых сотыми долями миллиметра в краевых частях даек, до крупных брусковидных кристаллов размером 1,5—2,0 мм по удлинению и даже до 3,0—5,0 мм в центральных зонах. Крупные зерна пироксена иногда содержат мелкие пойкилитовые включения оливина второй генерации. По оптическим свойствам клинопироксен дайковых меймечитов аналогичен клинопироксену «лавовых» меймечитов.

Р у д н ы е м и н е р а л ы, составляющие не более 10% объема пород, представлены в основном магнетитом (титаномагнетитом), менее хромитом и ильменитом.

Встречающиеся в дайках пустоты обычно выполнены криптокристаллическим серпентином (офитом) и кальцитом с агрегатами зерен магнетита и сфена. Серпентин преобладает среди вторичных (постмагматических) минералов. Он развивается по оливину и стекловатому базису основной массы. В отдельных дайковых телах встречаются такие минералы, как бурая роговая обманка, замещающая клинопироксен, и флогопит, иногда образующий мономинеральные прожилки.

Ввиду того, что дайковые меймечиты состоят из двух главных компонентов — оливина и основной массы, то, по-видимому, имеет смысл классифицировать эти породы по количественным соотношениям вкрапленников оливина и основной массы (табл. 1), взяв за основу вкрапленники оливина, отличающиеся постоянством химического состава и размером зерен. По степени раскристаллизации основной массы среди дайковых меймечитов можно выделить, как это ранее предложила Т. Л. Гольдбург (1959) для «лавовых» меймечитов, следующие разновидности:

Классификация дайковых меймечитов
по соотношению вкрапленников оливина и основной массы

| Название | Содержание в об. % | | Форма проявления | Синонимы |
|--|--------------------|-----------------|---|---|
| | оливина | основ-ной массы | | |
| Меймечит афанитовый | 0—20 | 100—80 | Образует эндоконтактные зоны некоторых крупных даек и самостоятельные ветвящиеся дайки небольшой мощности | Пироксеновый пикрит (Сурина, 1967; Жабин, Сурина, 1970) |
| Меймечит, обедненный вкрапленниками оливина | 20—40 | 80—60 | Образует самостоятельные тела и зоны в полосчатых и крупных дайках | Пикрит (Сурина, 1967), пикритовый порфирит (Бутакова, Егоров, 1962) |
| Меймечит | 40—60 | 60—40 | Слагает основную часть (70—80%) даек и все «лавовые» меймечиты | Меймечит (Сурина, 1967), ряд меймечит-перидотит (Жук-Почекутов и др., 1965), пикрит или пикритовый порфирит (Бутакова, Егоров, 1962), меймечит или порфири-видный перидотит (Гольдбурт, 1959) |
| Меймечит, обогащенный вкрапленниками оливина | 60—80 | 40—20 | Выполняет центральные зоны некоторых даек, изредка образует самостоятельные тела | Оливиновый пикрит (Сурина, 1967), пикрит или пикритовый порфирит (Бутакова, Егоров, 1962) |
| Меймечит-оливинит | 80—100 | 20—0 | Встречается редко в виде гомогенных обособлений оливина в дайках и «лавовых» меймечитах, а также «желваков» крупнокристаллического оливина в дайках | Оливинит (Сурина, 1967; Жук-Почекутов и др., 1965) |

1. Меймечиты со «стекловатой», витрофировой основной массой.
2. Меймечиты с микролитовой основной массой (размер микролитов клинопироксена не превышает 0,1—0,3 мм по удлинению).
3. Меймечиты с мелкозернистой основной массой (размер игольчатых и удлиненнопризматических кристалликов клинопироксена не превышает 0,3—1,0 мм по удлинению).

4. Меймечиты со среднезернистой основной массой (брусковидные кристаллы клинопироксена достигают 1,0—3,0 мм по удлинению).

5. Меймечиты с крупнозернистой основной массой (меймечит-перидотиты или порфири-видные перидотиты, размер зерен клинопироксена в которых равен или близок к размерности вкрапленников оливина).

Все эти структурные разновидности меймечитов могут слагать самостоятельные тела или отдельные зоны в полосчатых дайках, но чаще встречаются в одном дайковом теле, когда степень раскристаллизации основной массы увеличивается от периферии к центру (от стекловатых закраин до крупнозернистых полнокристаллических пород центральных частей дайки). Как правило, количество вкрапленников оливина возрастает в этом же направлении от нескольких процентов в зоне эндоконтакта до 50—60%, а иногда и более в центральных зонах.

Обычно меймечиты в той или иной степени изменены постмагматическими процессами. Сильно измененные меймечиты следует именовать по преобладающему вторичному минералу: серпентинизированные, флогопитизированные (биотитизированные), амфиболизированные, карбонатизированные и тому подобные меймечиты.

Пикритовые порфириды

Внешне пикритовые порфириды похожи на меймечиты, но отличаются от них целым рядом минералого-петрографических, петрохимических и геохимических признаков. По геологическому положению среди этой группы пород можно выделить лавовые (?) образования и дайковые тела.

Излившиеся пикритовые порфириды, по-видимому, располагаются в верхах дельканской свиты, где они чередуются с другими вулканогенными породами. Характерна высокая измененность пород и грубая шаровая отдельность в участках коры выветривания по р. Делькан.

В шлифах структура пород порфиристая с микролитовой и микропорфиристой структурой основной массы. Вкрапленники, количество которых изменяется в широких пределах (от 20 до 50% объема породы), представлены преимущественно идиоморфными изометричными кристаллами магnezального оливина ($Ng=1,682-1,686$; $Np=1,640-1,648$, $+2V=84-86^\circ$, $5-8\%$ *Fa*). Размер вкрапленников не превышает 0,5 см, обычно 0,2—0,3 см. Иногда присутствует оливин второй генерации в виде сильно вытянутых (до 2,0—2,5 мм) призматических кристалликов. Оливин почти всегда полностью серпентинизирован. Более редко вкрапленники образованы призматическими кристаллами клинопироксена (до 0,4 см по удлинению), встречающимися в виде довольно крупных (до 2—3 см в поперечнике) гломеропорфировых скоплений. Минерал окрашен в буровато-фиолетовый цвет, плеохроирует, имеет следующие оптические константы: $Ng=1,718-1,724$, $Np=1,694-1,700$, $+2V=55-56^\circ$, $cNg=42-44^\circ$. Клинопироксен основной массы представлен микролитами (до 0,1 мм) или мелкими удлиненнопризматическими кристалликами (до 0,5—1,0 мм), на фоне которых иногда выделяются более крупные (до 1,5—2,0 мм) короткопризматические зерна пироксена второй генерации. По оптическим свойствам он сходен с пироксеном вкрапленников. В интерстициях зерен пироксена, частично его замещая, располагаются листочки темно-коричневого биотита ($Nm=1,642$) и мелкая обильная вкрапленность рудного минерала. Крупнокристаллический бесцветный серпентин выполняет пустоты растворения (миндалины) и развивается по основной массе. Пластинчатый зеленый серпентин совместно с буроватым идингситоподобным минералом замещает оливин вкрапленников. Рудные минералы составляют до 10—15% объема породы. Кроме мелкой сыпи магнетита в основной массе, они представлены крупными (до 2—3 мм в поперечнике) вкрапленниками титаномагнетита и редкими зернами хромита, часть которых располагается в зернах оливина и клинопироксена.

Дайковые пикритовые порфириды отличить в полевых условиях от дайковых меймечитов чрезвычайно трудно, так как они имеют много общих черт в геологическом положении, морфологии и внутреннем строении тел, обладают сходными минеральными составами и структурно-текстурными особенностями. Пожалуй, для пикритовых порфиритов характерен более свежий облик и присутствие стекловатых зон закалки в контакте с вмещающими породами. На свежем сколе пород всегда заметны чешуйки темно-бурого биотита или мелкие скопления лейкократового минерала (нефелина) вплоть до образования полосчатых текстур, «обусловленных расслоением дайковой породы на слои пикритов и оливиновых меланефелинитов» (Жабин, Сурина, 1970, стр. 48). Многие дайковые тела пикритов содержат небольшие (до 5,0 см в поперечнике) округлые или угловатые ксенолиты оливинитов.

Разносторонняя характеристика дайковых пикритовых порфиритов и ксенолитов оливинитов приведена в работах Н. П. Суриной (Сурина, 1967, 1968; Жабин, Сурина, 1970). Поэтому приведем лишь описание обнаруженных нами малоомощных (до 2,0 см) жилкок пикритов, состоящих из вкрапленников оливина, погруженных в стекло (табл. XII, 1, 2).

Структура породы порфиновая с витрофировой структурой основной массы.

О л и в и н вкрапленников, занимающий 30—35% объема породы, представлен хорошо ограниченными частично корродированными короткопризматическими кристаллами и их сростками, размер которых изменяется от 0,3 до 0,8 см в поперечнике. Оливин прозрачный, свежий, с тонкими редкими прожилками серпентина. Содержит мелкие округлые включения рудного минерала (хромита). С периферии многие зерна замещаются каймой волокнистого тремолита.

В составе оливина 3—12% *Fa* компонента ($N_g=1,690-1,695$, $N_p=1,650-1,658$, $+2V=84-86^\circ$), что соответствует составу оливина в других дайковых телах пикритов по многочисленным замерам оптических констант и результатам химических анализов.

Основная масса вкрапленников сосредоточена в центральных частях жилкок. В небольшом количестве мелкие (до 0,1 мм) хорошо ограниченные полностью серпентинизированные кристаллики оливина отмечают также в зоне непосредственного контакта жилки с вмещающими базальтами, где они располагаются длинными осями параллельно контактам.

К л и н о п и р о к с е н присутствует в виде единичных вкрапленников неправильной формы со следами оплавления. Возможно, он имеет ксеногенную природу. Бесцветен или слабо окрашен в зеленоватый цвет.

С т е к л о основной массы частично девитрифицировано, имеет пятнистую темно-бурую окраску, содержит обильную тонкую пыль рудного минерала (магнетита) и кристаллиты клинопироксена, установленные фазовым рентгеноструктурным анализом. Показатель преломления стекла $N\sim 1,712$ в эндоконтактной зоне закалки из дайки пикритового порфирита.

Результаты химических анализов пород, стекла и минералов из этой жилки и других дайковых тел приведены в главе, посвященной петрохимии ультрабазитов.

По-видимому, совместно с пикритовыми порфиритами следует описать дайковые тела, относимые А. Г. Жабиным и Н. П. Суриной (1970) к группе оливиновых пикритов с порфиroidно-пойкилитовой структурой. Скальные обнажения этих пород были встречены нами на левобережье р. Маймечи (примерно в 1,5 км ниже устья р. Ветвистой) и в среднем течении р. Делькан, на ее левом берегу. Породы явно прорывают вулканогенные образования дельканской свиты и, по-видимому, образуют дайки большой (до нескольких метров) мощности. Контакты с вмещающими породами не вскрыты.

По внешнему виду породы напоминают среднезернистые перидотиты массивной текстуры. Хорошо выраженные плоскости отдельности имеют вертикальное и субгоризонтальное положение. В обнажении по р. Маймечи подобные породы содержат ксенолиты оливинитов и редкие малоомощные (до 0,5 см) прожилки флогопита, который образует также пятнистую вкрапленность.

Под микроскопом структура породы кристаллически-зернистая (гипидноморфно-зернистая), пойкилитовая, участками порфиroidная (табл. XIII, 1, 2). В ее составе принимают участие примерно равные количества оливина и клинопироксена, составляющие около 70—75% объема породы, флогопит (10—15%), рудная вкрапленность (3—5%) и серпентин (10—15%).

О л и в и н присутствует в виде крупных (до 0,5 см) вкрапленников изометричной формы ($N_g=1,690-1,700$, $N_p=1,652-1,660$, 8—12% *Fa*)

и более мелких (до 0,5 мм в поперечнике) округлых и удлиненных зерен, имеющих более железистый состав ($N_g=1,716-1,720$, $N_p=1,678-1,680$, $22-24\%$ Fa). Вторая генерация оливина обычно пойкилитово включена в крупные зерна клинопироксена и пластинки флогопита. Оливин слабо серпентинизирован, с периферии зерна замещаются криптокристаллическим серпентином и флогопитом.

К л и н о п и р о к с е н представлен крупными (0,3—0,5 см и более) удлиненно-призматическими кристаллами с нечеткой огранкой. Пироксен содержит многочисленные пойкилитовые вроски оливина, составляющие 50—60% объема отдельных кристаллов. Минерал окрашен в коричневато-фиолетовые тона, слабо плеохроирует, имеет следующие кристаллооптические свойства: $N_g=1,720$, $N_p=1,698$, $+2V=58^\circ$, $cNg=44^\circ$. Частично замещается флогопитом и серпентином.

Ф л о г о п и т образует таблички без концевых граней размером до 0,3—0,5 мм в поперечнике и ксеноморфные зерна, занимающие интерстиционные промежутки между кристаллами оливина и пироксена. В шлифах наблюдается кучное и неправильно-прожилковое распределение минерала, который частично замещает пироксен и оливин, развиваясь по стекловатому базису (или другому минералу), выполняющему интерстиции. Содержит пойкилитовые включения (реликты?) зерен оливина. Минерал окрашен и ясно плеохроирует в красновато-бурых тонах.

Р у д н ы й м и н е р а л в виде мелких (до 0,1 мм) ограненных кристалликов магнетита (?) равномерно распределен в породе, исключая оливин, где включения единичны, и вероятно, представлены хромитом.

С е р п е н т и н в своей основной массе представлен бесцветными или бледноокрашенными криптокристаллическими агрегатами, образующими пятнистые скопления среди других минералов, которые он замещает.

Оливиниты

Оливиниты интрузий Бор-Урях, Кугда, Одихинча и других более мелких тел по геологическому положению, внешнему виду, характеру микроструктур и степени измененности очень близки и поэтому характеризуются совместно.

По внешнему виду это желтовато-бурые с серым оттенком на свежем сколе, неравномернозернистые, нередко порфириовидные средне- и крупнозернистые породы, имеющие все структурные переходы к гигантозернистым пегматоидным разностям.

В шлифах (табл. XIV, 1, 2) структура пород обычно неравномернозернистая, порфириовидная с различной степенью идиоморфизма зерен в тех или иных участках интрузии. Породы сложены на 95—98% оливином с единичными зернами клинопироксена и примесью акцессорного рудного минерала.

О л и в и н представлен разнообразными по форме зернами, размер которых изменяется от долей сантиметра до 2,0—3,0 см, достигая 10—15 см в поперечнике в пегматоидных жилах*. Преобладают имеющие сложные ограничения, нередко прорастающие друг друга ксеноморфные зерна с зубчатыми взаимопроникающими границами. Мелкие зерна часто выполняют сложные по форме интерстиции и проникают по стыкам более крупных зерен.

В порфириовидных и особенно в рудных оливинитах присутствуют, иногда в большом количестве, частично ограненные удлиненнопризматические кристаллы и их закономерные сростки (табл. XIV, 1), имеющие в некоторых шлифах видимую линейную ориентировку. Изредка встречаются оливиниты, сложенные зернами оливина полигональной формы.

* Описание оливина и других минералов, слагающих пегматоидные жилы, приводится в главе VI.

Кристаллооптические свойства главных породообразующих минералов ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района

| Порода | Оливин | | | | Клинопироксен | | | | |
|-----------------------------|------------------|-------------|-------------|-------|---------------|-------------|-------------|-------------|-----------|
| | Ng | Np | +2V (град.) | % Fa | Ng | Np | +2V (град.) | cNg (град.) | f (ар. %) |
| | Дуниты | 1,690—1,702 | 1,651—1,662 | 85—88 | 9—14 | 1,714—1,720 | 1,690—1,696 | 55—57 | 44—47 |
| Перидотиты: | | | | | | | | | |
| а) равнозернистые | 1,700—1,710 | 1,662—1,670 | 86—89 | 12—18 | 1,718—1,720 | 1,694—1,698 | 55—58 | 45—47 | 14—18 |
| б) порфировидные | | | | | | | | | |
| вкрапленки | 1,698—1,710 | 1,660—1,670 | 88—92 | 10—18 | — | — | — | — | — |
| основная масса | 1,712 | 1,672 | — | 20—22 | 1,712—1,722 | 1,688—1,702 | 55—57 | 45—46 | 15—16 |
| Меймититы: | | | | | | | | | |
| вкрапленки | 1,686—1,700 | 1,648—1,660 | 85—87 | 8—12 | — | — | — | — | — |
| основная масса | — | 1,680—1,685 | — | 24—26 | 1,724—1,730 | 1,698—1,704 | 57—60 | 46—48 | 15—17 |
| Оливиниты | 1,684—1,700 | 1,646—1,660 | 84—88 | 8—14 | 1,714—1,718 | 1,692—1,696 | 56—60 | 42—46 | — |
| Пикритовые порфириты: | | | | | | | | | |
| вкрапленки | 1,682—1,690 | 1,640—1,652 | 84—86 | 5—10 | — | — | — | — | — |
| основная масса | 1,716—1,720 | 1,678—1,680 | 89—94 | 22—24 | 1,718—1,730 | 1,694—1,708 | 55—60 | 42—44 | 24—28 |
| Пироксениты | — | — | — | — | 1,714—1,718 | 1,690—1,694 | 58—60 | 42—44 | 14—18 |

Оливин часто имеет совершенную спайность по (010), содержит закономерно ориентированные дендритовидные и пластинчатые микровключения магнетита и клинопироксена (табл. XV, 1, 2), насыщен вторичными газовой-жидкими включениями. Изредка отмечаются полисинтетические двойники трансляции. Минерал обычно очень свежий, бесцветный и в отличие от оливина ультрабазитов Гулинского плутона почти не серпентинизирован. В большинстве зерен оливина серпентин образует редкую сетку беспорядочно или субпараллельно расположенных микропрожилков, количество которых изредка достигает нескольких процентов объема породы. Лишь в отдельных участках интрузивных тел серпентин образует мономинеральные жилы небольшой мощности.

По результатам химических анализов и кристаллооптическим свойствам ($Ng=1,684—1,700$, $Np=1,646—1,660$, $+2V=84—88^\circ$) в оливинах содержится 8—14% Fa.

Клинопироксен, который, по-видимому, следует относить к первично-магматическим минералам, встречается в оливинитах крайне редко, выполая интерстиционные промежутки между зернами оливина. В отличие от зеленоватого метасоматического пироксена он имеет бледно-коричневую окраску, иные кристаллооптические свойства ($Ng=1,716$, $Np=1,694$, $+2V=56^\circ$, $cNg=42^\circ$) и совместно с оливином рассеивается сеткой микропрожилков серпентина.

Кристаллооптические свойства главных породообразующих минералов ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района приведены в табл. 2.

Рудные минералы, относимые к магматической стадии формирования пород (Золотарев, 1971), присутствуют в малых количествах и пред-

ставлены зернами титаномагнетита, которые по целому ряду морфологических признаков и характеру распределения отличаются от более поздних и количественно преобладающих метасоматических руд того же состава.

Под воздействием метасоматических процессов оливиниты интрузий Бор-Урях, Кугды, Одихинчи и других тел, как и ультрабазиты Гулинского плутона, претерпевают существенные изменения. Происходит грануляция и перекристаллизация оливина, частичное или полное его замещение титаномагнетитом, перовскитом, клиношпроксом, бурой роговой обманкой, флогопитом, клиногумитом, апатитом, кальцитом и многими другими минералами. При этом возникают вкрапленные и полосчатые рудные оливиниты вплоть до образования массивных жильных руд, разнообразные по составу и форме проявления метасоматиты, иногда содержащие высокие концентрации полезных ископаемых. Некоторые вопросы генезиса этих образований рассматриваются в главе VI.

Кимберлиты и сходные с ними образования

Большинство исследователей к собственно кимберлитам относят темноокрашенные ультраосновные магматические породы с массивной текстурой и отчетливо выраженной порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены преимущественно магнизальным оливином и значительно реже флогопитом. В небольшом количестве встречаются пироп и пикроильменит. В качестве аксессуаров присутствуют хромдиопсид, ромбический пироксен, хромшпинелиды, циркон, апатит и другие минералы. Основная (связующая) масса кимберлитов состоит из вторичного серпентин-карбонатного агрегата, в отдельных участках которого отмечается реликтовая микролитовая структура (по-видимому, псевдоморфозы карбоната по микролитам моноклинного пироксена или мелилита) и блоки с монтичеллитовой (вероятно, первичной) основной массой. Широкое развитие постмагматической минерализации, особенно в брекчированных кимберлитах, приводит к возникновению сильно измененных пород с новыми текстурно-структурными признаками, исходный состав которых устанавливается с трудом.

В последние годы термин «кимберлит» потерял свою былую определенность, так как в эту группу стали включать многочисленные трубчатые и дайковые тела «кимберлитоподобных пород», имеющих с кимберлитами только внешнее сходство (порфиро-кластические структуры, интенсивная серпентинизация и карбонатизация) и близость химических составов. Кроме того, общепринятое определение термина «кимберлит» отсутствует и среди специалистов, изучавших кимберлиты Сибирской платформы. Так, В. А. Милашев (1965, 1971) и ряд других исследователей кимберлитами называют дайковые и трубчатые тела ультраосновного и щелочного состава, обязательно содержащие такие барофильные минералы, как пироп или алмаз. Тождественные по составу породы, но не содержащие пироп (или алмаз), относятся к пикритовым порфирам. В свою очередь, В. В. Ковальский и др. (1969) среди многообразия этих пород, объединяемых в единый комплекс щелочно-ультраосновных образований северовосточной части Сибирской платформы (Никишов и др., 1972), традиционно выделяют кимберлиты (брекчированные, дайковые и жильные), а также альнеиты, разнообразные пикриты и карбонатиты. Судя по описаниям и химическим анализам пород, приводимым в литературе, в выделяемый тип интрузивных кимберлитов включаются также дайковые тела щелочно-ультраосновных пород, которые, по нашему мнению, следует относить к альнеитам или монтичеллитовым пикритам.

Все это создает ненужную двойственность в номенклатуре пород и дополнительные трудности в выборке анализов пород для петрохимических сопоставлений.

Кимберлиты не являлись объектом наших исследований. Нас интересуют только те из них, которые по своему геологическому положению, минерало-петрохимическим особенностям и степени измененности близки к описанным выше ультраосновным (щелочно-ультраосновным) породам Маймеча-Котуйской провинции. К ним в первую очередь относятся малоизмененные интрузивные кимберлиты, монтичеллитовые и монтичеллит-нефелин-мелилитовые пикриты, а также «туфы» кимберлитов с «автолитовой» и полосчатой текстурой. Характеристика «туфов» кимберлитов приведена совместно с «туфами» меймечитов, а ниже дается краткое описание интрузивных кимберлитов и монтичеллитовых пикритов (с нефелином и мелилитом).

В Маймеча-Котуйском районе интрузивные кимберлиты пока не обнаружены. Известные здесь незначительные проявления кимберлитов представлены сильно измененными брекчиями, в составе которых преобладают (50—95%) обломки вмещающих пород и редкие ксенолиты дайковых тел щелочно-ультраосновного состава (лимбургитов, оливиновых нефелинитов, мончикитов, фурчитов и др. пород). Подробная петрографическая характеристика кимберлитов этого района приводится в работе А. Г. Жабина и Н. П. Суриной (1970).

Интрузивные кимберлиты северо-восточной части Сибирской платформы отличаются от брекчий кимберлитов преимущественно формой залегания в виде дайковых тел, массивной текстурой, порфировой структурой и почти полным отсутствием обломков вмещающих пород. Для них характерен более свежий облик и внешнее сходство с меймечитами.

Порфировые выделения в интрузивных кимберлитах представлены удлиненно-овальными обычно замещенными серпентином и карбонатом вкрапленниками оливина, размер которых редко превышает 0,5 см. Более мелкие (до 0,5 мм, часто много меньше) вкрапленники второй генерации нередко имеют хорошую огранку. Судя по оптическим свойствам, все оливины имеют близкие составы, отвечающие 8—12% *Fa* компонента. Основная масса породы состоит из серпентин-карбонатного агрегата с реликтами микролитовой структуры и редкими включениями мелких кристаллов перовскита, флогопита, апатита, рудных минералов. Таблички флогопита по размерам могут соответствовать вкрапленникам, составляя несколько процентов объема породы. Такие разности принято называть лампрофировыми, или слюдяными интрузивными кимберлитами.

По минеральному и химическому составу интрузивные кимберлиты идентичны относительно свежим разностям кимберлита из трубчатых тел.

В эту же группу интрузивных кимберлитов ряд исследователей (Ковальский и др., 1969; Бобривич, Соболев, 1962) включают породы, содержащие в основной массе переменное количество мелкозернистого монтичеллита (до 56% объема породы) и мелилита (до 34%), на долю вкрапленников оливина в таких дайковых телах нередко приходится не более 20—30% объема при минимальном развитии (доли процента) вторичных минералов.

В. А. Милашев и Ю. И. Томаповская (1971) склонны считать такие породы кимберлитами только при наличии в их составе пироба. При отсутствии пироба все эти породы относятся к пикритам и подразделяются по наблюдаемым соотношениям породообразующих минералов на монтичеллитовые, нефелин-монтичеллитовые и нефелин-мелилит-монтичеллитовые пикриты, а также нефелин-монтичеллит-мелилитовые и нефелин-мелилитовые (с монтичеллитом) пикриты. Во всех породах присутствуют переменные количества флогопита (до 10%), перовскита (5—7%), рудных минералов (4—12%), карбоната, серпентина и цеолитов. Суммарные количества последних трех минералов не превышают первых процентов. Поэтому все породы имеют очень свежий «кайнотипный» облик. В протолочках некоторых проб были обнаружены зерна фиолетового ($a = 11,51 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $N = 1,752$) и оранжевого ($a = 11,49 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $N = 1,745$)

пирропа совместно с альмандином ($N=1,782; 1,868$) и пикроильменитом. Следует подчеркнуть, что Ю. И. Томановская (1971), в работе которой приводится подробная петрографическая характеристика этих пород, считает, что значительная часть монтичеллита в них является вторичными образованиями, что доказывается многостадийностью замещения оливина монтичеллитом и его развитием по породе в форме жилок.

По своему минералогическому и химическому составу пикриты (кимберлиты) северо-восточной части Сибирской платформы вполне сопоставимы с одноименными щелочно-ультраосновными дайками Маймеч-Котуйской провинции, отличаясь от последних количественными соотношениями породообразующих минералов и всегда более низким содержанием окиси кремния.

Контактные роговики

Интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеч-Котуйского района оказывают существенное термальное воздействие на вмещающие породы. В большинстве из них пространственно совмещены разнообразные магматические и метасоматические образования, степень влияния которых на породы экзоконтакта учесть трудно, и поэтому выделить метаморфические фации, возникшие под воздействием ультраосновных интрузий, практически невозможно.

Исключением из этого многообразия и редким примером термального контактового воздействия ультрабазитов на вмещающие породы служат две существенно ультраосновные интрузии района — Гулинская и Бор-Урах.

Дуниты (дунит-перидотиты) Гулинской интрузии термально метаморфизуют вулканогенные породы коготокской и дельканской свит пермотриаса. Особенно интенсивно изменены базальты коготокской свиты. В непосредственном контакте с интрузией ультрабазитов они превращены в черные тонкозернистые плотные роговики, звенящие при ударе. По мере удаления от контакта их окраска приобретает серые оттенки, а в самих породах появляются реликты первоначальной порфировой структуры. Роговики содержат мелкие пятнистые скопления тонкочешуйчатого темно-коричневого биотита.

По данным Л. С. Егорова и др. (1961) и нашим наблюдениям, в плифах можно проследить все стадии контактового изменения вулканогенных пород*.

В базальтах первым изменяется клинопироксен, который вначале становится непрозрачным, а затем гранулируется в агрегат мельчайших зерен и частично перекристаллизовывается, образуя цепочки и небольшие гнезда в интерстициях между лейстами плагноклаза. Первичная офитовая структура пород устанавливается вполне четко. Кроме перечисленных выше изменений, ближе к контакту наблюдаются грануляции плагноклаза, перераспределение рудного минерала, появление биотита. В непосредственном контакте с интрузией вмещающие породы превращены в типичные пироксен-плагноклазовые роговики с гранобластовой структурой, пятнистыми обособлениями биотита и тонкой рудной вкрапленностью. Размер минеральных зерен не превышает 0,3—0,5 мм, обычно много меньше.

П л а г и о к л а з в роговиках образует изометричные и реже лейстовидные прозрачные зерна с полисинтетическими двойниками. По составу он отвечает лабрадору.

К л и н о п и р о к с е н представлен изометричными и удлиненнокснобластическими зернами, имеющими $Ng=1,720$, $Np=1,696$, $+2V=58^\circ$,

* Фотографии, отражающие стадийность этого процесса, см. в работе Л. С. Егорова и др. (1961).

$cNg=46^\circ$. Пироксен частично замещается зеленой или бурой роговой обманкой, у которой $Ng=1,698$, $Np=1,680$, $-2V=76^\circ$. В небольшом количестве присутствует гиперстен, частично замещающий клинопироксен и образующий микропрожилки. Минерал отчетливо плеохроирует от бледно-зеленого по Ng до рогового по Np ; $Ng=1,710$, $Np=1,694$, $-2V=54^\circ$.

Биотит в роговиках образует мелкочешуйчатые пятнистые скопления неправильной формы. Минерал окрашен в красновато-коричневый цвет, заметно плеохроирует от красновато-коричневого по Ng до бледно-коричневого по Np .

Рудные минералы распределены в породе в виде равномерной тонкой сыпи и небольших (доли миллиметра) пятнистых обособлений.

Оливинитовая интрузия Бор-Урях непосредственно контактирует с терригенно-карбонатными и кремнистыми осадками синия и кембрия, которые превращены в разнообразные метаморфические породы.

По результатам детальных исследований, проведенных В. В. Ревердатто (1970), и нашим наблюдениям, зона контактово измененных пород вокруг интрузии достигает нескольких сотен метров. В непосредственном контакте с оливинитами существенно доломитовые отложения превращены в преациты с реликтами периклаза (видимая мощность зоны этих пород достигает примерно 40 м), кремнистые доломиты — в разнообразные мраморы с форстеритом, диопсидом и другими минералами, а доломитовые кремнистые мергели и известковистые сланцы — в разнообразные роговики. Во внешних зонах экзоконтакта интрузии широко развиты такие минералы, как тремолит, форстерит и диопсид в ассоциации с перекристаллизованными доломитом и кальцитом. Здесь нередко встречаются кремнистые стяжения, частично или полностью замещенные диопсидом с кальцитом, окруженные широкой реакционной каймой тремолита с оторочкой из форстерита с кальцитом. Роговики имеют отчетливую полосчатую текстуру и различный состав прослоев, мощность которых изменяется от нескольких миллиметров до 1—2 м. Существенно карбонатные прослои с примесью силикатных минералов (диопсида, форстерита, тремолита) чередуются с алюмосиликатными прослоями, сложенными биотитом (флогопитом), плагиоклазом, пироксеном и т. д.

Среди наблюдаемых минеральных ассоциаций В. В. Ревердатто выделяет характерные ассоциации метаморфизованных карбонатных пород внутренней зоны экзоконтакта: 1) периклаз (брусит) — кальцит — форстерит, 2) форстерит — диопсид — кальцит, 3) диопсид — кальцит — плеонаст, 4) форстерит — кальцит — плеонаст, и внешней зоны контактового ореола (далее 40 м от контакта): 1) диопсид — кальцит — тремолит, 2) диопсид — кальцит — форстерит, 3) форстерит — плеонаст — доломит — кальцит, 4) диопсид — кальцит — доломит, 5) тремолит — форстерит — кальцит, 6) тремолит — кальцит — доломит, 7) тремолит — кальцит — кварц.

Для контактовых роговиков, возникших за счет кремнистых мергелей и сланцев, характерны следующие ассоциации: 1) биотит (флогопит) — кварц — лабрадор — диопсид, 2) биотит — плагиоклаз (андезин — лабрадор) — диопсид — кальцит — тремолит, 3) мейонитовый скаполит (?) — диопсид — биотит — тремолит, 4) кордиерит (40% феррокордиерита) — кварц — биотит, 5) андалузит — силлиманит — кордиерит — кварц, 6) кварц — тремолит (флогопит?).

Контактово-метаморфические породы одновременно с оливинитами подвергались более позднему щелочному метасоматозу, проявившемуся в эгиринизации, микроклинизации, амфиболизации и флогопитизации пород. По-видимому, с этими же процессами связано образование части тремолита и рихтерита.

Исходя из анализа геологической обстановки наблюдаемых минеральных парагенезисов (с учетом экспериментальных данных), В. В. Ре-

вердатто (1965, 1970) приходит к выводу о принадлежности контактово-метаморфических пород внутренних зон к высокотемпературной (температура метаморфизма 700—850°C) пироксен-роговиковой фации. Во внешней зоне условия метаморфизма (400—700°C), вероятно, соответствовали фации амфиболовых роговиков.

Контактовое воздействие дайковых тел на вмещающие породы незначительно и обычно проявляется в осветлении и некотором уплотнении пород в узкой зоне экзоконтакта.

2. МИНЕРАЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Главными породообразующими минералами ультрабазитов севера Сибирской платформы являются оливин и клинопироксен. Различные количественные соотношения и морфологические особенности этих минералов, отражающие условия их образования, создают наблюдаемое петрографическое разнообразие ультраосновных пород. В небольшом количестве в них присутствуют также рудные аксессуарные минералы, а в пикритовых порфиритах к ним присоединяется, по-видимому, первичный биотит.

Оливины

Оливин является основной составной частью большинства изученных нами ультраосновных пород Маймечя-Котуйского района. Почти полностью оливином сложены дуниты и оливиниты, он преобладает или составляет значительную часть объема таких пород, как перидотиты, меймечиты, пикритовые порфириды. В переменных количествах оливин присутствует в пироксенитах Гулинской интрузии, где он, по нашему мнению, является реликтовым минералом, сохранившимся при замещении дунитов клинопироксеном.

Форма проявления и размеры зерен оливина весьма разнообразны. Он образует сплошные мономинеральные агрегаты в дунитах, оливинитах и отчасти в перидотитах, вкрапленники в порфиroidных перидотитах, меймечитах и пикритах, гомеогенные обособления в дайках меймечитов и пикритов, слагает ксенолиты ультрабазитов в меймечитах и пикритах.

В сплошных мономинеральных массах оливин представлен изометричными без каких-либо следов огранки ксеноморфными или округлыми зернами. В дунитах Гулинского плутона преобладают зерна оливина примерно одинаковой размерности. Лишь в эндоконтактовой зоне породы приобретают порфиroidный облик. Для оливинитов других интрузий (Бор-Урях, Кугда и др.) характерны неравномернозернистые структуры, разнообразные очертания зерен оливина и значительные колебания их размеров. Участки мелкозернистых оливинитов с полигональными или округлыми очертаниями зерен чередуются здесь порфиroidными оливинитами, состоящими из ксеноморфных, взаимно прорастающих друг друга зерен очень сложной конфигурации, размер которых колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Особенно велико разнообразие форм и размеров зерен оливина в пегматоидных жилах оливинитов. Здесь совместно с ксеноморфными зернами встречаются частично или хорошо огранные кристаллы оливина, величина которых изменяется от долей миллиметра до 10—15 см в поперечнике.

В порфиroidных перидотитах, меймечитах и пикритовых порфиридах вкрапленники оливина имеют близкую среднюю размерность (0,3—0,8 см в поперечнике) и различную степень идиоморфизма кристаллов. В перидотитах крайне редко встречаются вкрапленники с хорошей огранкой. В этих породах преобладают сильно корродированные зерна, не имеющие четких ограничений (см. табл. III, 1, 2). И наоборот, в меймечитах и

Результаты химических

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|-------------------|---------|----------------|---------|---------|-------------------|
| SiO ₂ | 40,00 (42,10) | 40,51 | 39,92 (41,19) | 39,00 | 39,15 | 39,80 (41,53) |
| TiO ₂ | Не обн. (Не обн.) | Не обн. | 0,24 (Не обн.) | 0,50 | 0,92 | Не обн. (Не обн.) |
| Al ₂ O ₃ | 0,54 (Не обн.) | 0,47 | 0,26 (Не обн.) | 0,43 | 0,26 | 0,98 (0,03) |
| Fe ₂ O ₃ | 0,70 — | 0,73 | 1,72 — | 2,80 | 1,80 | 0,84 — |
| Cr ₂ O ₃ | Не обн. (Не обн.) | — | 0,03 (Не обн.) | 0,17 | 0,03 | Не обн. (Не обн.) |
| FeO | 13,36 (15,14) | 8,05 | 13,49 (17,73) | 13,40 | 15,62 | 12,62 (13,15) |
| MnO | 0,20 (0,19) | 0,15 | 0,20 (0,24) | 0,44 | 0,26 | 0,17 (0,17) |
| MgO | 44,48 (45,43) | 48,10 | 42,95 (44,05) | 40,00 | 40,56 | 44,89 (46,07) |
| CaO | 0,23 (0,51) | Не обн. | 0,75 (0,24) | 2,20 | 1,09 | 0,46 (0,52) |
| NiO | 0,38 — | — | 0,18 — | 0,14 | 0,14 | 0,14 — |
| Na ₂ O | 0,06 (Не обн.) | Не обн. | 0,11 (Не обн.) | 0,24 | 0,11 | 0,10 (Не обн.) |
| K ₂ O | 0,08 (Не обн.) | » | 0,09 (Не обн.) | 0,40 | 0,10 | 0,06 (Не обн.) |
| P ₂ O ₅ | Не обн. — | Сл. | — — | 0,08 | — | Не обн. — |
| П. п. П. | » — | 1,28 | Не обн. — | Не обн. | Не обн. | Не обн. — |
| H ₂ O ⁻ | » — | — | » — | — | » | — |
| С у м м а | 100,03 | 99,29 | 99,94 | 99,80 | 100,06 | 100,01 |

Количество ионов в

| | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 1,001 | 1,006 | 1,003 | 0,998 | 0,997 | 0,990 |
| Al | 0,015 | 0,012 | 0,009 | 0,012 | 0,009 | 0,030 |
| Ti | — | — | 0,004 | 0,009 | 0,017 | — |
| Fe ³⁺ | 0,012 | 0,012 | 0,033 | 0,055 | 0,033 | 0,014 |
| Mg | 1,660 | 1,781 | 1,609 | 1,525 | 1,538 | 1,666 |
| Fe ²⁺ | 0,280 | 0,169 | 0,284 | 0,286 | 0,332 | 0,262 |
| Mn | 0,005 | 0,003 | 0,005 | 0,009 | 0,006 | 0,005 |
| Ca | 0,006 | — | 0,020 | 0,060 | 0,030 | 0,013 |
| Ni | 0,010 | — | 0,005 | 0,003 | 0,003 | 0,003 |

Кристаллооптические свойства

| | | | | | | |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>Ng</i> | 1,700 | 1,690 | 1,702 | 1,704 | 1,710 | 1,698 |
| <i>Nm</i> | 1,678 | — | 1,678 | 1,684 | — | — |
| <i>Np</i> | 1,662 | 1,654 | 1,662 | 1,667 | 1,670 | 1,660 |
| + <i>σV</i> (град) | 89 | 86 | 89 | 88 | 94 | 85 |
| % <i>Fa</i> | 14,4 | 9,2 | 14,8 | 18,4 | 17,6 | 13,5 |

Параметры кристаллических

| | | | | | | |
|----------|--------|---|--------|---|--------|--------|
| <i>a</i> | 4,783 | — | 4,782 | — | 4,773 | 4,772 |
| <i>b</i> | 10,252 | — | 10,251 | — | 10,254 | 10,200 |
| <i>c</i> | 6,014 | — | 6,012 | — | 6,021 | 6,010 |

| Оксиды | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|--------------------------------|---------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 40,80 | 41,22 | 42,20 | 39,84 | 40,46 | 39,52 | 40,72 |
| TiO ₂ | Не обн. | 0,14 | 0,17 | Не обн. | 0,06 | 0,82 | 0,30 |
| Al ₂ O ₃ | 0,95 | 0,25 | 0,95 | 0,54 | 0,39 | 0,18 | 0,46 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,26 | 1,59 | 1,09 | 0,74 | 0,67 | 0,38 | 0,64 |
| Cr ₂ O ₃ | Не обн. | 0,11 | 0,08 | Не обн. | — | 0,44 | 0,15 |

Таблица 3

анализов оливинов

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---------|---------|---------|---------|-------|--------|-------|---------|
| 39,64 | 40,86 | 40,35 | 39,00 | 39,96 | 39,90 | 39,82 | 41,04 |
| 0,16 | 0,52 | Не обн. | Сл. | 0,06 | 0,05 | 0,05 | Не обн. |
| 0,57 | 0,46 | 0,27 | 0,91 | 0,12 | 0,45 | 0,40 | 0,54 |
| 0,12 | 1,39 | 0,50 | 1,11 | 1,59 | 2,02 | 1,32 | 0,68 |
| 0,22 | 0,08 | Не обн. | Сл. | — | — | — | Не обн. |
| 11,09 | 9,51 | 8,33 | 9,46 | 6,47 | 6,03 | 6,59 | 8,33 |
| 0,14 | 0,43 | 0,11 | 0,12 | 0,28 | 0,28 | 0,28 | 0,16 |
| 47,42 | 45,90 | 49,45 | 48,87 | 49,17 | 49,73 | 49,58 | 48,73 |
| 0,18 | 1,13 | 0,11 | 0,70 | 0,30 | 0,27 | 0,39 | 0,22 |
| 0,27 | 0,20 | 0,50 | — | 0,50 | 0,58 | 0,48 | 0,31 |
| 0,03 | 0,08 | 0,06 | Не обн. | — | — | — | 0,06 |
| 0,08 | 0,08 | 0,10 | » | — | — | — | 0,07 |
| Не обн. | — | Не обн. | » | — | — | — | Не обн. |
| » | Не обн. | » | » | 0,95 | 1,25 | 0,88 | » |
| » | » | — | — | — | — | — | — |
| 99,92 | 100,42 | 99,78 | 100,17 | 99,40 | 100,56 | 99,79 | 100,14 |

пересчете на $\lambda(O)$

| | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1,010 | 1,004 | 0,989 | 0,960 | 0,989 | 0,978 | 0,981 | 1,002 |
| 0,019 | 0,015 | 0,009 | 0,027 | 0,003 | 0,015 | 0,012 | 0,015 |
| 0,003 | 0,009 | — | — | 0,002 | 0,001 | 0,001 | — |
| 0,003 | 0,027 | 0,009 | 0,021 | 0,029 | 0,038 | 0,024 | 0,012 |
| 1,687 | 1,680 | 1,807 | 1,794 | 1,813 | 1,814 | 1,821 | 1,776 |
| 0,236 | 0,195 | 0,171 | 0,195 | 0,135 | 0,124 | 0,136 | 0,171 |
| 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,006 | 0,006 | 0,006 | 0,004 |
| 0,006 | 0,030 | 0,003 | 0,018 | 0,007 | 0,007 | 0,010 | 0,006 |
| 0,007 | 0,004 | 0,010 | — | 0,010 | 0,012 | 0,010 | 0,008 |

и содержание Ga

| | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-----|-----|-----|-------|
| 1,700 | 1,692 | — | 1,702 | — | — | — | 1,692 |
| — | — | 1,665 | 1,682 | — | — | — | — |
| 1,660 | 1,650 | — | 1,662 | — | — | — | 1,654 |
| — | 86 | — | 88 | — | — | — | — |
| 12,4 | 10,6 | 9,0 | 10,8 | 8,3 | 8,2 | 8,1 | 8,7 |

решеток (Å)

| | | | | | | | |
|--------|--------|--------|---|---|---|---|--------|
| 4,764 | 4,762 | 4,762 | — | — | — | — | 4,773 |
| 10,200 | 10,231 | 10,240 | — | — | — | — | 10,251 |
| 5,976 | 6,000 | 6,001 | — | — | — | — | 6,000 |

| 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 |
|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|-------|
| 39,84 | 40,31 | 41,62 | 40,56 | 40,92 | 40,59 | 40,80 | 39,10 |
| 1,00 | Сл. | 0,08 | 0,08 | 0,32 | — | 0,56 | 0,07 |
| 0,46 | Сл. | 0,20 | 0,65 | 0,34 | 0,87 | 0,46 | 0,45 |
| 0,22 | 0,24 | 0,97 | 0,65 | Не обн. | 2,08 | 0,89 | 0,16 |
| 0,28 | Сл. | — | Не обн. | 0,18 | — | 0,22 | 0,02 |

| Оксиды | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|-------------------------------|---------|---------|---------|---------|-------|---------|---------|
| FeO | 7,76 | 7,41 | 8,50 | 12,80 | 7,74 | 11,49 | 10,56 |
| MnO | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,21 | 0,03 | 0,17 | 0,29 |
| MgO | 49,78 | 47,83 | 44,92 | 43,22 | 49,16 | 49,36 | 47,06 |
| CaO | 0,23 | 1,70 | 0,94 | 0,35 | 0,18 | 0,24 | Не обн. |
| NiO | 0,27 | 0,15 | 0,27 | 0,26 | — | 0,14 | 0,03 |
| Na ₂ O | 0,06 | 0,06 | 0,26 | 0,12 | — | 0,04 | 0,02 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,06 | 0,21 | 0,15 | — | 0,09 | 0,10 |
| P ₂ O ₅ | — | — | Сл. | Не обн. | 0,15 | 0,04 | 0,10 |
| П. п. п. | Не обн. | Не обн. | 0,13 | 1,40 | 0,06 | Не обн. | Не обн. |
| H ₂ O ⁻ | — | » | Не обн. | — | 0,86 | 0,20 | 0,16 |
| Сумма . . . | 100,01 | 100,37 | 99,93 | 100,23 | 99,76 | 100,11 | 100,59 |

Количество ионов в

| | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 0,990 | 1,003 | 1,031 | 1,008 | 0,998 | 0,982 | 0,999 |
| Al | 0,029 | 0,006 | 0,029 | 0,015 | 0,011 | 0,006 | 0,015 |
| Ti | — | 0,003 | 0,004 | — | 0,001 | 0,015 | 0,006 |
| Fe ³⁺ | 0,003 | 0,029 | 0,021 | 0,013 | 0,011 | 0,009 | 0,012 |
| Mg | 1,800 | 1,736 | 1,636 | 1,628 | 1,807 | 1,719 | 1,723 |
| Fe ²⁺ | 0,159 | 0,145 | 0,173 | 0,270 | 0,159 | 0,239 | 0,218 |
| Mn | 0,003 | 0,003 | — | 0,005 | — | 0,004 | 0,006 |
| Ca | 0,006 | 0,044 | 0,036 | 0,009 | 0,006 | 0,005 | — |
| Ni | 0,005 | 0,003 | 0,006 | 0,005 | — | 0,002 | — |

Кристаллооптические свойства

| | | | | | | | |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-----|-------|-------|
| <i>Ng</i> | 1,684 | 1,686 | 1,690 | 1,694 | — | 1,694 | 1,700 |
| <i>Nm</i> | 1,668 | — | — | — | — | — | — |
| <i>Np</i> | 1,648 | 1,650 | — | 1,656 | — | 1,654 | 1,662 |
| +2V (град) | — | — | — | 89 | — | 89 | 91 |
| % <i>Fa</i> | 8,3 | 7,9 | 9,6 | 14,2 | 8,6 | 12,6 | 11,8 |

Параметры кристаллических

| | | | | | | | |
|----------|--------|--------|--------|--------|---|--------|--------|
| <i>a</i> | 4,763 | 4,765 | 4,763 | 4,774 | — | 4,765 | 4,762 |
| <i>b</i> | 10,243 | 10,241 | 10,247 | 10,251 | — | 10,243 | 10,237 |
| <i>c</i> | 6,000 | 5,997 | 5,996 | 6,012 | — | 6,004 | 6,000 |

| Оксиды | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 |
|--------------------------------|-------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 39,24 | 39,40 | 40,00 | 40,00 | 39,90 |
| TiO ₂ | 1,46 | 1,62 | Не обн. | Не обн. | 0,24 |
| Al ₂ O ₃ | 0,34 | 0,46 | 0,54 | 0,27 | 0,98 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,16 | Не обн. | 0,74 | 0,63 | 0,26 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,34 | 0,23 | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| FeO | 10,99 | 12,47 | 10,06 | 9,77 | 8,39 |
| MnO | 0,15 | 0,11 | 0,38 | 0,41 | 0,17 |
| MgO | 45,28 | 43,19 | 47,86 | 48,36 | 47,05 |
| CaO | 0,83 | 2,24 | Не обн. | Не обн. | 0,87 |
| NiO | 0,10 | 0,06 | 0,27 | 0,34 | Не обн. |
| Na ₂ O | 0,04 | 0,08 | Не обн. | 0,02 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,10 | 0,10 | 0,06 | 0,08 | 0,15 |

| 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 |
|---------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|--------|
| 11,19 | 13,40 | 6,42 | 7,76 | 9,38 | 8,91 | 7,55 | 14,12 |
| 0,23 | 0,51 | 0,37 | 0,13 | 0,06 | 0,32 | 0,10 | 0,69 |
| 46,32 | 45,06 | 49,56 | 48,73 | 47,85 | 46,88 | 48,70 | 44,30 |
| 0,25 | 0,24 | 0,27 | 0,64 | 0,37 | 0,27 | 0,74 | 0,77 |
| 0,04 | 0,01 | — | 0,23 | 0,14 | — | 0,13 | 0,16 |
| 0,08 | 0,26 | 0,11 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,08 |
| 0,13 | 0,03 | 0,15 | 0,10 | 0,13 | 0,20 | 0,10 | 0,22 |
| 0,02 | Сл. | 0,02 | Не обн. | 0,07 | Сл. | 0,14 | — |
| Не обн. | Не обн. | 0,20 | 0,44 | Не обн. | Не обн. | 0,16 | 0,24 |
| 0,16 | Сл. | 0,30 | — | 0,40 | — | 0,04 | — |
| 100,22 | 100,14 | 100,05 | 100,02 | 100,22 | 100,18 | 100,63 | 100,38 |

пересчете на $4(0)$

| | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,986 | 1,007 | 1,010 | 0,997 | 1,006 | 0,997 | 0,993 | 0,990 |
| 0,015 | — | 0,006 | 0,020 | 0,009 | 0,027 | 0,015 | 0,015 |
| 0,019 | — | 0,001 | 0,001 | 0,006 | — | 0,012 | 0,001 |
| 0,003 | 0,003 | 0,018 | 0,012 | — | 0,038 | 0,017 | 0,003 |
| 1,710 | 1,680 | 1,796 | 1,765 | 1,753 | 1,714 | 1,766 | 1,658 |
| 0,232 | 0,279 | 0,130 | 0,160 | 0,194 | 0,183 | 0,152 | 0,296 |
| 0,004 | 0,011 | 0,007 | 0,028 | 0,008 | 0,006 | 0,016 | 0,015 |
| 0,007 | 0,006 | 0,007 | 0,006 | 0,001 | 0,007 | 0,001 | 0,020 |
| — | — | — | 0,003 | 0,002 | — | 0,001 | 0,002 |

и содержание Fa

| | | | | | | | |
|-------|-------|-----|-------|-------|------|-------|------|
| 1,700 | 1,700 | — | 1,690 | 1,688 | — | 1,684 | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — |
| 1,662 | 1,660 | — | 1,650 | 1,650 | — | 1,648 | — |
| — | 88 | — | 87 | 86 | — | 86 | — |
| 12,1 | 14,4 | 7,6 | 8,9 | 10,0 | 11,4 | 8,7 | 15,3 |

решеток (Å)

| | | | | | | | |
|--------|--------|---|--------|--------|---|--------|---|
| 4,758 | 4,790 | — | 4,762 | 4,764 | — | 4,764 | — |
| 10,175 | 10,243 | — | 10,240 | 10,240 | — | 10,224 | — |
| 5,960 | 6,004 | — | 6,000 | 6,000 | — | 5,988 | — |

| 35 | 36 | 37 | 38 | 39 |
|---------|---------|---------|---------|-------|
| 39,70 | 39,76 | 40,00 | 40,16 | 40,12 |
| 0,17 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,24 |
| 0,52 | 0,68 | 0,84 | 0,81 | 0,53 |
| 0,57 | 0,54 | 0,52 | 0,40 | 0,42 |
| Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,22 |
| 9,99 | 12,50 | 11,93 | 12,42 | 12,16 |
| 0,22 | 0,27 | 0,24 | 0,37 | 0,27 |
| 45,12 | 45,43 | 45,64 | 44,80 | 45,30 |
| 2,08 | 0,23 | 0,35 | 0,69 | 0,37 |
| Не обн. | Не обн. | 0,23 | 0,19 | 0,06 |
| 0,15 | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,08 |
| 0,15 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,11 |

| Окислы | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 |
|-------------------------------|---------|---------|---------|---------|--------|
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,22 | Не обн. | Не обн. | 0,01 |
| П. п. п. | Не обн. | Не обн. | » | » | 1,84 |
| H ₂ O ⁻ | 0,16 | 0,31 | — | — | 0,16 |
| Сумма . . . | 100,28 | 100,49 | 99,92 | 99,88 | 100,13 |

Количество ионов в

| | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 0,976 | 0,988 | 0,988 | 0,987 | 0,992 |
| Al | 0,009 | 0,015 | 0,015 | 0,009 | 0,030 |
| Ti | 0,027 | 0,030 | — | — | 0,004 |
| Fe ³⁺ | 0,024 | — | 0,012 | 0,012 | 0,006 |
| Mg | 1,683 | 1,612 | 1,763 | 1,778 | 1,745 |
| Fe ²⁺ | 0,229 | 0,262 | 0,209 | 0,201 | 0,175 |
| Mn | 0,002 | 0,001 | 0,009 | 0,009 | 0,004 |
| Ca | 0,021 | 0,059 | — | — | 0,024 |
| Ni | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,006 | — |

Кристаллооптические свойства

| | | | | | |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>Ng</i> | 1,696 | 1,696 | — | — | 1,688 |
| <i>Nm</i> | — | — | 1,670 | 1,670 | — |
| <i>Np</i> | 1,658 | 1,658 | — | — | 1,652 |
| + 2 <i>V</i> (град) | — | 89 | — | — | 86 |
| % <i>Fa</i> | 13,1 | 14,0 | 11,2 | 10,7 | 9,4 |

Параметры кристаллически

| | | | | | |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|
| <i>a</i> | 4,747 | 4,750 | 4,772 | 4,771 | 4,759 |
| <i>b</i> | 10,200 | 10,237 | 10,232 | 10,230 | 10,221 |
| <i>c</i> | 5,976 | 5,992 | 6,003 | 6,001 | 5,992 |

Примечание. В скобках приведены результаты определений составов оливинов там определенных на микроанализаторе в составе оливина 14,4 вес. % FeO и 0,018 вес. % Cr₂O₃; в том числе CoO — 0,02 вес. %; 4 — из перидотита биотит-пироксенового (Егоров и др., 1961); то же; 7 — обр. 430, из меймечита с полнокристаллической основной массой; 8 — обр. 120, на микроанализаторе определено — FeO — 10,5, Cr₂O₃ — 0,069 вес. %; 9 — обр. 113р, из мейме 0,11 вес. %; 10 — обр. 156 из меймечита с полнокристаллической основной массой (Егоров и др., 1961); 12 — обр. 2996, центр зерна оливина из той же дайки (Мальков, 1971); 13 — среднее из 9 хим дайки пикритового порфирита с крупными «скелетными» кристаллами; 15 — обр. 112в-7, из «железистого порфирита». В том числе CoO — 0,015 вес. %. На микроанализаторе определено — из стекла и вкрапленников оливина. В том числе V₂O₅ — 0,05, Cr₂O₃ — 0,08, CoO — 0,01 вес. %; кинит?). **Интрузия Бор-Урах:** 19 — из оливинита интрузии (Ревертато, 1965); 20 — обр. части того же образца; 23 — обр. 521а, крупный кристалл оливина из пегматоидной жилы оливин-титаномагнетитовой жилы (Прохорова и др., 1966). **Интрузия Кудга:** 25 — обр. 314, рудного оливинита (Бутакова, Егоров, 1962); 28 — обр. 803, из порфиридного оливинита; 31 — обр. 816а-1, из крупнозернистой части того же образца; 32 — обр. 311к, из пегматоидной 0,01 вес. %; 34 — обр. 3316, оливин из оливинита с перовскитом; 35 — обр. 243а, из меллит-порфиридного оливинита; 37 — обр. 341-1, из крупных кристаллов образца 341; 38 — обр. винита.

особенно в дайках пикритовых порфиритов явно преобладают вкрапленники оливина, хорошая огранка которых заметна даже в образцах. В шлифах можно наблюдать, что такие вкрапленники в меймечитах нередко имеют сглаженные оплавленные контуры и глубоко корродированные центральные части кристаллов (см. табл. IV, 1, 2). Изредка в дайках меймечитов и пикритовых порфиритов встречаются очень крупные (до 7—8 см по удлинению) вкрапленники оливина (и их сростки), «скелетная» форма которых особенно хорошо видна на пришлифованной поверхности шлифа (табл. XVI, 1).

Для оливинов интрузивных и дайковых пород Маймеча-Котуйского района характерны наличие двойников трансляции и проявление отчетли-

| 35 | 36 | 37 | 38 | 39 |
|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Не обн. 1,24 | Не обн. » | Не обн. » | Не обн. » | Не обн. » |
| Не обн. | — | — | — | — |
| 99,91 | 99,49 | 99,89 | 99,96 | 99,88 |

пересчете на $4(O)$

| | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,996 | 0,995 | 0,995 | 0,999 | 0,998 |
| 0,015 | 0,031 | 0,024 | 0,024 | 0,015 |
| 0,003 | — | — | — | 0,005 |
| 0,012 | 0,009 | 0,009 | 0,009 | 0,009 |
| 1,686 | 1,691 | 1,690 | 1,656 | 1,682 |
| 0,209 | 0,262 | 0,248 | 0,258 | 0,254 |
| 0,005 | 0,006 | 0,004 | 0,009 | 0,005 |
| 0,056 | 0,006 | 0,011 | 0,018 | 0,008 |
| — | — | 0,003 | 0,003 | 0,001 |

и содержание Ca

| | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1,692 | 1,696 | 1,694 | 1,698 | 1,698 |
| — | — | — | — | — |
| 1,654 | 1,658 | 1,656 | 1,660 | 1,658 |
| 88 | — | 92 | 90 | 89 |
| 11,6 | 13,8 | 13,2 | 13,8 | 13,5 |

решеток (Å)

| | | | | |
|---|--------|--------|--------|--------|
| — | 4,772 | 4,771 | 4,765 | 4,747 |
| — | 10,224 | 10,250 | 10,244 | 10,178 |
| — | 6,011 | 6,010 | 6,004 | 5,968 |

на микроанализаторе «Камера». Гулинский массив: 1 — обр. 56-1, из дунита. По результа- 2 — обр. 1448, то же, (Егоров и др., 1961); 3 — обр. 196, из перидотита равномернозернистого. 5 — обр. 186г, из перидотита порфириовидного. В том числе CoO — 0,023 вес. %; 6 — обр. 185е, из меймечита с кристаллически зернистой основной массой. В том числе CoO — 0,018 вес. %, чита с микролитовой основной массой. На микроанализаторе определено — FeO — 8,64, Cr_2O_3 — др., 1961); 11 — обр. 299а, край зерна оливина из дайки меймечита № 16 (Мальков, 1971); анализ оливинов из дайковых тел меймечитов (Мальков, 1971); 14 — обр. 202б, оливин из вака — крупных кристаллов оливина в маломощной дайке меймечита; 16 — обр. 4в-5, из дайки FeO — 10,2, Cr_2O_3 — 0,009 вес. %; 17 — обр. 202а, из жилки пикритового порфирита, состоящей 18 — обр. 65-4, из пироксен-флогопит-оливин-нефелиновой породы магматического облика (шон- 535, то же; 21 — обр. 520, из мелкозернистого оливинита; 22 — обр. 520-1, из крупнозернистой в том числе Li_2O — 0,002, CoO — 0,005, V_2O_5 — 0,08 вес. %; 24 — обр. 411, из пегматоидной из рудного оливинита; 26 — обр. 806 из среднезернистого оливинита; 27 — обр. 2416а, из 29 — обр. 1150, из рудного оливинита (отчет); 30 — обр. 816а, из мелкозернистого оливинита; жилы оливинита; 33 — обр. 311ж, ювелирный хризолит из той же жилы. В том числе CoO — оливиновой породы. В том числе Co — 0,03 вес. %. Интрузия Одихинча: 36 — обр. 341, из 341-2, из клинопироксен-флогопит-оливиновой зоны; 39 — обр. 840а, из среднезернистого оли-

вой тонкой спайности по (010) (табл. XVI, 2). Особенно хорошо спайность проявлена в оливинитах интрузий Бор-Урях и Кугда. Причем в крупные кристаллах оливина из пегматоидных жил спайность (отдельность) четко фиксируется по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Менее отчетливо спайность по (010) проявлена во вкрапленниках оливина в меймечитах и пикритовых порфиритах.

Оливины с прекрасно выраженной спайностью слагают существенно оливинитовую интрузию Лесная Варака и оливинитовую часть массива Ковдор на Кольском полуострове (Кухаренко и др., 1965). В последнее время оливины со спайностью были обнаружены в альпинотипных гипер- базитах Японии, Северо-Востока СССР и в других местах. Изучение мине-

ралогии некоторых массивов альпинотипных гипербазитов позволило ряду исследователей (Курода, Мацухиса, 1970; Велинский, Пинус, 1969₁₋₂; Kuroda, Shimoda, 1967; и др.) прийти к выводу, что оливины со спайностью обладают специфическими чертами, отражающими условия их возникновения, особенности состава и кристаллической структуры (Пинус и др., 1973). Сопоставляя наши наблюдения с результатами других исследователей, в том числе с экспериментальными данными (Charman, 1969; Müller, Hogneman, 1969), можно уверенно предполагать, что основными причинами возникновения оливинов со спайностью в ультрабазитах Маймеча-Котуйского района Сибири и Кольского полуострова являются динамические нагрузки, возникающие при внедрении частично или полностью закристаллизованных ультраосновных тел, и отчасти последующее воздействие на эти породы высокотемпературных флюидов.

Результаты химических анализов оливинов из ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции приведены в табл. 3. Большинство анализов сделано в химической лаборатории ИГиГ СО АН, незначительная часть приводится по литературным данным. Выборочно некоторые пробы полностью или частично анализировались на микроанализаторе «Камека» (см. табл. 3, ан. 1, 3, 6). Данные, приведенные в табл. 3 или в подстрочных примечаниях к ней, показывают хорошую сходимость результатов химических анализов и определений на микроанализаторе. В этой же таблице приводятся расчетные количества ионов в кристаллохимических формулах, кристаллооптические данные и параметры кристаллических решеток оливинов.

Как следует из табл. 3, в ультрабазитах Маймеча-Котуйского района преобладают оливины магнезиального ряда, содержание *Fa* компонента в которых изменяется от 7,6 до 18,4%. Преобладают (35 анализов из 39) оливины с составом 8—14% *Fa*, что очень близко к средним составам оливинов из ультрабазитов других формаций (Пинус и др., 1973; Ковальский и др., 1969; Ильвицкий, Колбанцев, 1968). Распределение частоты встречаемости оливинов с различным составом в ультрабазитах Маймеча-Котуйского района показано на рис. 24.

Кроме общей высокой магнезиальности, для проанализированных оливинов характерно неравномерное, иногда довольно высокое (до 1,5—2,5 вес. %) содержание таких элементов, как титан, алюминий, трехвалентное железо, хром, кальций, натрий, калий. Присутствие некоторых из этих элементов в небольших количествах вполне объяснимо процессами изоморфизма и подтверждается определениями на микроанализаторе, в то время как более высокие содержания ряда элементов, по-видимому, связаны с различными микровключениями и аналитическими ошибками.

На микроанализаторе было установлено, что количество хрома в оливинах может достигать 0,11 вес. % (табл. 3, ан. 9), но обычно не превышает сотых долей процента. Н. В. Соболев (Соболев и др., 1971), изучавший поведение хрома в оливинах из меймечитов и из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитовых трубках, считает, что хром, входящий в решетку оливина в виде Cr^{+2} , может в совокупности с другими признаками служить критерием глубинности формирования пород. Более высокие содержания Cr_2O_3 в оливинах (до 0,34 вес. %), выявленные химическим анализом, по-видимому, обусловлены примесью рудных минералов. И наоборот, присутствие Fe_2O_3 в количествах, достигающих 2,8 вес. %, трудно объяснить только механической примесью в пробах рудных минералов. Скорее всего это связано с окислительной обстановкой среды, в которой происходит замещение Fe^{+2} на Fe^{+3} .

Следует подчеркнуть, что во всех проанализированных оливинах, за исключением четырех проб, присутствует кальций, количество которого иногда достигает 1—2 вес. % (см. табл. 3, ан. 4, 5, 8, 16, 31, 35 и др.). Распределение содержаний CaO в оливинах показано на рис. 25. Высокие содержания CaO (до 3,3 вес. %) характерны также для оливинов из интрузий

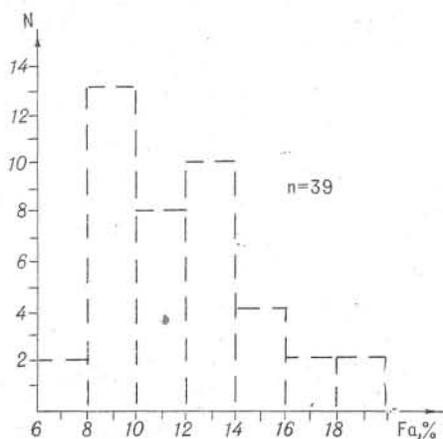


Рис. 24. Гистограмма распределений оливинов различного состава в ультрабазитах Маймеча-Котуйского района.

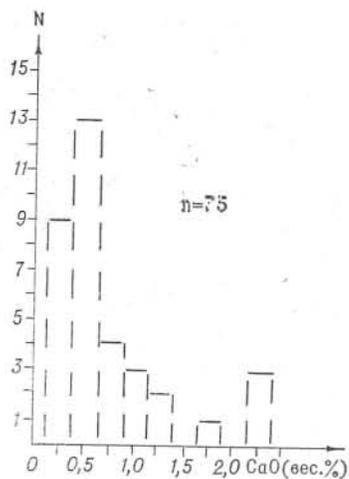


Рис. 25. Гистограмма распределений CaO (вес. %) в оливинах ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района.

ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965) и для оливинов из кимберлитов Сибири (Ковальский и др., 1969). В последние годы кальцийсодержащие (до 4,36 вес. % CaO) магнезиальные оливины были обнаружены в альпинотипных гипербазитах Северо-Востока СССР (Велинский и др., 1971). По данным Велинского с соавторами (1971), выявленные ими кальцийсодержащие магнезиальные оливины дополняют ранее отсутствующее звено в магнезиальных кальцийсодержащих разностях в ряду форстерит—фаялит.

Как следует из табл. 3 и рис. 25, в большинстве проанализированных оливинов (29 анализов из 35) содержание CaO не превышает 1,0 вес. %, что подтверждается и частными определениями кальция в оливинах на микроанализаторе. По-видимому, часть кальция в оливинах связана с закономерными вростками пироксена, нередко ассоциирующими в оливинах с пластинками и дендритами магнетита (табл. XV, 1). Повышенные содержания кальция в оливинах обусловлены как такими вростками, так и равномерным вхождением кальция в решетку оливина, что хорошо видно на приводимой фотографии (табл. XV, 2), полученной при скарировании зерна оливина в Ca_{KL} лучах. Возможность вхождения кальция (до 5 вес. % CaO) в решетку форстеритов в виде монтичеллитовой молекулы при кристаллизации сухих форстерит-монтичеллитовых расплавов подтверждается экспериментальными работами последних лет (Hatfield, Richmond, 1970; O'Hara, Bigger, 1969; Houngh Yi Yang, 1973).

Анализируя информацию, приведенную в табл. 3, и данные 35 дебаграмм для этих оливинов, мы попытались выявить существование зависимости содержания CaO в оливинах от их железистости, параметров кристаллической решетки и интенсивности рефлексов 020, 130, 131, 112.

В отличие от оливинов альпинотипных гипербазитов Северо-Востока СССР, для которых подобная зависимость выявлена (Пинус и др., 1973), для оливинов Маймеча-Котуйского района ее установить не удалось. Мы считаем, что возможность вхождения больших количеств кальция в решетку природных оливинов остается пока проблематичной. Результаты массовых определений содержания кальция и других элементов в оливинах, проведенные на микроанализаторе (Simkin, Smith, 1970; Stormer, 1973), показали, что количество CaO в природных оливинах глубинных пород не превышает 0,1—0,2 вес. %, повышаясь до 1,0—1,5 вес. % в оли-

Содержание элементов-примесей в оливинах по результатам полуквантитативного спектрального анализа (число анализов $n=30$)

| Элемент | Частота встречаемости | Содержание | | |
|---------|-----------------------|---------------|---------------------|---|
| | | пределы | среднее | в ультраосновных породах (по А. П. Виноградову, 1962) |
| Pb | 21 | 0,0001—0,001 | $4 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| Cu | 30 | 0,001—0,01 | $1,5 \cdot 10^{-2}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ |
| Sn | 13 | 0,0001—0,002 | $4 \cdot 10^{-4}$ | $5 \cdot 10^{-5}$ |
| Zr | 29 | 0,0001—0,002 | $4,9 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ |
| Ag | 18 | Сл.—0,0001 | $4,2 \cdot 10^{-4}$ | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| Zn | 30 | 0,007—0,05 | $2,7 \cdot 10^{-2}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ |
| Co | 30 | 0,005—0,03 | $2,1 \cdot 10^{-2}$ | $2 \cdot 10^{-2}$ |
| V | 19 | 0,0001—0,001 | $4,1 \cdot 10^{-4}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ |
| Ge | 4 (из 10) | 0,0001—0,0003 | $2 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-4}$ |
| Ga | 17 | Сл. — 0,001 | $6,4 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ |
| Sc | 7 (из 10) | Сл. — 0,001 | $1 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-4}$ |

винах гипабиссальных и эффузивных пород и в краевых зонах ксеногенных зерен оливинов в лавах базальтоидов. Составы оливинов при этом не коррелируют с содержанием в них кальция.

Какие-либо закономерности в распределении элементов-примесей в оливинах из различных типов ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района подметить не удалось. Общая оценка и характер распределения элементов-примесей в оливинах иллюстрируется табл. 4.

В заключение остановимся на характере распределения оливинов по типам пород, в первую очередь по разрезу Гулинского плутона.

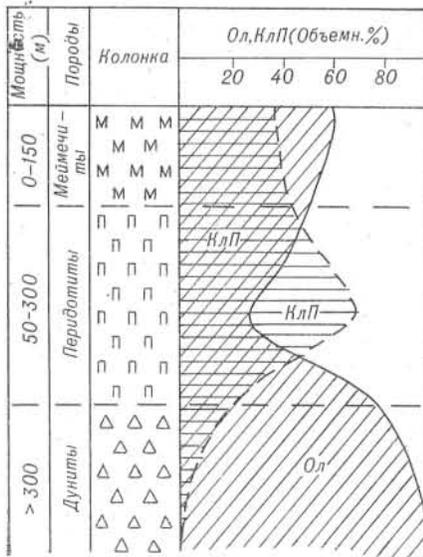


Рис. 26. Характер изменений количественных соотношений породообразующих минералов по разрезу верхней части Гулинского ультраосновного плутона.

По результатам химических анализов (см. табл. 3, ан. 1—10) и многочисленным замерам показателей преломления в иммерсионных жидкостях в составе оливинов из ультрабазитов Гулинского плутона содержание Fa изменяется от 8 до 24%, причем эти изменения происходят вполне закономерно по разрезу интрузии. На приведенном ниже (рис. 26) схематическом разрезе верхней части интрузии, вскрытой эрозией, даны пределы колебаний составов оливина по результатам химических анализов.

На этом рисунке видно, что наиболее магнезиальные оливины (9—12% Fa) образуют вкрапленники в меймечитах эндоконтактовой зоны плутона (в зоне закалки). В перидотитах с порфировидной и равномерной зернистой структурой, составляющих промежуточный горизонт между меймечитами и дунит-перидотитами, содержание Fa в оливинах повышается до 13—18, 5%. По иммерсионным замерам здесь же отмечают

ся как более магнезиальные вкрапленники, так и зерна оливина с содержанием Fa до 24%. Железистый оливин принадлежит мелким вкрапленникам второй генерации и, по-видимому, образует краевые зоны крупных магнезиальных кристаллов. В дунитах оливин содержит 9—14% Fa .

Количество вкрапленников оливина в меймечитах достигает 50—60% объема породы, в порфиroidных перидотитах уменьшается до 25—40, повышаясь в равномернозернистых перидотитах до 70—80, а в дунитах — до 90—95%. По разрезу интрузии в породах соответственно изменяется содержание клинопироксена, меняются характер микроструктур, петрохимические и геохимические особенности пород.

Наблюдаемое распределение составов оливинов по разрезу интрузии, а также перечисленные выше особенности пород хорошо подтверждают геологические данные об отсутствии четких границ между выделяемыми горизонтами массива, что связано с особенностями механизма формирования этого тела.

Наиболее постоянный и магнезиальный состав (8—9% Fa) имеют вкрапленники оливина в дайках меймечитов и пикритовых порфиритов. Причем анализ краевых и центральных зон вкрапленников (Мальков, 1971) показал их полную идентичность (см. табл. 3, ан. 11, 12). Для оливинитов интрузий Одихинча, Кугда, Бор-Урях характерно отсутствие какой-либо закономерности в распределении составов оливинов, содержащих от 7,7 до 15,3% Fa . Как магнезиальные, так и относительно железистые оливины слагают в этих массивах мелкозернистые, порфиroidные и пегматоидные разности пород. Судя по кристаллооптическим замерам, более железистые, хризолитовые, разности оливина чаще встречаются в пегматоидных, перекристаллизованных и метасоматически измененных породах.

Пироксены

В составе ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района встречается только клинопироксен, который, как и оливин, присутствует в породах в переменных количествах, имея разнообразные формы проявления и размеры зерен.

Клинопироксен преобладает в пироксенитах, где его содержание близко к 100%. В породах Гулинского плутона количество клинопироксена по разрезу сверху вниз постепенно увеличивается от меймечитов, где он составляет 35—40% объема пород, к перидотитам (40—60%) и заметно уменьшается (до 10—5% и меньше) в дунитах. В большом количестве (35—40%) клинопироксен присутствует также в основной массе дайковых тел меймечитов и пикритовых порфиритов.

В дайковых телах наиболее четко прослеживаются изменения в размерах и морфологии зерен клинопироксена — от микролитов и кристаллов игольчатой формы в краевых зонах тел к брусковидным короткопризматическим кристаллам в промежуточных зонах, постепенно сменяющимся по направлению к центру дайковых тел ксеноморфными зернами и крупными пойкилокристами. Подобная же эволюция форм зерен пироксена наблюдается в породах Гулинского плутона в направлении от меймечитов к дунит-перидотитам. Размер зерен клинопироксена при этом увеличивается по направлению от эндоконтактовых зон к центральным частям дайковых тел (или от меймечитов к перидотитам и дунитам Гулинского плутона) от долей миллиметра до 0,5—1,0 см, достигая 2—3 см в поперечнике в крупных пойкилокристах.

В других оливинитовых интрузиях клинопироксен присутствует в виде редких ксеноморфных зерен небольших размеров или совместно с метасоматическими минералами образует различнозернистые участки и жильные тела, развивающиеся по оливинитам. В существенно клинопироксе-

Результаты химических

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 49,64 | 50,43 | 50,32 | 45,61 | 50,56 | 49,44 |
| TiO ₂ | 2,55 | 1,82 | 1,91 | 5,65 | 2,26 | 2,12 |
| Al ₂ O ₃ | 2,80 | 2,58 | 2,61 | 3,90 | 1,25 | 1,62 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,15 | 2,64 | 2,84 | 4,01 | 0,73 | 1,31 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,38 | 0,11 | 0,22 | 0,08 | 0,24 | 0,24 |
| FeO | 3,17 | 3,21 | 3,08 | 6,05 | 5,87 | 5,15 |
| MnO | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,12 | He обн. | 0,04 |
| MgO | 16,57 | 16,20 | 16,06 | 13,28 | 14,92 | 15,45 |
| CaO | 21,22 | 21,74 | 21,28 | 20,12 | 22,07 | 22,42 |
| NiO | 0,05 | 0,05 | Сл. | 0,03 | He обн. | He обн. |
| Na ₂ O | 0,85 | 0,61 | 0,72 | 0,75 | 0,55 | 0,55 |
| K ₂ O | 0,09 | 0,05 | 0,10 | 0,39 | 0,06 | 0,06 |
| П. п. п. | He обн. | 0,57 | 0,65 | 0,59 | 1,45 | 1,05 |
| H ₂ O ⁻ | » | He обн. | He обн. | He обн. | 0,12 | 0,20 |
| Сумма | 99,53 | 100,07 | 99,85 | 100,58 | 100,08 | 99,65 |

Количество ионов

| | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 1,834 | 1,868 | 1,867 | 1,728 | 1,903 | 1,871 |
| Al | 0,120 | 0,115 | 0,116 | 0,159 | 0,060 | 0,073 |
| Ti | 0,046 | 0,017 | 0,017 | 0,113 | 0,037 | 0,056 |
| Mg | 0,916 | 0,893 | 0,888 | 0,751 | 0,836 | 0,872 |
| Fe ²⁺ | 0,100 | 0,100 | 0,096 | 0,190 | 0,185 | 0,166 |
| Mn | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | — | 0,001 |
| Fe ³⁺ | 0,062 | 0,071 | 0,080 | 0,114 | 0,019 | 0,037 |
| Cr | 0,013 | 0,005 | 0,006 | 0,001 | 0,009 | 0,006 |
| Ti | 0,028 | 0,034 | 0,036 | 0,036 | 0,029 | 0,003 |
| Al | — | — | — | — | — | — |
| Ca | 0,840 | 0,862 | 0,848 | 0,815 | 0,890 | 0,908 |
| Na | 0,066 | 0,044 | 0,048 | 0,054 | 0,042 | 0,042 |
| K | 0,004 | 0,001 | 0,004 | 0,018 | 0,004 | 0,004 |

Кристаллооптические

| | | | | | | |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>N_g</i> | 1,720 | 1,724 | 1,720 | 1,732 | 1,712 | 1,714 |
| <i>N_m</i> | — | — | — | — | — | — |
| <i>N_p</i> | 1,700 | 1,702 | 1,698 | 1,710 | 1,691 | 1,692 |
| +2 <i>V</i> (град) | 56 | 55 | 56 | 59 | 59 | 60 |
| <i>cNg</i> (град) | 44 | 43 | 42 | 46 | 42 | 42 |
| <i>f</i> | 15,03 | 16,07 | 16,54 | 28,82 | 19,62 | 18,88 |

анализов клинопироксенов

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|
| 50,48 | 51,03 | 50,50 | 51,02 | 51,00 | 50,80 | 50,80 |
| 2,00 | 1,80 | 1,40 | 2,00 | 1,40 | 1,60 | 2,15 |
| 1,30 | 1,72 | 1,55 | 1,72 | 1,72 | 1,67 | 1,89 |
| 0,04 | 1,91 | 1,35 | 1,56 | 1,52 | 1,79 | 3,09 |
| 0,34 | 0,03 | 0,21 | Сл. | 0,10 | 0,12 | 0,15 |
| 5,41 | 3,83 | 4,02 | 3,86 | 4,02 | 3,94 | 2,84 |
| 0,09 | 0,07 | 0,09 | Сл. | 0,09 | 0,06 | 0,16 |
| 17,41 | 15,39 | 17,38 | 15,39 | 15,56 | 15,72 | 16,09 |
| 21,25 | 23,19 | 21,53 | 23,19 | 23,43 | 22,95 | 20,59 |
| Не обн. | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 |
| 0,55 | 0,53 | 0,54 | 0,60 | 0,60 | 0,60 | 0,73 |
| 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,11 | 0,10 | 0,08 |
| 1,54 | 0,77 | 0,80 | 0,67 | 0,78 | 0,74 | 0,92 |
| 0,22 | 0,10 | 0,19 | 0,18 | 0,20 | 0,15 | 0,30 |
| 100,69 | 100,54 | 99,75 | 100,44 | 100,69 | 100,40 | 99,48 |

в пересчете на 6 (O)

| | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1,890 | 1,894 | 1,883 | 1,894 | 1,896 | 1,892 | 1,890 |
| 0,059 | 0,076 | 0,071 | 0,076 | 0,076 | 0,076 | 0,085 |
| 0,051 | 0,030 | 0,040 | 0,030 | 0,030 | 0,032 | 0,025 |
| 0,958 | 0,852 | 0,967 | 0,852 | 0,864 | 0,870 | 0,892 |
| 0,169 | 0,118 | 0,125 | 0,121 | 0,125 | 0,121 | 0,087 |
| 0,002 | 0,002 | 0,002 | — | 0,002 | — | 0,004 |
| — | 0,054 | 0,040 | 0,045 | 0,040 | 0,049 | 0,085 |
| 0,009 | — | 0,009 | — | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| 0,005 | 0,021 | — | 0,026 | 0,010 | 0,013 | 0,037 |
| — | — | — | — | — | — | — |
| 0,855 | 0,924 | 0,858 | 0,924 | 0,931 | 0,917 | 0,821 |
| 0,042 | 0,034 | 0,036 | 0,044 | 0,044 | 0,044 | 0,048 |
| 0,004 | 0,002 | 0,004 | 0,001 | 0,004 | 0,004 | 0,004 |

свойства, железистость

| | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1,712 | 1,716 | 1,712 | 1,712 | 1,714 | 1,715 | 1,712 |
| — | — | — | — | — | — | — |
| 1,690 | 1,694 | 1,690 | 1,690 | 1,690 | 1,692 | 1,692 |
| 58 | 60 | 58 | 58 | 58 | 60 | 60 |
| 42 | 43 | 42 | 42 | 43 | 44 | 43 |
| 15,00 | 16,80 | 15,40 | 16,31 | 16,52 | 16,67 | 16,17 |

| Оксиды | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|--------------------------------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|---------|
| SiO ₂ | 51,73 | 50,85 | 49,16 | 50,21 | 49,75 | 50,40 | 51,85 |
| TiO ₂ | 1,85 | 0,60 | 1,45 | 1,82 | 2,60 | 2,05 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 2,50 | 4,91 | 1,78 | 1,23 | 2,19 | 2,84 | 1,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,75 | 2,33 | 2,88 | 4,98 | 4,38 | 4,65 | 3,09 |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | 0,35 | — | — | 0,18 | Не обн. |
| FeO | 2,13 | 3,00 | 2,72 | 2,18 | 2,89 | 1,87 | 6,09 |
| MnO | — | — | 0,10 | — | 0,15 | 0,10 | 0,33 |
| MgO | 15,17 | 16,51 | 18,46 | 23,13 | 14,04 | 14,64 | 13,61 |
| CaO | 23,00 | 19,96 | 20,25 | 15,63 | 22,15 | 20,81 | 21,64 |
| NiO | — | — | 0,05 | — | — | 0,01 | Не обн. |
| Na ₂ O | 0,07 | 0,52 | 0,56 | 0,63 | 1,27 | 0,92 | 1,40 |
| K ₂ O | 0,10 | 0,02 | 0,05 | Сл. | 0,34 | 0,10 | 0,17 |
| П. п. п. | — | 0,78 | 2,64 | 0,77 | 0,48 | 0,76 | 0,25 |
| H ₂ O ⁻ | 0,07 | — | Не обн. | 0,19 | — | 0,25 | Не обн. |
| Сумма | 100,37 | 99,48 | 100,45 | 100,58 | 100,24 | 100,16 | 99,94 |
| Si | 1,888 | 1,873 | 1,845 | 1,831 | 1,854 | 1,880 | 1,947 |
| Al | 0,110 | 0,127 | 0,081 | 0,053 | 0,099 | 0,120 | 0,058 |
| Ti | 0,002 | — | 0,040 | 0,050 | 0,047 | — | — |
| Mg | 0,828 | 0,906 | 1,033 | 1,256 | 0,778 | 0,811 | 0,760 |
| Fe ²⁺ | 0,064 | 0,093 | 0,086 | 0,068 | 0,089 | 0,058 | 0,192 |
| Mn | — | — | 0,002 | — | 0,004 | 0,002 | 0,009 |
| Fe ³⁺ | 0,105 | 0,062 | 0,082 | 0,136 | 0,125 | 0,130 | 0,086 |
| Cr | — | — | 0,009 | — | — | 0,004 | — |
| Ti | 0,051 | 0,017 | — | — | 0,027 | 0,059 | — |
| Al | — | 0,086 | — | — | — | 0,001 | 0,006 |
| Ca | 0,900 | 0,790 | 0,814 | 0,609 | 0,886 | 0,832 | 0,871 |
| Na | 0,004 | 0,034 | 0,040 | 0,044 | 0,088 | 0,068 | 0,104 |
| K | 0,004 | — | 0,002 | — | 0,012 | 0,004 | 0,009 |
| Ng | 1,715 | 1,719 | 1,716 | 1,706 | 1,710 | 1,718 | 1,722 |
| Nm | 1,702 | — | — | 1,682 | 1,700 | — | — |
| Np | 1,695 | 1,691 | 1,696 | 1,678 | 1,686 | 1,696 | 1,700 |
| +2V(град) | 53 | 57 | 54 | 59 | 62 | 56 | — |
| cNg(град) | 46 | 49 | 44 | 37 | 42 | 44 | — |
| f | 16,95 | 14,61 | 13,98 | 14,07 | 21,57 | 18,82 | 26,78 |

Примечание. Гулинский массив: 1—обр. 185е, из порфириовидного перидотита; 2—обр. 186г, то же; 3—обр. 120, из меймечита; 4—обр. 4в-5, из дайки пикритового порфирита. В том числе СоО—Сл.; 5—обр. 798, из пироксенита. В том числе P₂O₅—0,18 вес. %; 6—обр. 798а, то же. В том числе P₂O₅—0,13 вес. %; 7—обр. 798д, то же. В том числе P₂O₅—0,10 вес. %; 8—обр. 781в, то же. В том числе СО₂—0,04 вес. %; 9—обр. 799г, то же. В том числе P₂O₅—0,01, СО₂—0,04 вес. %; 10—обр. 799з, то же. В том числе P₂O₅—0,10, СО₂—0,04 вес. %; 11—обр. 799л, то же. В том числе P₂O₅—0,03, СО₂—0,04 вес. %; 12—обр. 799м, то же. В том числе P₂O₅—0,01, СО₂—0,04 вес. %; 13—обр. 77-2, из пироксен-флогопитовой породы с гнездами нефелина среди дунитов Гулинского массива. Правобережье р. Маймечи. В том числе СоО—0,004, P₂O₅—0,04, V₂O₅—0,04, Li₂O—0,038 вес. %; 14—обр. 1252, из рудного пироксенита г. Холуда (Егоров и др., 1961); 15—обр. 361, то же, верховья р. Селанды. В том числе P₂O₅—0,09 вес. % (Бутакана, Егоров, 1962); 16—обр. 196, из перидотита (с флогопитом). Правобережье р. Маймечи; 17—обр. 353, то же г. Холуда (Егоров и др., 1961). С. М. Прохорова (Прохорова и др., 1966) считает этот клинопироксен метасоматическим; 18—обр. 735, из биотит-пироксенового перидотита. Гулинский массив, район флогопитового месторождения (Эпштейн и др., 1961); 19—обр. 65-4, из пироксен-оливин-флогопит-нефелиновой породы интрузивного облика (шонкингит?). В том числе Li₂O—0,038, P₂O₅—0,14, V₂O₅—0,06, СоО—0,004 вес. %; 20—обр. 466/69, монокристалл клинопироксена из флогопитового рудного тела. Гулинский массив, район месторождения. В том числе P₂O₅—0,17 вес. %.

новых жильных телах Гулинского плутона формы проявления и размеры кристаллов пироксена еще более разнообразны (см. раздел 1 настоящей главы).

В табл. 5 приведены химические анализы клинопироксенов из различных ультраосновных пород и пироксенитов Гулинского плутона. Здесь же помещены расчетные количества ионов в кристаллохимических формулах, кристаллооптические данные и цифры железистости минералов. Как видим, проанализированные клинопироксены имеют близкий химический состав и по целому ряду признаков в существующих классификациях (Дир и др., 1965; Трегер, 1958; Винчелл, 1949; Гинзбург, 1970) должны именоваться авгитами (в том числе титанистыми) или диопсид-авгитами, как это предлагает делать А. А. Кухаренко (1962) для клинопироксенов из аналогичных интрузий Кольского полуострова. Н. Л. Добрецовым и др. (1974) подобные пироксены именуется фассаитами.

В табл. 5 приведены анализы как несомненно магматических клинопироксенов (ан. 1—4), отобранных из порфировидных перидотитов, меймечитов и дайки пикритового порфирита, так и клинопироксенов из пироксенитов (ан. 5—10), которые мы считаем метасоматическими. Остальные анализы (ан. 16—20) относятся к пироксенам, принадлежность которых к одной из этих групп не достаточно ясна. Так, в перидотитах (ан. 16—19) совместно с магматическим клинопироксеном может присутствовать и метасоматический пироксен с теми же или близкими свойствами, нередко ассоциирующий с флогопитом и рудным минералом. Анализы 18, 19, 20 принадлежат клинопироксенам с повышенным содержанием щелочей (прежде всего натрия), что характерно для пироксенов, ассоциирующих с щелочными минералами (флогопит, нефелин) в метасоматических зонах или в магматических нефелин-пироксеновых породах. Вынесенные на тройную диаграмму (рис. 27) точки составов клинопироксенов кучно расположились в области авгит-диопсидового поля, перекрывая друг друга.

Близость химических составов клинопироксенов из различных по генезису пород и малое количество проанализированных проб не позволяют пока выявить какие-либо четкие критерии различий между магматическими и метасоматическими клинопироксенами. Для решения этой важной задачи необходим более обширный аналитический материал и четкая уверенность в магматической природе одной из сравниваемых групп*. Именно такие, несомненно, магматические клинопироксены присутствуют в меймечитах, порфировидных перидотитах и пикритовых порфиритах. Причем клинопироксен более пикритовых порфиритов (см. табл. 5, ан. 4) по сравнению с другими магматическими клинопироксенами содержит гораздо больше титана, алюминия,

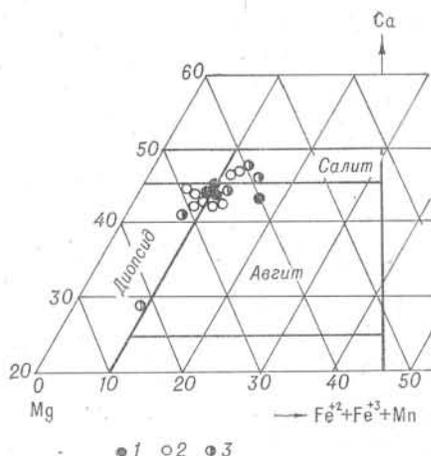


Рис. 27. Расположение точек составов клинопироксенов из ультраосновных пород Гулинской интрузии (см. табл. 5) на диаграмме Хесса (Дир и др., 1965):

1 — клинопироксены магматических пород; 2 — клинопироксены из пироксенитов; 3 — прочие клинопироксены.

* Такая работа начата в лаборатории петрологии магматических пород ИГиГ СО АН. Выявление существенных различий между магматическими и метасоматическими клинопироксенами имеет важное значение не только для ультраосновных пород формации ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, но и для гипербазитов складчатых областей (Урал, Северо-Восток СССР и др. районы), где выделяются комплексы полосчатых (пироксенизированных) душтов нередко с хромитовым или магнетитовым оруденением.

Содержание элементов-примесей в клинопироксенах по результатам полуколичественного спектрального анализа (число анализов $n=24$)

| Элемент | Частота встречаемости | Содержание | | |
|---------|-----------------------|--------------|---------------------|--|
| | | пределы | среднее | в ультраосновных породах (по А. П. Виноградову, 1962 г.) |
| Pb | 20 | 0,0001—0,007 | $1,3 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| Cu | 24 | 0,001 —0,02 | $4,1 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ |
| Sn | 16 | 0,0001—0,001 | $5,8 \cdot 10^{-4}$ | $5 \cdot 10^{-5}$ |
| Zr | 24 | 0,001 —0,01 | $1,4 \cdot 10^{-2}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ |
| Ag | 18 | Сл. —0,001 | $1,5 \cdot 10^{-4}$ | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| Zn | 18 | 0,003 —0,01 | $4,7 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ |
| Co | 24 | 0,001 —0,01 | $4,1 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-2}$ |
| V | 24 | 0,005 —0,01 | $1,2 \cdot 10^{-2}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ |
| Ge | 11(из 12) | 0,0001—0,005 | $2,2 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-4}$ |
| Ga | 24 | 0,0001—0,001 | $6,1 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ |
| Sc | 12(из 12) | 0,002 —0,004 | $3 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-4}$ |
| Y | 11 | 0,001 —0,002 | $1,1 \cdot 10^{-3}$ | — |
| Yb | 9 | 0,0001—0,001 | $6,7 \cdot 10^{-4}$ | — |
| Sr | 12(из 12) | 0,01 —0,1 | $3 \cdot 10^{-2}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ |

суммарного железа, в том числе трехвалентного, и существенно меньше магния. Его общая железистость ($f=28,8\%$) почти в два раза выше железистости других магматических клинопироксенов. Эти различия могут служить еще одним косвенным доказательством принадлежности меймечитов (порфиридных перидотитов) и пикритовых порфиритов к разным, вполне самостоятельным группам пород.

Большинство элементов-примесей в клинопироксенах содержится в кларковых или близких к ним количествах, как это показано в табл. 6.

Минералы группы серпентина

Минералы этой группы замещают изученные ультраосновные породы крайне неравномерно. Наиболее интенсивно серпентинизированы породы Гулинского плутона, среди которых дуниты и меймечиты нередко бывают изменены до сплошных серпентинитов, в то время как перидотиты, дайковые меймечиты и пикритовые порфириты всегда имеют более свежий облик. Оливиниты других интрузий района в противоположность ультрабазитам Гулинского плутона имеют всегда очень свежий облик и почти не серпентинизированы. Такая же свежесть пород характерна и для оливинитовых интрузий Кольского полуострова (интрузии Лесная Варака, Ковдор). Серпентин не только замещает породообразующие минералы ультрабазитов, но и образует среди дунитов и оливинитов обособленные мономинеральные жилы различной размерности.

В ультраосновных породах серпентинизации в первую очередь подвергается оливин, по которому минерал развивается в виде петель или субпараллельных микропрожилков (см. табл. II, 2; XIV, I, 2). Минерал, слагающий петли и прожилки, представлен лизардитом I генерации, псевдоволокна которого, имеющие отрицательное удлинение, обычно располагаются нормально или под углом к зальбандам жилок. Лизардит II генерации, также имеющий отрицательное удлинение псевдоволокон, нередко замещает зерна оливина внутри петель. Отрицательное удлинение волокон лизардита, как подчеркивает В. Р. Артемов (1970), — наиболее характерный признак, отличающий его от антигорита и хризотила.

Показатели преломления lizardita I и II генерации соответственно равны: $N_g=1,568-1,572$, $N_p=1,560-1,564$ и $N_g=1,566-1,568$, $N_p=1,560-1,564$.

Присутствие антигорита в серпентинизированных породах устанавливается только предположительно по пластинчатой, игольчатой и лучистой форме зерен минерала, имеющего более высокое двупреломление, чем lizardit, и по данным рентгенографии (совместно с другими разновидностями). По-видимому, значительный объем среди минералов группы серпентина, замещающих ультрабазиты и образующих «смешанные» серпентиниты, принадлежит хризотилу. Форма проявления и агрегатное состояние минерала разнообразны. Он встречается в ультрабазитах с петельчатой структурой серпентинизации в виде более поздних микропрожилков с положительным удлинением поперечно расположенных волокон, мелкочешуйчатый и мелковолоконистый агрегат минерала выполняет миндалины и замещает основную массу и вкрапленники оливина в меймечитах, пикритовых порфиритах и порфиридных перидотитах, а также формирует самостоятельные тела или участвует в строении полиминеральных жил в дунитах и оливинитах.

Среди дунитов Гулинского плутона изредка встречаются жилы «каменного» хризотила мощностью до 10—15 см и протяженностью до первых десятков метров. Чаще среди дунитов и оливинитов отмечаются небольшие гнезда и жилы переменной мощности (первые сантиметры), сложенные плотным «офитом», имеющим пятнистую или однотонную светлую окраску. Рентгеноструктурным и термографическим анализом среди подобных образований выделяются клино- и ортохризотилы (шестислойные серпентины), встречающиеся как совместно, так и порознь. Так, например, среди ультрабазитов Гулинского плутона клино- и ортохризотилы образуют жилы небольшой мощности и протяженности (первые метры), хорошо следящиеся по высыпкам пород, гнезда неправильной формы, округлые желваки (до нескольких сантиметров в поперечнике) и массу разнообразных микропрожилков. По внешнему виду это плотные светлоокрашенные породы, плохо расщепляющиеся на отдельные волокна и чаще представленные плотными эмалевидными массами с раковистым изломом. В шлифах минерал имеет желтоватую или золотистую окраску, низкое двупреломление, иногда слабо плеохроирует. Размер волокон, пластинок и сноповидных пучков не превышает 0,5—3,0 мм. Погасание вдоль волокон прямое, удлинение положительное. Показатели преломления следующие: $N_g=1,560-1,566$, $N_p=1,553-1,560$. На термограммах хризотилов четко фиксируется два эндотермических минимума при 100—110 и 715—720°C соответственно, а также один экзотермический максимум при 800—815°C.

Шестислойный серпентин (унстит) широко замещает также основную массу и особенно вкрапленники оливина в таких породах, как меймечиты, порфиридные перидотиты, пикритовые порфириты. Он является одним из самых поздних серпентиновых минералов, образующих микрочешуйчатые агрегаты с низким двупреломлением и показателем преломления $N_m=1,562$. Судя по наблюдаемым взаимоотношениям, эмалевидные прожилки ортохризотила развиваются по клинохризотилу.

В оливинитах других интрузий (Бор-Урях, Кугда, Одихинча) хризотил встречается как в виде самостоятельных проявлений, так и в составе полиминеральных образований, слагающих жилы тела сложного состава с гнездами ювелирного хризолита (интрузия Кугда). Серпентин в таких жилах представлен плотными светлоокрашенными эмалевидными массами с раковистым изломом. В шлифах минерал образует агрегат беспорядочно расположенных пластинок и чешуек желтоватой окраски с низким двупреломлением, обнаруживающих под электронным микроскопом волокнистое и столбчатое строение (длина волокон достигает 0,01—0,5 мкм). Показатели преломления минерала следующие: $N_g=1,566-1,558$, $N_p=1,552-1,554$.

Результаты химических анализов серпентинов из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|--------|---------|
| SiO ₂ | 38,36 | 38,58 | 40,38 | 38,82 | 38,88 | 40,47 | 39,72 | 40,27 |
| TiO ₂ | Сл. | 0,27 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | Сл. | 0,40 | 0,40 |
| Al ₂ O ₃ | 5,87 | 0,38 | Не обн. | 0,29 | 0,08 | Сл. | 0,32 | 0,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,75 | 5,40 | 2,92 | 5,02 | 4,79 | 3,44 | 3,07 | 0,71 |
| FeO | 2,24 | 1,87 | 0,56 | Не обн. | Не обн. | 1,41 | 1,71 | 0,07 |
| MnO | 0,06 | 0,40 | 0,05 | 0,09 | 0,40 | 0,04 | 0,40 | — |
| MgO | 35,22 | 39,67 | 41,02 | 40,64 | 40,94 | 41,55 | 40,27 | 39,95 |
| CaO | 0,38 | Сл. | — | — | — | Сл. | — | 1,03 |
| Na ₂ O | Не обн. | 0,39 | 0,40 | 0,41 | 0,61 | 0,07 | 0,44 | 0,40 |
| K ₂ O | » | Не обн. | 0,42 | 0,03 | 0,03 | 0,47 | 0,03 | Сл. |
| NiO | Сл. | 0,04 | — | — | — | 0,05 | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | » | 0,01 | — | 0,01 | Не обн. | 0,02 | Сл. | — |
| P ₂ O ₅ | » | 0,26 | 0,06 | 0,09 | 0,07 | Сл. | 0,09 | Не обн. |
| П. п. п. | 12,74 | 12,43 | 14,48 | 14,30 | 14,18 | — | 14,69 | — |
| H ₂ O ⁺ | — | — | — | — | — | 12,94 | — | 14,32 |
| H ₂ O ⁻ | 1,94 | 0,18 | — | — | — | 0,07 | — | 2,95 |
| С у м м а . . | 100,56 | 99,58 | 100,06 | 99,74 | 99,72 | 99,33 | 100,24 | 100,40 |
| CO ₂ | — | 0,35 | — | 0,36 | 0,46 | — | 0,72 | Не обн. |
| S _{общ} | — | Сл. | — | 0,03 | 0,02 | — | 0,01 | — |

Количество ионов, рассчитанное на 9(O,OH)

| | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 1,832 | 1,846 | 1,935 | 1,878 | 1,877 | 1,924 | 1,915 | 1,968 |
| Al | 0,468 | 0,023 | — | 0,017 | 0,006 | — | 0,017 | 0,032 |
| Fe ³⁺ | — | 0,131 | 0,065 | 0,105 | 0,117 | 0,076 | 0,068 | — |
| Al | 0,164 | — | — | — | — | — | — | 0,003 |
| Fe ³⁺ | 0,138 | 0,065 | 0,038 | 0,075 | 0,057 | 0,032 | 0,042 | 0,023 |
| Fe ²⁺ | 0,090 | 0,075 | 0,024 | — | — | 0,043 | 0,070 | 0,003 |
| Mn | — | 0,003 | — | 0,003 | 0,003 | — | 0,003 | — |
| Mg | 2,501 | 2,833 | 2,927 | 2,930 | 2,944 | 2,927 | 2,896 | 2,906 |
| Ca | 0,021 | — | — | — | — | — | — | 0,053 |
| Na | — | 0,036 | 0,036 | 0,038 | 0,058 | 0,006 | 0,006 | 0,012 |
| K | — | — | 0,006 | — | — | 0,012 | — | — |
| OH | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 |
| H ₂ O | 0,34 | 0,04 | 0,32 | 0,31 | 0,28 | 0,05 | 0,36 | 0,81 |
| <i>f</i> | 8,3 | 9,0 | 4,1 | 5,9 | 5,6 | 4,9 | 5,5 | 0,9 |

Примечание. 1 — серпентин из меймечита (Егоров и др., 1961); 2 — обр. 149м, «каменный» хризотил из жилы в дунитах; 3, 4, 5 — шестислойные серпентины (унситы) из ультрабазитов Гулинского плутона (материалы Л. С. Егорова); 6 — обр. 311з, хризотил из жилы в оливинитах интрузии Кудга; 7 — то же (материалы Л. С. Егорова); 8 — сунгулит (кольснит) из жил в оливинитах интрузии Лесная Варана, Кольский полуостров. Среднее из трех анализов (Рухаренко и др., 1965).

Мы располагаем несколькими химическими анализами серпентинов из ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйского района, которые приведены в табл. 7. Здесь же даны расчетные количества катионов минералов по методу В. С. Соболева (1949) и их железистость $f = \frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg}$.

Основная масса приведенных анализов (ан. 1—5) относится к серпентинам из ультраосновных пород Гулинского плутона. Для серпентина из меймечитов (ан. 1) характерно необычно высокое содержание алюминия (5,87 вес. % Al_2O_3) и железистость $f=8,3$. Близкую железистость ($f=9,0$) имеет и «каменный» хризотил (ан. 2) из жилы в дунитах. Все другие химические анализы серпентинитов характеризуют эмалевидные плотные «офиты» с низкой железистостью ($f=4,1-5,9$), определенные при более точных исследованиях как хризотилы. Для сравнения в табл. 7 приведен анализ сунгулита (ан. 8), многочисленные жилы которого рассекают абсолютно свежие оливиниты интрузии Лесная Варака (Кольский полуостров).

Рудные акцессорные минералы

Рудные акцессорные минералы ультрабазитов нами специально не изучались. Акцессорный характер рудных минералов отчетливо устанавливается только в ультраосновных породах Гулинского плутона и в дайковых телах меймечитов и пикритовых порфиринов. Прежде всего это относится к титаномagnetиту и хромиту. Форма проявления и характер их распределения в породах охарактеризованы выше. Поэтому остановимся только на некоторых особенностях химических составов этих минералов.

В табл. 8 приведены химические составы акцессорных титаномagnetитов (ан. 1—4) из ультраосновных пород Гулинского плутона, а также для сравнения составы титаномagnetитов (ан. 5, 6) из рудных пироксенитов этой же интрузии и рудных оливинитов интрузии Кугда (ан. 7). Как следует из таблицы, для акцессорных титаномagnetитов Гулинского плутона характерно постоянное высокое содержание титана, магния и кремния, что, по мнению Баддингтона с соавторами (Buddington et al., 1955), присуще magnetитам, кристаллизовавшимся из расплава одновременно с силикатной фазой. В отличие от них титаномagnetиты из рудных пироксенитов содержат незначительное количество вышеуказанных элементов. Следует отметить, что титаномagnetиты рудных пироксенитов по составу близки к титаномagnetитам из рудных оливинитов других интрузий.

Химические анализы акцессорных хромитов из дунитов Гулинской интрузии (табл. 9, ан. 1, 2) заимствованы нами из работы Л. С. Егорова и др. (1961). По особенностям химического состава минерал следует именовать хромикотитом. В табл. 9 приведен анализ (ан. 3) зеленой шпинели, встречающейся в качестве акцессорной примеси в титаномagnetитовых рудах интрузии Бор-Урях. Судя по составу, минерал относится к магнетитовому герцениту.

Приводимые в табл. 9 другие анализы акцессорных рудных минералов (ан. 5—12) были получены на микроанализаторе. Анализы 5—9 характеризуют акцессорные хромиты из ультраосновных пород Гулинского плутона и дайкового комплекса. Анализы 10—12 принадлежат ильменитам из этих же пород. По высокому содержанию титана, алюминия и магния хромиты из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района вполне сопоставимы с акцессорными хромитами из кимберлитов севера Сибирской платформы (Соболев, 1974), но существенно отличаются от акцессорных хромитов из ультрабазитов геосинклинальных зон (Пинус, Велинский и др., 1973). Акцессорные ильмениты содержат незначительную примесь хрома и повышенные количества магния и марганца.

Присутствие акцессорных минералов в других оливинитовых интрузиях затушевано широко развитыми здесь метасоматическими минера-

Химические анализы титаномagnetитов

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|-------|
| SiO ₂ | 3,60 | 7,60 | 3,48 | 1,30 | 1,40 | 1,55 | 0,17 |
| TiO ₂ | 11,50 | 10,80 | 10,30 | 10,65 | 15,90 | 16,00 | 11,12 |
| Al ₂ O ₃ | 2,11 | 1,95 | 1,88 | 3,15 | 2,60 | 1,34 | 2,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 40,36 | 40,07 | 36,28 | 36,39 | 43,10 | 42,43 | 48,30 |
| Cr ₂ O ₃ | 8,40 | 5,35 | 7,10 | 12,00 | 0,17 | 0,27 | 0,22 |
| FeO | 22,34 | 23,53 | 32,36 | 30,30 | 29,65 | 30,86 | 26,26 |
| MnO | 0,62 | 0,40 | 1,04 | 0,53 | 0,28 | 0,29 | 0,28 |
| CoO | 0,03 | 0,04 | — | — | 0,02 | 0,02 | 0,05 |
| NiO | 0,22 | 0,15 | — | 0,06 | 0,19 | 0,22 | — |
| MgO | 10,02 | 8,97 | 6,59 | 4,70 | 6,29 | 5,69 | 10,35 |
| CaO | Не обн. | 0,12 | Не обн. | Сл. | Не обн. | 0,71 | 0,24 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,10 | 0,07 | 0,06 | 0,09 | 0,20 | 0,09 |
| K ₂ O | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,06 | 0,11 | 0,05 |
| P ₂ O ₅ | 0,40 | 0,24 | 0,16 | 0,06 | 0,18 | 0,09 | 0,18 |
| V ₂ O ₅ | 0,23 | 0,26 | 0,17 | Сл. | 0,16 | 0,10 | 0,11 |
| H ₂ O | — | — | — | 0,30 | 0,32 | 0,16 | — |
| П. п. п. | Не обн. | 0,60 | — | Не обн. | — | — | — |
| Сумма . . | 100,01 | 100,25 | 99,50 | 99,60 | 100,41 | 100,04 | 99,66 |

Количество ионов в пересчете на 4 (O)

| | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 0,121 | 0,242 | 0,122 | 0,047 | 0,048 | 0,057 | 0,004 |
| Al | 0,081 | 0,077 | 0,080 | 0,132 | 0,108 | 0,055 | 0,084 |
| Cr | 0,222 | 0,139 | 0,199 | 0,336 | 0,004 | 0,009 | 0,004 |
| Fe ³⁺ | 1,016 | 0,967 | 0,958 | 0,975 | 1,123 | 1,086 | 1,272 |
| Ti | 0,290 | 0,260 | 0,272 | 0,285 | 0,414 | 0,421 | 0,293 |
| V | 0,004 | 0,008 | 0,004 | — | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| P | 0,012 | 0,004 | 0,004 | — | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| Mg | 0,500 | 0,474 | 0,346 | 0,249 | 0,324 | 0,297 | 0,554 |
| Ni | 0,006 | 0,004 | — | 0,002 | 0,006 | 0,006 | — |
| Fe ²⁺ | 0,625 | 0,630 | 0,950 | 0,898 | 0,859 | 0,905 | 0,767 |
| Mn | 0,016 | 0,012 | 0,032 | 0,017 | 0,008 | 0,008 | 0,008 |
| Co | — | — | — | — | — | — | — |
| Ca | — | 0,004 | — | — | — | 0,026 | 0,008 |
| Na | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,012 | 0,008 |
| K | 0,004 | 0,004 | 0,002 | 0,004 | 0,002 | 0,004 | — |

Параметры элементарной ячейки (Å)

| | | | | | | | |
|---|-------|---|-------|---|---|---|-------|
| a | 8,390 | — | 8,386 | — | — | — | 8,390 |
|---|-------|---|-------|---|---|---|-------|

Примечание. 1—обр. 120, из меймечита, Гулинский массив; 2—обр. 451, из порфировидного перидотита, там же; 3—обр. 196, из равнозернистого перидотита, там же; 4—обр. 771а, из дунита, там же; 5—обр. 798, из шпроксенита, там же; 6—обр. 798а, то же; 7—обр. 314, из рудного оливинита, интрузия Кудда.

лами, в том числе рудными. Б. П. Золотарев (1971), специально занимавшийся изучением морфологии и статистическим распределением содержащих аксессуарных минералов в сложных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского района Сибири и Кольского полуострова, пришел к выводу, что в оливинитах присутствуют две генерации титаномagnetита: первичный магматический и более поздний, метасоматический. Последний количественно преобладает.

Опираясь на статистически обработанные данные по морфологии, составу, физическим свойствам, особенностям распределения аксессуарных

Химические составы аксессуарных хромшпиннелей и ильменитов из ультраосновных пород

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|-------|---------|-------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 0,64 | 1,56 | — | 2,31 | 0,07 | 0,02 | Не обн. | 0,09 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| TiO ₂ | 5,06 | 4,40 | — | 3,33 | 7,78 | 5,40 | 3,26 | 5,21 | 4,70 | 53,64 | 54,49 | 52,04 |
| Al ₂ O ₃ | 8,52 | 7,40 | 55,88 | 8,17 | 5,25 | 6,55 | 5,75 | 6,44 | 5,25 | 0,02 | 0,04 | 0,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,11 | 19,34 | 12,06 | 17,04 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | 36,24 | 41,36 | 0,01 | 35,80 | 27,71 | 36,94 | 49,12 | 44,14 | 37,08 | 0,37 | 0,27 | 0,51 |
| FeO | 25,94 | 15,70 | 11,07 | 17,24 | 50,41 | 37,64 | 23,54 | 23,77 | 33,31 | 37,95 | 36,56 | 39,38 |
| MgO | 9,08 | 10,23 | 20,12 | 13,74 | 6,89 | 9,70 | 14,69 | 16,19 | 11,81 | 5,48 | 8,56 | 5,84 |
| MnO | Сл. | 0,33 | 0,05 | 0,17 | 0,41 | 0,38 | 0,23 | 0,23 | 0,29 | 1,23 | 0,72 | 1,53 |
| CaO | 0,10 | Не обн. | 0,82 | 1,63 | Не обн. |
| П. п. п. | 0,87 | 0,23 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁻ | 0,25 | — | — | 0,72 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма . . | 98,81 | 100,55 | 99,91 | 100,15 | 98,54 | 96,64 | 96,59 | 96,06 | 92,49 | 98,72 | 100,36 | 99,40 |

Количество ионов в пересчете на 4 (O), для ильменитов на 6(O)

| | | | | | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 0,023 | 0,053 | — | 0,075 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Al | 0,344 | 0,286 | 1,711 | 0,315 | 0,209 | 0,265 | 0,228 | 0,248 | 0,220 | — | — | — |
| Cr | 0,987 | 1,070 | — | 0,925 | 0,735 | 0,977 | 1,289 | 1,151 | 1,025 | 0,017 | 0,011 | 0,006 |
| Fe ³⁺ | 0,315 | 0,474 | 0,239 | 0,417 | 0,790 | 0,574 | 0,360 | 0,406 | 0,555 | 0,027 | 0,058 | 0,065 |
| Ti | 0,133 | 0,107 | — | 0,080 | 0,200 | 0,138 | 0,082 | 0,128 | 0,125 | 1,972 | 1,934 | 1,915 |
| Mg | 0,469 | 0,496 | 0,786 | 0,671 | 0,349 | 0,490 | 0,730 | 0,792 | 0,620 | 0,400 | 0,607 | 0,426 |
| Fe ²⁺ | 0,747 | 0,429 | 0,243 | 0,470 | 0,634 | 0,499 | 0,286 | 0,238 | 0,421 | 1,542 | 1,392 | 1,550 |
| Mn | — | 0,008 | — | 0,006 | 0,012 | 0,012 | 0,006 | 0,006 | 0,009 | 0,050 | 0,029 | 0,062 |
| Ca | 0,004 | — | 0,022 | 0,057 | — | — | — | — | — | — | — | — |

Удельный вес

| | | | | | | | | | | | | |
|---|------|---|---|------|---|---|---|---|---|---|---|---|
| d | 4,57 | — | — | 4,36 | — | — | — | — | — | — | — | — |
|---|------|---|---|------|---|---|---|---|---|---|---|---|

Примечание. 1—обр. 1448, хромит из дунита Гулинской интрузии (Егоров и др., 1961); 2—обр. 1700, то же; 3—зеленая шпинель из рудных оливинитов интрузии Бор-Урях (материалы А. В. Лапина); 4—хромит из подулярных образований в ультрабазитах интрузии Бор-Урях (Лапин, Якабин, 1965). Анализы 5—12 получены на микроанализаторе. При расчете на катроны часть окисного железа переводилась в закисное по существующим стехиометрическим соотношениям. Общая сумма анализа при этом возрастала на несколько процентов. 5—обр. 4446, хромит из дунита Гулинской интрузии; 6—обр. 120, хромит из меймечита Гулинской интрузии; 7—обр. 3ж, хромит из дайки меймечита; 8—обр. 26-б, то же; 9—обр. 4в-5, хромит из дайки никритового порфирифта; 10—обр. 195, ильменит из равномернозернистого перидотита Гулинской интрузии; 11—обр. 196, то же; 12—обр. 451, ильменит из порфирировидного перидотита Гулинской интрузии.

минералов и редких элементов в интрузиях ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, Б. П. Золотарев (1971) приходит к интересному выводу о том, что изученные комплексные массивы являются сложными образованиями, возникшими в результате пространственной ассоциации магматических гипербазитов, метасоматических нефелин-пироксеновых пород и в ряде случаев магматических ийолит-мельтейгитов и сненитов.

ГЛАВА IV

ПЕТРОХИМИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В предыдущих главах работы дана геологическая и петрографическая характеристика ультраосновных пород севера Сибирской платформы, на основании которой мы можем перейти к изложению особенностей их петрохимии. Для этой цели нами было использовано около 300 специально отобранных химических анализов ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород, принадлежащих различным магматическим комплексам и формациям платформенных областей. В работе использовались только те анализы пород, которые удовлетворяют следующим требованиям: 1) сумма любого анализа не превышает 101 и не менее 99%, что отвечает точности химических анализов горных пород основного и ультраосновного состава (Кутолин, 1969, 1973); 2) суммарное содержание воды, CO_2 или потерь при прокаливании (п. п. п.) не превышает 10%, т. е. породы еще в достаточной степени свежие; 3) браковались химические анализы тех пород, для которых устанавливались в шлифах или по петрографическим описаниям более поздние метасоматические изменения (пироксенизация, флогопитизация, нефелинизация и т. п.). Поскольку отобранные химические анализы пород характеризуют интрузии, дайки и трубки взрыва разных регионов и принадлежат различным авторам, можно считать, что собранный материал отвечает требованиям независимой случайной выборки.

Все отобранные анализы пересчитаны на петрохимические коэффициенты, позволяющие более глубоко вскрыть причинные зависимости между химическими составами пород и условиями их образования. Эти коэффициенты, рассчитанные по молекулярным количествам, характеризуют железистость пород $F = \frac{\text{FeO} \times 100}{\text{FeO} + \text{MgO}}$; степень их окисленности $H = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$; магнезиальность $M = \frac{\text{MgO} \times 100}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3}$; глиноземистость $A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2}$; известковистость $C = \frac{\text{CaO} \times 100}{\text{CaO} + \text{SiO}_2}$; хромистость $X = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$; насыщенность кремнеземом $S = \frac{\text{SiO}_2 \times 100}{\text{MgO}}$; титанистость $T = \frac{\text{TiO}_2 \times 100}{\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$; щелочность $K = \frac{\text{K}_2\text{O} \times 100}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$; степень измененности пород вторичными процессами $\Pi = \frac{(\text{SiO}_2 + \text{MgO}) \times 100}{\text{SiO}_2 + \text{MgO} + \text{п. п. п. } (\text{H}_2\text{O}^+)}$; взаимосвязь титанистости и щелочности пород $P = \frac{\text{TiO}_2 \times 100}{\text{TiO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$.

При анализе петрохимических особенностей ультраосновных пород различного генезиса широко применяются как многие из вышеперечисленных, так и ряд других петрохимических коэффициентов, например отношение $M : F$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$, общее содержание титана в породах и т. д. (Пинус и др., 1958; Малахов, 1966; Кутолин и др., 1966; Зимин, 1973; и др.). В работе Г. В. Пинуса, В. В. Велинского и др. (1973) для петрологиче-

ских сопоставлений составов альпинотипных гипербазитов используются такие коэффициенты, как F, H, M, A, C, X, S . Применение этих же коэффициентов позволило нам провести более полное сравнение ультрабазитов различных регионов на одинаковой основе. Для выявления некоторых особенностей химизма платформенных ультрабазитов (титанистости и т. д.) нами введены коэффициенты T, K, L, P .

Выборки химических анализов ультраосновных пород и соответствующие им петрохимические коэффициенты рассчитывались на ЭВМ для определения средних значений, величин дисперсий, стандартных отклонений, коэффициентов асимметрии, эксцесса, парных и множественных корреляций и других параметров. Полученные результаты изложены в соответствующих разделах главы, в таблицах текста и в Приложении I.

1. ПЕТРОХИМИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОГО РАЙОНА

Для петрохимической характеристики ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района было использовано более сотни химических анализов горных пород. Основной объем этих анализов выполнен в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Незначительная часть анализов, отвечающих вышеизложенным требованиям, была заимствована нами из литературных источников. Средние химические составы пород и средние значения петрохимических коэффициентов (\bar{X}), а также стандартные отклонения (σ) этих величин приведены в табл. 10. Как следует из этой таблицы, ультрабазиты Маймеча-Котуйского района охарактеризованы примерно равными количествами анализов, что позволяет провести более объективную оценку петрохимических параметров выделенных групп.

Особого внимания заслуживает петрохимия ультрабазитов Гулинского плутона, в состав которого входят дуниты, перидотиты и меймечиты (см. табл. 10, ан. 1, 2, 3). Породы плутона в значительной степени изменены последующими процессами серпентинизации, щелочного метасоматоза и т. п. Поэтому при отборе анализов для статистической обработки учитывалась не только степень серпентинизации пород (отбирались анализы с величиной потерь при прокаливании не более 10%), но и содержание в них щелочей, особенно калия. Дело в том, что постмагматическое воздействие щелочных растворов на ультрабазиты плутона проявилось в широком развитии по ним таких щелочных минералов, как флогопит, нефелин, отчасти мелилит и др. Нередко они образуют видимые зоны метасоматической минерализации, но чаще развиваются в виде прожилков и псевдоморфоз по породообразующим минералам, что можно обнаружить только при микроскопическом изучении пород. Ввиду такого неравномерного распределения постмагматических минералов, в анализах дунитов, перидотитов и меймечитов, имеющих в литературе, содержание щелочей изменяется от нуля до нескольких процентов. Поэтому нами использовались только те анализы, в которых содержание щелочей не превышает 0,5% для дунитов, 1,0% для перидотитов и меймечитов, что соответствует или очень близко к содержанию щелочей в породообразующих минералах ультрабазитов массива.

Ультраосновные породы плутона (меймечиты, перидотиты, дуниты) тесно взаимосвязаны и обладают целым рядом общих минералого-петрографических, петрохимических и геохимических признаков. Прежде всего следует, что для триады этих пород (см. табл. 10, ан. 1—3) характерно очень низкое содержание щелочей, недосыщенность кремнеземом, высокие содержания магния и железа, одновременное присутствие повышенных количеств титана, хрома и никеля.

По результатам, приведенным в табл. 10, по содержанию главных породообразующих окислов и таких элементов, как хром и никель, меймечи-

Таблица 40

Средние химические составы (\bar{x}) и стандартные отклонения (σ) ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района

| Окислы | 1(17) | | 2(20) | | 3(21) | | 4(6) | | 5(8) | | 6(16) | | 7(24) | |
|--------------------------------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | \bar{x} | σ |
| SiO ₂ | 35,82 | 1,19 | 37,83 | 0,95 | 37,20 | 0,94 | 36,41 | 1,12 | 37,90 | 0,83 | 38,70 | 0,94 | 35,29 | 2,81 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,19 | 1,63 | 0,83 | 1,48 | 0,38 | 1,24 | 0,35 | 1,49 | 0,27 | 3,37 | 0,51 | 1,29 | 0,80 |
| Al ₂ O ₃ | 0,57 | 0,55 | 1,97 | 0,81 | 2,17 | 0,73 | 2,61 | 0,84 | 2,37 | 1,07 | 4,33 | 0,93 | 0,28 | 0,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,98 | 1,84 | 6,00 | 1,77 | 6,17 | 1,55 | 6,43 | 1,40 | 4,95 | 2,24 | 7,09 | 2,57 | 5,38 | 3,79 |
| FeO | 7,92 | 1,87 | 8,06 | 1,85 | 6,00 | 1,34 | 6,24 | 1,42 | 6,92 | 1,36 | 7,92 | 2,23 | 12,36 | 2,17 |
| MnO | 0,17 | — | 0,19 | — | 0,16 | — | 0,14 | — | 0,14 | — | 0,22 | — | 0,29 | — |
| MgO | 38,81 | 1,62 | 31,92 | 3,82 | 33,84 | 1,60 | 32,31 | 1,68 | 34,13 | 2,92 | 22,52 | 2,92 | 41,92 | 2,73 |
| CaO | 1,07 | 0,92 | 5,12 | 2,50 | 3,91 | 1,22 | 3,16 | 1,32 | 3,76 | 0,86 | 8,68 | 1,25 | 0,81 | 0,44 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,20 | 0,21 | 0,20 | 0,18 | 0,18 | 0,10 | 0,16 | 0,26 | 0,13 | 0,66 | 0,42 | 0,15 | 0,12 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,06 | 0,20 | 0,24 | 0,14 | 0,14 | 0,09 | 0,08 | 0,27 | 0,25 | 0,94 | 0,39 | 0,14 | 0,18 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,51 | 0,18 | 0,30 | 0,17 | 0,37 | 0,13 | 0,44 | 0,15 | 0,37 | 0,12 | 0,06 | 0,07 | 0,17 | 0,10 |
| NiO | 0,27 | 0,08 | 0,19 | 0,06 | 0,20 | 0,08 | 0,18 | 0,08 | 0,19 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,13 | 0,04 |
| П. п. п. | 8,12 | 1,66 | 5,78 | 2,46 | 7,33 | 1,78 | 11,30 | 2,17 | 6,38 | 1,47 | 4,53 | 1,71 | 1,63 | 1,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | — | 0,17 | — | 0,17 | — | 0,23 | — | 0,19 | — | 0,45 | — | 0,06 | — |

Средние значения (\bar{x}) петрохимических коэффициентов и величины их стандартных отклонений (σ)

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| F | 16,16 | 1,44 | 19,39 | 4,09 | 16,07 | 1,39 | 20,82 | 1,52 | 15,83 | 1,76 | 26,52 | 3,32 | 18,70 | 4,68 |
| H | 28,28 | 8,12 | 25,75 | 8,34 | 32,34 | 10,04 | 31,71 | 10,17 | 24,62 | 12,52 | 29,29 | 12,48 | 15,63 | 9,66 |
| M | 97,84 | 1,21 | 87,46 | 5,83 | 90,09 | 2,72 | 90,74 | 3,14 | 90,29 | 2,75 | 73,66 | 5,21 | 98,39 | 0,65 |
| A | 0,96 | 0,91 | 2,98 | 1,13 | 3,37 | 1,06 | 3,92 | 1,05 | 3,41 | 1,63 | 6,11 | 1,24 | 0,50 | 0,40 |
| C | 1,58 | 0,99 | 10,65 | 5,65 | 7,77 | 2,39 | 6,61 | 2,14 | 7,45 | 2,10 | 21,97 | 4,54 | 1,35 | 0,73 |
| X | 7,14 | 4,65 | 3,79 | 2,56 | 4,38 | 1,70 | 4,43 | 1,75 | 5,38 | 2,30 | 1,39 | 0,62 | 6,55 | 8,18 |
| S | 61,98 | 2,47 | 80,82 | 11,34 | 74,22 | 3,88 | 75,62 | 4,02 | 75,05 | 5,57 | 117,13 | 16,17 | 56,49 | 2,25 |
| T | 4,22 | 2,62 | 11,70 | 4,38 | 13,13 | 2,80 | 10,73 | 1,68 | 12,88 | 2,52 | 21,36 | 2,77 | 6,71 | 3,17 |
| K | 3,58 | 8,92 | 31,14 | 27,43 | 24,46 | 19,03 | 28,33 | 21,17 | 20,89 | 19,94 | 51,31 | 23,30 | 24,47 | 24,62 |
| П | 76,84 | 4,31 | 81,94 | 6,26 | 78,56 | 4,83 | 67,12 | 5,07 | 81,45 | 4,18 | 82,58 | 5,71 | 94,65 | 3,47 |
| P | 85,02 | 25,38 | 80,31 | 12,10 | 73,68 | 26,89 | 83,31 | 30,16 | 77,32 | 9,49 | 64,23 | 1,91 | 69,69 | 28,83 |

Примечание. 1 — дуниты, Гулинский плутон (в скобках число анализов), 2 — перидотиты, там же; 3 — меймечиты, там же; 4 — «туфы» меймечитов (п. п. п. содержат 0,63 вес. % CO₂); 5 — дайковые меймечиты; 6 — пикритовые порфириты; 7 — оливиниты.

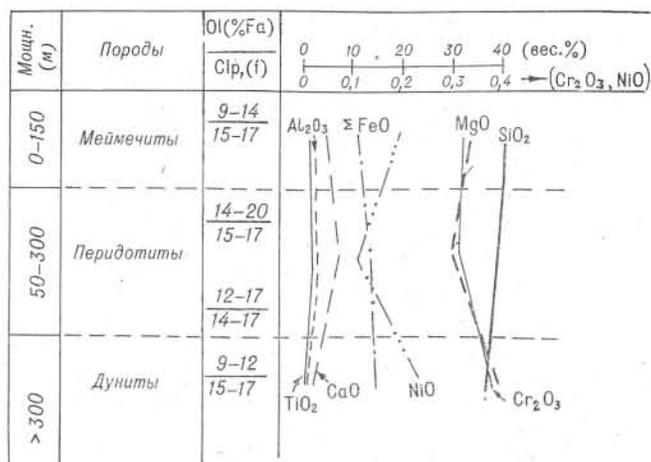


Рис. 28. Вариационная диаграмма изменений содержаний главных породообразующих окислов по разрезу верхней части Гулинского плутона.

ты занимают промежуточное положение между дунитами и перидотитами. Более того, состав меймечита отвечает среднему (или очень близок к этой величине) из составов дунита и перидотита, приближаясь по своим петрохимическим особенностям к составу последнего. Несколько повышенное содержание железа в дунитах и перидотитах по сравнению с меймечитами связано, вероятно, с условиями формирования этих пород и возникающими при этом особенностями распределения минеральных фаз по разрезу интрузии.

На построенном окисловом профиле вертикального разреза верхней части интрузии (рис. 28) видно, что количество SiO₂ по разрезу меняется незначительно, составы клинопироксенов и их железистость также остаются почти неизменными, в то время как железистость оливина значительно увеличивается в перидотитах по сравнению с меймечитами и дунитами, в которых она близка. Поэтому характер кривых на вариационной диаграмме зависит в первую очередь от количественных соотношений породообразующих минералов.

Повышенные количества алюминия и кальция, особенно в перидотитах и меймечитах, обусловлены особенностями их минерального состава, прежде всего присутствием переменных количеств клинопироксена. По-видимому, с этим же связана различная степень изменения пород вторичными процессами. Дуниты, состоящие в основном из оливина, и меймечиты, содержащие 50—70% вкрапленников оливина, обычно серпентинизированы значительно больше, чем перидотиты, обогащенные клинопироксеном. Соответственно количество потерь при прокаливании в дунитах и меймечитах значительно выше, чем в перидотитах. Сходство составов этих пород подтверждается также результатами полуколичественных спектральных анализов и подчеркивается цифровыми данными петрохимических коэффициентов, приведенными в табл. 10.

Среди меймечитов Гулинского плутона встречаются участки сильно измененных, главным образом серпентинизированных пород, в большинстве своем претерпевших предварительное дробление. В последнее время многие исследователи склонны относить подобные породы к лаво- или туфобрекчиям, к лапиллиевым и вулканическим туфам и т. д. Там, где можно наблюдать первичный состав обломков, слагающих «туфы», они всегда принадлежат меймечитам. Средний химический состав «туфов» меймечитов (несортированных, полосчатых и т. д.) приведен в табл. 10 (ан. 4). Сравнение результатов химических анализов меймечитов и «туфов», пере-

считанных на петрохимические коэффициенты, свидетельствует о несомненном тождестве составов исходных пород, отвечающих меймечиту, что подтверждается и одинаковым соотношением норм породообразующих минералов. Такое тождество составов, по нашему мнению, подтверждает первично магматическую природу «туфов» меймечитов, возникающих при интенсивном постмагматическом преобразовании пород.

В особую группу нами выделены дайковые меймечиты, которые имеют со своими «лавовыми» аналогами тождественный химический состав (см. табл. 10, ан. 5), несколько отличаясь пониженным содержанием по-терь при прокаливании.

Как уже отмечалось, отсутствие единой классификации дайковых меймечитов привело к тому, что породы, имеющие одинаковый минеральный и химический состав, именуется по-разному (меймечит, порфирированный перидотит, пикрит, оливиновый пикрит и т. п.). Кроме того, сильно измененные (биотитизированные, амфиболитизированные и т. п.) дайковые меймечиты относятся вообще к другим фазам становления Гулинского плутона, ошибочно попадая в группу щелочных меланократовых пород. Трудность петрохимического анализа дайковых меймечитов и пикритовых порфиритов усугубляется еще и тем, что породы, состоящие из одних и тех же минералов, но в различных количественных соотношениях, нередко относятся к генетически различным группам. К тому же приводимые иногда в работах химические анализы оливиновых пикритов и пикритов аналогичны таковым для меймечитов (в том числе по содержанию щелочей, суммарное количество которых лишь в отдельных случаях достигает более 1%). Заметим, что, по мнению Н. П. Суриной (1967), оливиновые пикриты и пикриты (широксеновые, амфиболовые, слюдяные) взаимосвязаны постепенными переходами как по результатам химических анализов (убывает содержание MgO при некотором увеличении глинозема и CaO), так и по содержанию вкрапленников оливина (их количество убывает от 50—60% в оливиновых пикритах до 10—15% в пикритах). Такая закономерность не является случайной.

Подобная закономерная смена химических составов была выявлена нами при анализе различных зон массивных дайковых тел меймечитов и пикритовых порфиритов с афанитовыми эндоконтактовыми закраинами и неоднородным распределением вкрапленников оливина. Были проанализированы породы из трех крутопадающих маломощных (0,5—1,0 м) дайковых тел, различающихся чертами внутреннего строения. Более полно охарактеризована дайка пикритового порфирита с постепенным переходом от афанитовых эндоконтактовых зон к центральной части с вкрапленниками оливина. Размер вкрапленников увеличивается от долей миллиметра (сразу за эндоконтактовой зоной) до 1,0—1,5 см в центре дайки, а их количество возрастает в этом же направлении от 15—20 до 50—60% объема породы. Мощность эндоконтактовых афанитовых зон не превышает 2,0—2,5 см. Непосредственно у контакта с вмещающими породами имеется маломощная (0,1—0,3 мм) кайма темно-бурого стекла, которая сменяется полосой такого же стекла с заметной точечной раскристаллизацией и микролитами пироксена (см. табл. XII, 2). Далее от контакта наблюдается быстрая раскристаллизация стекла в агрегат микролитов и игольчатых кристаллов буроватого клинопироксена, которые к центру дайки становятся короткопризматическими и более крупными (1,0—1,3×0,3 мм). По афанитовым закраинам и в интерстициях между зернами пироксена развивается биотит ($N=1,640$) в виде небольших (до 0,1 мм) оранжево-коричневых листочков неправильной формы, ассоциирующих и мелкими зернами сфена. Другая дайка, сложенная меймечитом, имеет афанитовые эндоконтактовые каймы 2,5—3,0 см, отчетливо граничащие с центральной частью, содержащей вкрапленники оливина, количество (50—60%) и размер которых (0,5—1,5 см) от периферии к центру изменяется незначительно. В эндоконтактовой зоне стекло отсутствует. Она состоит из агрегата игольчатых

кристаллов ($0,3 \times 0,01$ мм) буроватого клинопироксена и мелких (до 2,0 мм в диаметре), нередко идиоморфных, полностью серпентинизированных кристаллов оливина, слагающих 10—15 % объема породы. Крупность зерен клинопироксена увеличивается к центру дайки до 0,5—1,0 мм по удлинению.

Для третьей дайки, также представленной меймечитом, характерно равномерное распределение крупных вкрапленников оливина (0,5—1,0 см) по всему телу. Размерность зерен клинопироксена основной массы быстро увеличивается по направлению к центральной зоне дайки до 1,0—2,0 мм по удлинению. Постмагматический флогопит развивается как по материалу интерстиций, так и по клинопироксену, образуя иногда довольно крупные (до 2,0—3,0 мм в поперечнике) пойкилокристы. В небольшом количестве присутствует бурая роговая обманка, также замещающая пироксен.

Из первой дайки были сделаны три химических анализа пород (табл. 11): ан. 1 — из эндоконтактовой зоны *; ан. 2 — из участка в 4—5 см от контакта; ан. 3 — из зоны, расположенной ближе к центру. Из второй дайки проанализирована центральная часть (ан. 4) и афанитовая зона (ан. 5). Из третьей дайки также сделаны химические анализы краевой (ан. 6) и центральной (ан. 7) зон. В табл. 11 приведены также химический анализ дайки меймечита, обогащенной вкрапленниками оливина (ан. 8); средние составы оливинового пикрита (ан. 9) и пикрита (ан. 10), рассчитанные нами по материалам Н. П. Суриной (1967); состав жилки пикрита (ан. 11), состоящий из стекла и оливина, и состав стекла из этой жилки (ан. 12).

Таким образом, из химических анализов (см. табл. 11, ан. 1—5) и приведенной диаграммы (рис. 29) видим, что составы краевых зон дайковых тел существенно отличаются от составов их центральных частей. В направлении от контакта к центру происходит значительное увеличение содержания MgO , NiO , Cr_2O_3 при некотором уменьшении количеств CaO , Al_2O_3 , суммы FeO и TiO_2 . При этом содержание SiO_2 практически остается неизменным. На диаграмме (см. рис. 29) нет кривых поведения щелочей, так как высокое содержание K_2O в первой дайке (табл. 11, ан. 1—3), по-видимому, связано с развитием позднемагматического биотита, который отсутствует во второй дайке, содержащей щелочи в незначительном количестве, и неравномерно распределен в третьей дайке (в контактовых зонах его больше). Следует подчеркнуть, что поведение породообразующих окислов находится прежде всего в прямой зависимости от содержания вкрапленников оливина в образцах. Наиболее четко эта зависимость устанавливается для дайки, в которой количество вкрапленников постепенно увеличивается от контакта к центру (см. рис. 29). В этом отношении любопытно поведение никеля (см. табл. 11, рис. 29). В зонах заалки он отсутствует (ан. 1) или содержится в незначительном количестве (0,06 вес. %, ан. 5), в промежуточных зонах с переменным количеством вкрапленников оливина содержание никеля достигает 0,16—0,19 вес. % (ан. 2, 3), повышаясь до 0,27 вес. % и более в центральных частях дайковых тел. Такая количественная зависимость и отсутствие серы в анализах пород позволяют уверенно считать, что никель здесь входит в состав оливина в силикатной форме.

Сравнивая между собой приведенные в табл. 11 химические анализы, можно легко заметить, что составы центральных зон дайковых тел меймечитов (ан. 5, 7), средний состав дайковых меймечитов (см. табл. 10, ан. 5) и средний состав так называемых оливиновых пикритов (см. табл. 11, ан. 9) по содержанию основных породообразующих окислов тождественны и очень близки к среднему составу меймечита (см. табл. 10, ан. 3). Составы афанитовых кайм дайковых тел (см. табл. 11, ан. 4) не сопоставимы с составами их центральных частей, но зато близки к составам их промежуточных

* Материал для химанализа отбирался под бинокляром из краевой стекловатой зоны мощностью не более 2,5—3,0 мм, не содержащей видимых вкрапленников оливина.

Результаты химических анализов некоторых дайковых меймечитов и пикритовых порфиритов

| Окислы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|---------|
| SiO ₂ | 38,60 | 38,53 | 38,15 | 38,08 | 35,86 | 38,62 | 36,74 | 39,00 | 37,32 | 39,13 | 39,68 | 40,90 |
| TiO ₂ | 4,82 | 3,70 | 3,30 | 1,30 | 3,85 | 1,60 | 1,30 | 1,25 | 1,50 | 3,66 | 1,98 | 5,30 |
| Al ₂ O ₃ | 7,92 | 6,14 | 5,14 | 2,48 | 5,10 | 2,81 | 2,90 | 0,09 | 2,72 | 4,68 | 5,24 | 7,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,62 | 2,95 | 3,14 | 2,03 | 5,17 | 3,32 | 4,51 | 3,93 | 6,48 | 6,12 | 4,08 | 3,65 |
| FeO | 10,15 | 10,71 | 10,48 | 7,66 | 8,48 | 7,92 | 6,61 | 8,01 | 7,48 | 8,78 | 11,52 | 11,28 |
| MnO | 0,22 | 0,19 | 0,19 | 0,10 | 0,16 | 0,15 | 0,15 | 0,12 | 0,18 | 0,28 | 0,26 | 0,21 |
| MgO | 12,33 | 20,82 | 24,66 | 34,72 | 27,71 | 32,65 | 34,75 | 39,83 | 32,10 | 21,97 | 19,68 | 13,10 |
| CaO | 12,40 | 9,03 | 7,64 | 3,23 | 8,78 | 3,23 | 2,54 | 3,58 | 4,90 | 9,56 | 9,60 | 12,95 |
| Na ₂ O | 0,55 | 0,40 | 0,36 | 0,04 | 0,09 | 0,27 | 0,32 | 0,36 | 0,33 | 0,77 | 0,76 | 0,67 |
| K ₂ O | 2,58 | 1,80 | 1,39 | 0,18 | 0,41 | 0,54 | 0,11 | 0,15 | 0,75 | 1,06 | 0,97 | 0,80 |
| P ₂ O ₅ | 0,84 | 0,18 | 0,42 | 0,17 | 0,48 | 0,11 | 0,37 | 0,21 | 0,26 | 0,44 | 0,88 | 0,69 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,12 | 0,21 | 0,24 | 0,37 | 0,31 | 0,54 | 0,53 | 0,31 | 0,23 | 0,23 | 0,10 | 0,13 |
| NiO | Сл. | 0,16 | 0,19 | 0,27 | 0,06 | 0,25 | 0,19 | 0,15 | 0,20 | 0,14 | 0,10 | 0,09 |
| П. п. п. | 4,84 | 5,26 | 5,04 | 8,64 | 8,50 | 7,64 | 7,43 | 3,40 | 6,38 | 3,35 | 2,49 | 2,64 |
| Сумма . . . | 99,99 | 99,72 | 100,34 | 99,27 | 99,06 | 99,85 | 99,95 | 100,39 | 100,83 | 100,17 | 99,43 | 99,81 |
| S _{общ.} | Не обн. | — | — | — | — | — | 0,02 | Не обн. |
| CO ₂ | 0,24 | 0,67 | 0,39 | 0,47 | 0,25 | 0,22 | 0,47 | — | 0,56 | 0,34 | 0,34 | F=0,14 |
| Кол-ч. анализов | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 6 | 6 | 1 | 1 |

Примечание. 1 — стекловатая закраина дайки пикритового порфирита; 2 — та же дайка, 4—5 см от контакта; 3 — из центральной зоны той же дайки; 4 — центральная часть дайки меймечита; 5 — афанитовая зона той же дайки; 6, 7 — приконтактная и центральная зоны дайки меймечита; 8 — дайка меймечита, обогащенная оливином (Гольдбург, 1959); 9—10 — средний состав оливинового пикрита (Суринна, 1937); 11 — пикритовый порфирит, состоящий из стекла и вкраплений оливина; 12 — состав стекла из той же жилки.

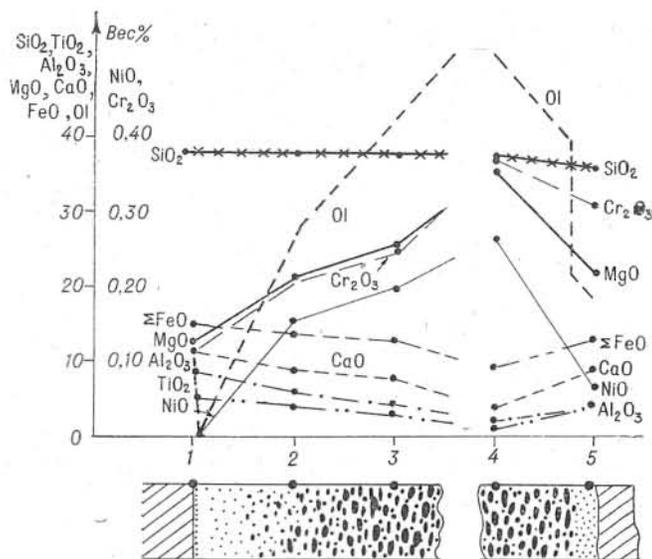


Рис. 29. Сводная вариационная диаграмма породообразующих окислов из различных зон дайковых меймечитов и пикритовых порфиритов. Номера на разрезе дайки соответствуют номерам анализов в табл. 11.

зон (ан. 2) и к среднему составу пикрита (ан. 10). Состав стекловатых закраин (см. табл. 11, ан. 1) вообще не имеет аналогов среди анализов каких-либо зон или даек меймечитов, но очень близок к составу стекла из жилки пикритового порфирита (см. табл. 11, ан. 12). Химические составы стекол, будучи одновременно обедненными кремнекислотой и окислами кальция и магния, не отвечают составу клинопироксена или смеси только оливина и клинопироксена, как можно было ожидать, исходя из микроскопических наблюдений основной массы меймечитов и пикритов.

Пересчет анализа стекла (см. табл. 11, ан. 12) на нормативный состав показал, что в нем содержится около 50 об. % пироксенов, среди которых явно преобладает диопсид (38%), 8% нормативного железистого оливина, 1,7% апатита, 15% рудных минералов, главным образом ильменита, и 23% алюмосиликатов (нефелина 3%, ортоклаза 5, анортита 15%). Не исключено, что в его нормативном составе может присутствовать еще и меллитовый компонент, на возможность обогащения которым, по крайней мере для части выплавок базальта, указывают последние эксперименты Шерера и Йодера (Shairer, Yoder, 1968) в системе $Ne-Fe-SiO_2-CaSiO_4$.

По нашим данным и литературным источникам можно подобрать серию химических анализов, отражающих постепенное изменение составов дайковых меймечитов и пикритовых порфиритов в интервале от стекловатых закраин до центральных зон, обогащенных оливином. Учитывая, что дайковые меймечиты и пикритовые порфириты состоят в основном из двух главных компонентов — основной массы (стекла) и вкрапленников оливина постоянного состава, нами была построена диаграмма стекло — оливин (рис. 30). Нижняя шкала этой диаграммы проградуирована в интервале 0—100% оливина и позволяет оценивать по объемному количеству вкрапленников оливина в породе процентное содержание основных породообразующих окислов в ней (исключая щелочи). И наоборот, по имеющимся химическим составам пород по диаграмме можно определить в них соотношение вкрапленников оливина и основной массы.

Таким образом, изменения количественных соотношений вкрапленников оливина и основной массы и связанные с этим особенности химических

составов пород, отраженные на диаграмме (см. рис. 30), характерны как для отдельных дайковых тел, так и для дайковых меймечитов и пикритовых порфиритов в целом. В отдельных дайковых телах происходит постепенное увеличение количества вкрапленников оливина от стекловатых закраин к центру и так же постепенно меняется химический состав пород, повторяя интервал диаграммы оливин—стекло. Другие дайки меймечитов (или зоны полосчатых даек) соответствуют по содержанию вкрапленников и химическим составам определенным зонам дайковых тел с плавным изменением соотношения вкрапленников оливина и основной массы (стекла), что подтверждается расположением их фигуративных точек на диаграмме. Такая взаимосвязь, по нашему мнению, не является случайной: она отражает вполне закономерный процесс, объяснимый условиями формирования этих тел.

Пикритовые порфириты, средний состав которых приведен в табл. 10 (ан. 6), представлены как дайковыми, так и «лавовыми» анализами этих пород. Несомненность присутствия этих пород среди комплекса дайковых тел Гулинского плутона доказывается обнаруженными нами жилками пикритов, состоящими из стекла и вкрапленников оливина (см. табл. XII, 1). В составе стекла присутствует до 1,50 вес. % щелочей, из них 0,80 вес. % K_2O (см. табл. 11, ан. 12).

Эта группа пород, имея много общего с меймечитами по минеральному составу, существенно отличается от них по содержанию породообразующих окислов. По сравнению с меймечитами (см. табл. 10, ан. 3, 6) в них много меньше магния (соответственно 33,84 и 22,52 вес. %), но значительно больше титана, алюминия, железа, кальция и особенно щелочей, суммарное количество которых равно 1,6 вес. % в пикритовых порфиритах и 0,32 вес. % в меймечитах. В отличие от меймечитов пикритовые порфириты содержат в несколько раз меньше хрома и никеля, но зато во много раз больше редких и рассеянных элементов (Жук-Почекутов и др., 1965). Для минерального состава пикритовых порфиритов характерно появление роговой обманки керсутитового типа и первичного позднематматического биотита. Изредка и в небольших количествах в дайковых телах пикритовых порфиритов присутствует нефелин, появление которого сопровождается эгиринизацией зерен клинопироксена.

При петрографическом описании пород мы отмечали, что по особенностям минерального состава и степени измененности безрудные оливиниты интрузий Бор-Урях, Кугды и Одихинча подобны друг другу, что позволило результаты химических анализов этих пород объединить в одну выборку. При этом отбирались только анализы с минимальным количеством рудных минералов и без видимых признаков метасоматического изменения. Средний химический состав оливинитов приведен в табл. 10 (ан. 7).

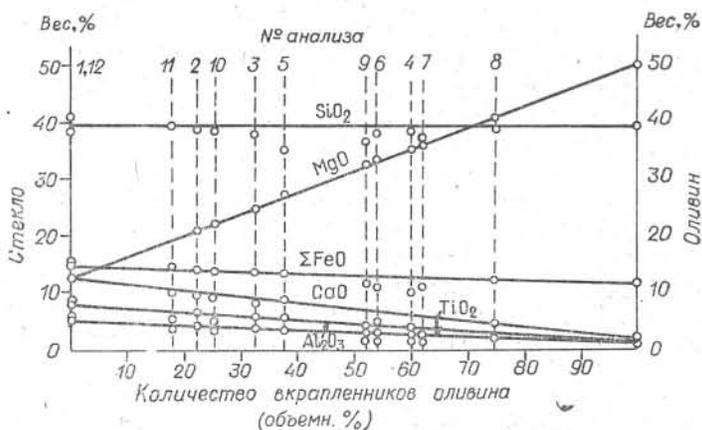


Рис. 30. Диаграмма оливин — стекло (объяснение в тексте).

Как и дуниты Гулинского плутона, оливиниты сильно недосыщены кремнекислотой и содержат мало щелочей. В них по сравнению с дунитами гораздо меньше алюминия и кальция, хрома и никеля, но значительно больше титана и железа при почти равном содержании магния. Характерно, что оливиниты очень слабо серпентинизированы (п. п. п. 1,63 вес. %), в то время как дуниты Гулинского плутона всегда интенсивно изменены (п. п. п. 8,12 вес. %).

При пересчете анализов дунитов и оливинитов на «сухой остаток» и 100% различия между ними по хрому, никелю, алюминию и кальцию становятся еще более контрастными, в то время как по титану, железу и другим порообразующим окислам заметно уменьшаются.

Таким образом, среди ультрабазитов Маймеча-Котуйской провинции можно условно выделить три группы пород, имеющих свои петрохимические особенности: 1 — ультрабазитов Гулинского плутона (дуниты, перидотиты, меймечиты); 2 — оливиниты других интрузий, имеющие много общих черт с дунитами; 3 — пикритовые порфириты, относящиеся, по сути дела, уже к щелочно-ультраосновным породам. Эти группы пород различаются между собой по целому ряду петрохимических признаков (по содержанию алюминия, магния, кальция, щелочей, хрома, никеля, по коэффициентам A , C , M , X , T , S и др.) и геохимической специализации, что отражено на соответствующих диаграммах, приведенных и обсуждаемых ниже.

2. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

В табл. 12 для сравнения с ультрабазитами Маймеча-Котуйского района приводятся средние составы ультраосновных (и щелочно-ультраосновных) пород из других районов Советского Союза*. Все анализы в этой таблице, кроме меймечитов Камчатки, характеризуют ультрабазиты платформенных областей. К ним относятся оливиниты и дуниты интрузий центрального типа, разнообразные пикриты и кимберлиты.

Оливиниты Кольского полуострова (табл. 12, ан. 1), как и оливиниты Маймеча-Котуйской провинции, входят в состав сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Сравнение средних составов безрудных оливинитов Кольского полуострова и Маймеча-Котуйского района выявляет их полную тождественность. Оливиниты Кольского полуострова содержат несколько меньше титана и железа, что обусловлено меньшими количествами титаномагнетита в анализированных породах.

Дуниты Алданского района (см. табл. 12, ан. 2) также принадлежат к формации интрузий центрального типа платформенных областей, в строении которых (интрузии Кондер, Инагли, Чад и др.) они занимают положение центральных штоков, окруженных более молодыми кольцевыми интрузиями щелочных габброидов. По данным некоторых исследователей (Рожков и др., 1962; Ельянов, Моралев, 1972), между внедрением ультрабазитов и габброидов существует значительный временной перерыв. С дунитами этих интрузий ассоциирует хромитовое и платиновое оруденение, более характерное для альпинотипных гипербазитов.

По своим петрохимическим особенностям дуниты, образующие «ядра» сложных интрузий, также ближе всего к альпинотипным гипербазитам (см. табл. 12, ан. 10). Для тех и других характерны недосыщенность SiO_2 , почти полное отсутствие титана, низкое содержание железа ($\Sigma FeO=7-$

* Значительная часть химических анализов заимствована из литературных источников. Кроме того, часть анализов была нам любезно предоставлена А. Н. Угрюмовым, В. К. Ротманом, В. В. Ковальским, Н. И. Никишовым и В. А. Селиверстовым.

8 вес. %), щелочей и кальция, высокая магнезиальность, повышенные содержания хрома и никеля.

Имея некоторое сходство с дунитами Гулинского плутона (высокие содержания хрома, никеля, почти полное отсутствие щелочей, фосфора), дуниты Алдана отличаются от них низким содержанием железа (почти в два раза) и повышенным содержанием MgO. Еще меньше общего они имеют с оливинитами сложных интрузий.

В последние годы меймечиты, ранее считавшиеся экзотическими для севера Сибирской платформы, были обнаружены и в других регионах: на северо-восточном склоне Анабарской антеклизы (Музыка, Чумирин, 1970), в Казахстане (Яценко, 1967; Михайлов, Семенов, 1965), в горах Сихотэ-Алиня (Зимин и др., 1965; Мартынюк, 1973), на Камчатке (Эрлих и др., 1971; Марковский, Ротман, 1971; Ротман и др., 1972), на Канадском щите (Dimroth Erich, 1970). К настоящему времени наиболее обширная петрохимическая информация имеется по меймечитам Камчатки, где они в центральной зоне полуострова (Валангинский хребет) образуют многочисленные дайковые тела, трубки взрыва и, вероятно, слагают вулканогенную толщу предположительно верхнемелового возраста (Смирнов, Селиверстов, 1970).

Судя по имеющимся в литературе петрографическим описаниям и химическим анализам, камчатские меймечиты или объединяют совершенно различные породы (см. табл. 12, ан. 3, 4), существенно различающиеся по содержанию щелочей, или часть пород, входящих в эту группу, подверглась щелочному метасоматозу. Вполне возможно, что более верно первое предположение, поскольку породы выделенных нами двух групп имеют явно значимые различия по содержанию щелочей, особенно калия. Первую из этих групп можно условно назвать меймечитами (см. табл. 12, ан. 3), а вторую — пикритовыми порфиритами. От меймечитов и пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйского района одноименные породы Камчатки отличаются более высоким содержанием SiO_2 , низким содержанием титана и значительно меньшим количеством суммарного железа. Трудность сопоставления кимберлитов с другими породами близкого состава связана с широким развитием по кимберлитам таких минералов, как карбонаты, серпентин, хлорит и т. д. Нам удалось собрать выборку интрузивных и слюдяных кимберлитов (см. табл. 12, ан. 5, 6), химические анализы которых содержат не более 10 вес. % п. п. п., в том числе небольшое количество CO_2 , что позволяет сравнивать их с другими породами, прежде всего с меймечитами. Такое сравнение показывает, что интрузивные кимберлиты еще более недосыщены SiO_2 , чем меймечиты, содержат примерно такое же количество MgO (около 30 вес. %), значительно больше щелочей, P_2O_5 и меньше хрома. Еще более существенны различия между меймечитами и слюдяными кимберлитами, выполняющими трубчатые и дайковые тела (см. табл. 12, ан. 6, 9). По своим петрохимическим особенностям они намного ближе стоят к пикритовым порфиритам Маймеча-Котуйского района, чем к меймечитам (см. табл. 10, ан. 3, 6).

Выше мы уже отмечали, что термин «кимберлит» потерял свою былую определенность, так как в эту группу пород ряд исследователей (Милашев, 1971; Ковальский и др., 1969) включают порфиновые породы различного состава, в которых присутствует или предполагается содержание такого барофильного минерала, как пироп. Мы не ставили своей целью заниматься вопросами классификации или терминологии кимберлитовых пород. Однако, судя по имеющимся в нашем распоряжении анализам, кроме интрузивных и слюдяных кимберлитов, на севере Сибирской платформы следует выделять по крайней мере еще две группы пород: монтичеллитовые пикриты и пикриты мелилит-нефелин-монтичеллитового состава, нередко ослюденелые. Некоторые из этих пород, входящих в выделяемые группы, имеют двойственное наименование: одни исследователи называют

Средние химические составы (\bar{X}) и стандартные отклонения (σ) ультраосновных пород и пикритовых порфиритов из различных районов Советского Союза

| Оксиды | 1(24) | | 2(17) | | 3(12) | | 4(8) | | 5(13) | | 6(16) | | 7(11) | | 8(10) | | 9(8) | | 10(65) | |
|--------------------------------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | \bar{X} | σ |
| SiO ₂ | 38,25 | 0,92 | 38,09 | 0,67 | 40,28 | 0,96 | 41,77 | 1,78 | 31,57 | 1,82 | 31,86 | 1,83 | 31,02 | 2,04 | 32,79 | 1,16 | 34,80 | 4,31 | 38,68 | 2,38 |
| TiO ₂ | 0,27 | 0,16 | 0,01 | 0,02 | 0,28 | 0,07 | 0,40 | 0,14 | 1,62 | 1,14 | 3,07 | 1,54 | 3,61 | 1,22 | 3,60 | 1,16 | 1,91 | 0,55 | 0,03 | 0,06 |
| Al ₂ O ₃ | 0,61 | 0,60 | 0,47 | 0,45 | 4,69 | 1,00 | 5,71 | 1,04 | 2,18 | 1,13 | 4,59 | 1,82 | 4,37 | 1,33 | 5,27 | 1,20 | 5,49 | 2,72 | 0,91 | 0,69 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,71 | 1,40 | 2,27 | 0,86 | 4,10 | 1,12 | 4,10 | 1,69 | 6,78 | 2,83 | 8,00 | 2,16 | 7,24 | 1,65 | 5,94 | 1,39 | 8,26 | 3,05 | 3,06 | 2,16 |
| FeO | 10,60 | 2,12 | 4,83 | 2,17 | 5,42 | 1,56 | 6,04 | 1,46 | 4,23 | 1,07 | 4,84 | 1,34 | 7,45 | 1,35 | 7,06 | 2,45 | 4,31 | 1,28 | 5,35 | 1,81 |
| MnO | 0,40 | — | 0,14 | — | 0,15 | — | 0,19 | — | 0,17 | — | 0,17 | — | 0,24 | — | 0,24 | — | 0,17 | — | 0,12 | 0,06 |
| MgO | 44,34 | 1,52 | 47,13 | 1,68 | 29,92 | 2,35 | 27,13 | 3,37 | 32,42 | 2,20 | 26,77 | 3,57 | 24,84 | 4,90 | 20,98 | 1,61 | 24,82 | 3,67 | 44,84 | 2,54 |
| CaO | 0,92 | 0,38 | 0,31 | 0,24 | 4,81 | 1,32 | 5,86 | 0,94 | 6,61 | 1,90 | 7,40 | 2,26 | 14,54 | 4,83 | 15,38 | 2,13 | 7,49 | 3,06 | 0,30 | 0,40 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,08 | 0,10 | 0,09 | 0,14 | 0,10 | 0,51 | 0,44 | 0,25 | 0,15 | 0,17 | 0,13 | 0,30 | 0,16 | 0,68 | 0,39 | 0,47 | 0,34 | 0,05 | 0,06 |
| K ₂ O | 0,12 | 0,08 | 0,12 | 0,13 | 0,14 | 0,12 | 1,21 | 0,56 | 0,45 | 0,20 | 1,66 | 0,50 | 0,63 | 0,26 | 1,70 | 0,61 | 2,12 | 0,80 | 0,03 | 0,04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,24 | 0,17 | 0,24 | 0,24 | — | — | — | — | 0,17 | 0,08 | 0,15 | 0,10 | 0,08 | 0,03 | 0,13 | 0,05 | 0,22 | 0,14 | 0,38 | 0,38 |
| NiO | 0,16 | 0,04 | 0,19 | 0,05 | — | — | — | — | 0,22 | 0,01 | 0,09 | 0,05 | 0,09 | 0,05 | 0,08 | 0,06 | 0,11 | 0,05 | 0,21 | 0,17 |
| П. п. п. | 1,12 | 0,43 | 5,54 | 2,26 | 8,89 | 1,44 | 5,34 | 1,86 | 9,82 | 1,79 | 8,25 | 2,04 | 3,47 | 2,47 | 3,36 | 1,93 | 6,75 | 1,89 | 6,79 | 7,22 |
| P ₂ O ₅ | 0,15 | — | 0,08 | — | 0,20 | — | 0,21 | — | 0,59 | — | 0,57 | — | 0,59 | — | 0,73 | — | 0,65 | — | — | — |

Средние значения (\bar{X}) петрозимических коэффициентов и величины их стандартных отклонений σ

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|---|
| F | 13,33 | 2,36 | 7,60 | 2,43 | 14,81 | 2,14 | 16,84 | 3,16 | 15,15 | 3,72 | 20,44 | 4,85 | 24,95 | 3,87 | 25,00 | 3,22 | 21,91 | 4,33 | 9,22 | — |
| H | 10,66 | 6,24 | 19,59 | 9,30 | 26,57 | 9,24 | 24,06 | 10,87 | 41,48 | 12,49 | 43,11 | 10,88 | 30,86 | 8,02 | 34,64 | 18,86 | 46,28 | 14,17 | 20,43 | — |
| M | 97,66 | 1,94 | 99,16 | 0,46 | 84,81 | 3,84 | 80,56 | 3,90 | 83,48 | 9,23 | 80,18 | 6,38 | 66,26 | 10,81 | 61,66 | 4,59 | 76,62 | 6,35 | 98,76 | — |
| A | 0,94 | 0,87 | 0,74 | 0,69 | 6,42 | 1,21 | 7,41 | 0,93 | 3,95 | 2,07 | 7,72 | 2,77 | 7,60 | 2,18 | 8,34 | 2,13 | 8,34 | 3,25 | 1,38 | — |
| C | 1,45 | 0,59 | 0,46 | 0,34 | 10,45 | 3,17 | 13,56 | 2,94 | 11,94 | 3,11 | 15,54 | 6,35 | 29,86 | 10,55 | 34,49 | 4,06 | 17,51 | 6,41 | 0,45 | — |
| X | 6,31 | 4,46 | 8,90 | 9,28 | — | — | — | — | 2,00 | 0,66 | 1,22 | 0,53 | 0,84 | 0,46 | 1,00 | 0,40 | 1,60 | 0,75 | 9,68 | — |
| S | 58,23 | 1,60 | 54,26 | 2,14 | 90,94 | 9,41 | 89,13 | 31,94 | 65,53 | 4,44 | 81,39 | 13,25 | 86,76 | 18,24 | 105,47 | 8,89 | 96,72 | 2,58 | 57,91 | — |
| T | 2,03 | 1,08 | 0,24 | 0,55 | 3,71 | 0,80 | 4,66 | 1,71 | 16,50 | 8,27 | 23,63 | 6,72 | 22,93 | 5,82 | 27,00 | 9,99 | 17,75 | 2,62 | — | — |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| К | 33,81 | 12,34 | 25,24 | 29,72 | 33,77 | 26,70 | 63,57 | 22,12 | 57,15 | 15,86 | 85,70 | 8,35 | 57,38 | 19,62 | 63,76 | 17,42 | 75,90 | 15,97 | — |
| П | 96,18 | 1,77 | 84,90 | 4,94 | 73,78 | 3,14 | 82,42 | 5,17 | 70,52 | 4,31 | 70,86 | 3,57 | 82,44 | 10,11 | 83,26 | 6,75 | 76,32 | 5,82 | 83,10 |
| Р | 46,78 | 23,94 | 3,68 | 8,32 | 48,09 | 24,76 | 21,34 | 7,80 | 65,82 | 18,08 | 62,72 | 10,88 | 72,53 | 25,05 | 60,26 | 7,63 | 43,38 | 11,71 | — |

Примечание. 1 — оливиниты из интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова (цифры в скобках — число анализов); 2 — дуниты из интрузий центрального типа Алданского района; 3 — меймечиты Камчатки; 4 — пикритовые порфириты Камчатки; 5 — интрузивные кимберлиты Якутии и Южной Африки; 6 — слюдянистые кимберлиты Якутии; 7 — пикриты монтецеллизовые, север Сибирской платформы; 8 — пикриты монтецеллит-нефелин-меллитовые ослюденелые, там же; 9 — слюдянистые дайковые кимберлиты Южной Африки; 10 — альпийские гипербазиты (Велинский и др., 1970).

их кимберлитами, другие — пикритами, альеитами и т. п. Средние составы этих пород, приведенные в табл. 12 (ан. 7, 8), более всего соответствуют щелочно-ультраосновным породам, дайковые тела которых широко распространены в провинциях щелочно-ультраосновного и кимберлитового магматизма.

Петрохимические особенности ультраосновных пород Маймеча-Котуйского и смежных районов севера Сибирской платформы могут быть представлены в виде диаграмм, построенных в координатах вычисленных петрохимических коэффициентов. Для построения диаграмм (рис. 31—35) выбирались такие пары петрохимических коэффициентов, для которых установлены значимые величины парных корреляций. Нанесенные на диаграммы точки выбранных петрохимических коэффициентов образуют ограниченные сплошной линией (для пород Гулинского комплекса) или пунктиром поля, внутри которых располагаются точки средних величин соответствующих коэффициентов. Конфигурация и взаимное расположение полей на диаграммах хорошо иллюстрируют выявленные петрохимические особенности ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. Прокомментируем построенные диаграммы.

Первая из них (рис. 31) построена в координатах $F-S$, отражающих общую железистость пород и их обогащение кремнием относительно магния. На рис. 31 видно, что ультраосновные породы Гулинского плутона образуют поля, занимающие центральную часть диаграммы. Причем дуниты и меймечиты образуют небольшие разобщенные поля, в то время как поле перидотитов почти полностью перекрывает поле меймечитов и частично поле дунитов. Такое расположение полей вполне объяснимо, если учесть, что перидотиты в строении Гулинского плутона занимают вполне определенное положение, располагаясь между дунитами и меймечитами, с которыми они тесно взаимосвязаны. Особенно много общих минералого-петрографических, петрохимических и других признаков перидотиты имеют с меймечитами, отличаясь от них более широким разнообразием химических составов.

Очень характерно на диаграмме расположение поля пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйского района. Оно совершенно не граничит с полем меймечитов, отличаясь от него большими величинами F и S , что еще раз подтверждает справедливость выделения этих пород в самостоятельную группу.

Оливиниты других интрузий частично перекрывают поле дунитов Гулинского плутона, отличаясь от них повышенной железистостью, в то время как дуниты алданских интрузий центрального типа, наоборот, отличаются от дунитов Гулинского плутона и оливинитов более низкой железистостью и меньшими величинами коэффициента S .

На этой и других диаграммах пунктиром обозначено широкое поле, включающее интрузивные и слюдянистые кимберлиты, а также разнообразные пикриты северо-восточной части Сибирской платформы. Разброс

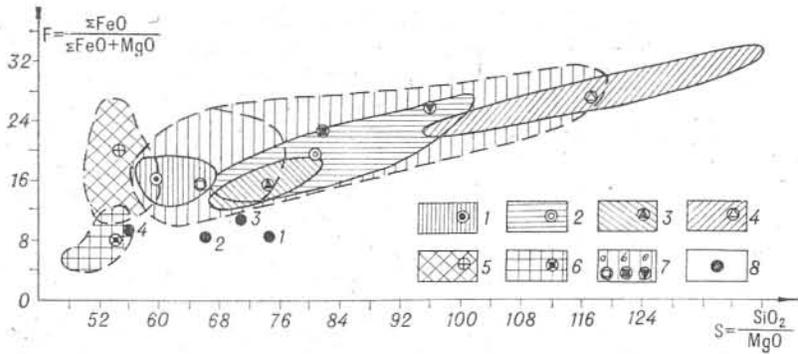


Рис. 31. Диаграмма петрохимических коэффициентов $F-S$ для ультраосновных пород севера Сибирской платформы (объяснение в тексте).
На диаграммах (рис. 31—35):

1—3 — породы Гудинского плутона и средние значения соответствующих петрохимических коэффициентов: 1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — меймечиты; 4 — пикритовые порфириты Маймеча-Котуйского района; 5 — оливиниты интрузий Бор-Урэх и Кугда Маймеча-Котуйского района; 6 — дуниты алданских интрузий центрального типа; 7 — кимберлиты и пикриты северо-восточной части Сибирской платформы; а) интрузивные, б) слюдяные кимберлиты, в) монтичеллитовые пикриты; 8 — средние значения петрохимических коэффициентов для включений гранатовых перидотитов (1) и ультраосновных пород (2) в кимберлитах, шпиннелевых перидотитов в лавах щелочных базальтов (3) и для альпинитовых гипербазитов (4).

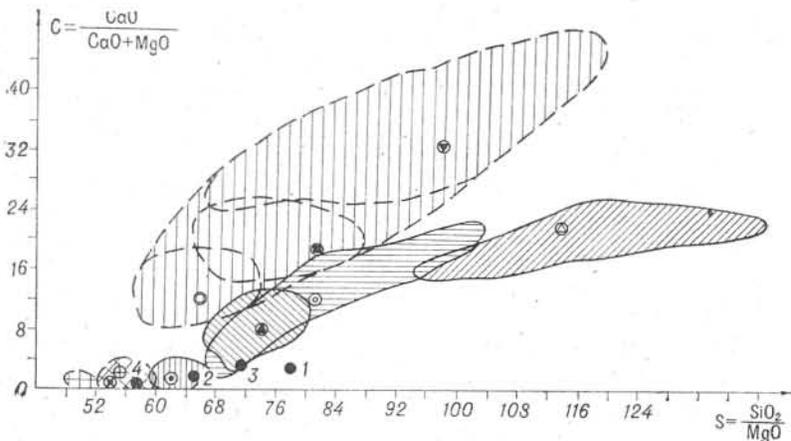


Рис. 32. Диаграмма петрохимических коэффициентов $C-S$ (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 31.

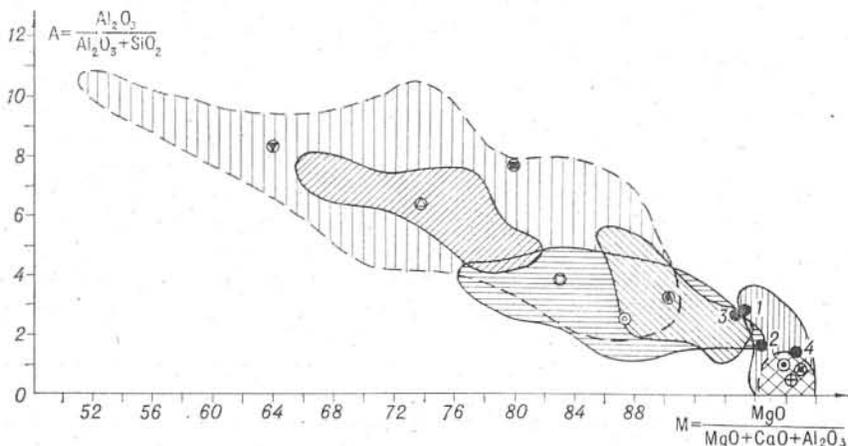


Рис. 33. Диаграмма петрохимических коэффициентов $A-M$ (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 31.

точек этих пород настолько широк, что выделить отдельные поля для каждой группы пород, кроме интрузивных кимберлитов, сгруппированных в левой части поля, практически невозможно.

На следующей диаграмме (рис. 32), построенной в координатах $C-S$, отражающих зависимость между известковистостью пород и их обогащением кремнием, конфигурация и расположение полей ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района по сравнению с диаграммой рис. 31 существенно не меняются. Бедные кальцием породы (дуниты и оливиниты) располагаются в левой части диаграммы, прижаты к оси S и частично перекрывают друг друга. Поле перидотитов почти полностью перекрывает поле меймечитов и лишь частично соприкасается с полем пикритовых порфиритов, которое, как и на предыдущей диаграмме, полностью разобцено с полем меймечитов.

Данная диаграмма имеет одну существенную особенность — поле кимберлитов и пикритов северо-восточной части Сибирской платформы занимает обособленное положение, располагаясь значительно выше полей других пород. Кроме того, внутри контура этого поля можно выделить обособленные участки интрузивных кимберлитов, слюдяных кимберлитов и пикритов. Такая особенность расположения полей, по-видимому, подчеркивает генетическую близость кимберлитов и пикритов северо-восточной части Сибирской платформы и их петрологическое отличие от пород Гулинского комплекса. Это отличие нельзя объяснить только более поздней карбонатизацией кимберлитовых и пикритовых пород, так как апалиты этих пород, пикритовых порфиритов и меймечитов содержат иногда сопоставимые количества CO_2 , существенно различаясь по содержанию CaO . Следует отметить и такой факт: несмотря на близость минеральных и химических составов, поля интрузивных кимберлитов и меймечитов не перекрывают друг друга, что, вероятнее всего, отражает их различную генетическую природу. К такому же выводу пришел Б. А. Мальков (1972), сопоставляя петрогенетические особенности кимберлитов и меймечитов. Еще более существенны различия между пикритовыми порфиритами Маймеча-Котуйского района и пикритами северо-восточной части Сибирской платформы. На приводимой диаграмме (см. рис. 32) те и другие являются естественным продолжением своей ветви пород и существенно отличаются друг от друга по величине C .

Диаграмма, связывающая глиноземистость (A) и магнезиальность (M) пород (рис. 33), по конфигурации и относительному расположению полей близка к вышеописанным. Дуниты и оливиниты на этой диаграмме также представлены небольшими полями, перекрывающими друг друга. Поля меймечитов и пикритовых порфиритов разобцены и существенно различаются величинами коэффициентов M и A . Поле кимберлитов и пикритов перекрывает другие поля, имея наименьшие значения коэффициента M и максимальные — A .

Диаграмма, отражающая щелочность пород (рис. 34), построена в координатах $L-C$, где $L = \frac{SiO_2 + Al_2O_3}{SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O + K_2O}$, а C — известковистость пород. Коэффициент L , по мнению А. М. Виленского (1970), применившего его для выделения петрогенетических серий интрузивных траптов, является показателем кислотности—щелочности расплава. Коэффициент L вполне применим и для наших целей, так как позволяет более объективно оценить роль щелочей в тех или иных породах в отличие от коэффициента $K = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$, дающего только цифры относительных соотношений щелочей в породах без учета их количественных содержаний.

Из приводимой диаграммы (см. рис. 34) следует, что для пород Гулинского плутона, а также для оливинитов и дунитов других интрузий характерно низкое содержание щелочей при относительно небольших величинах

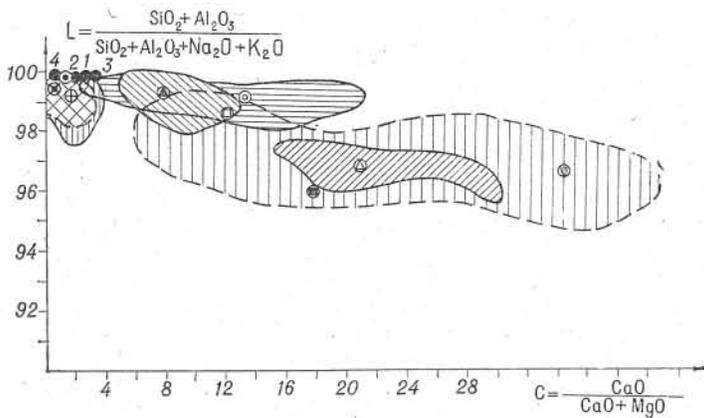


Рис. 34. Диаграмма петрохимических коэффициентов L — C (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 31.

C . Поле пикритовых порфиров Маймеча-Котуйского района полностью обособлено от поля меймечитов, отличаясь от него высокой щелочностью и известковистостью. Общее поле кимберлитов и пикритов перекрывает поле пикритовых порфиров Маймеча-Котуя. При этом интрузивные кимберлиты группируются ближе к меймечитам, а слюдяные кимберлиты и пикриты перекрывают друг друга при общей тенденции пикритов к участку поля с максимальными величинами C .

Очень интересной оказалась диаграмма, показывающая зависимость между хромистостью (X) и титанистостью (T) пород, т. е. в значительной мере показывающая соотношение хрома и титана в рудных акцессорных минералах. Общее расположение полей на этой диаграмме в этом случае значительно меняется. Так, поле дунитов вытянуто вдоль оси X , т. е. хромшпинелевый компонент явно преобладает над титанистым. Такая же тенденция наблюдается и у меймечитов при общей их обогащенности титаном. Поле перидотитов частично перекрывает поля дунитов и меймечитов, в то время как поле пикритовых порфиров обособлено от других пород Гулинского плутона и прижато к оси T , что свидетельствует о высоком содержании в них титана при малых количествах хрома. Дуниты алданских интрузий центрального типа, практически лишенные титана и, наоборот, образуют небольшие поля вдоль оси X . Необычно широкое поле, перекрывающее

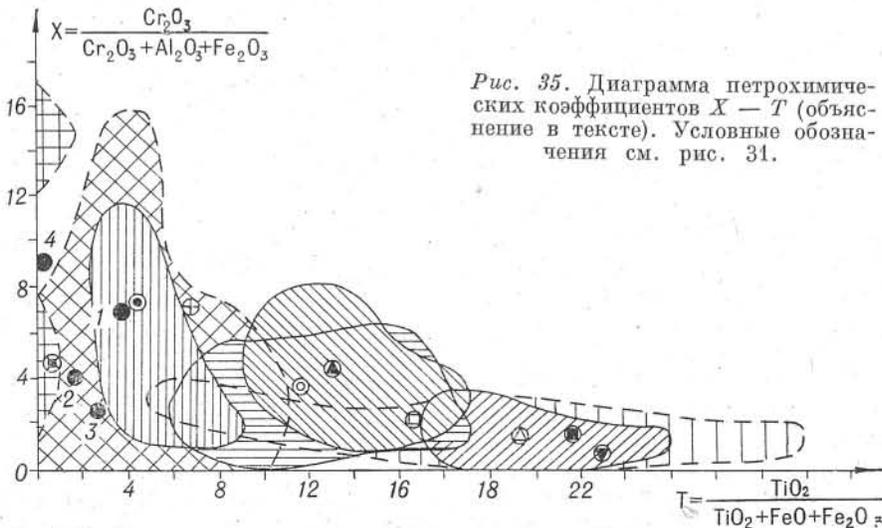


Рис. 35. Диаграмма петрохимических коэффициентов X — T (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 31.

поля других пород, образуют оливиниты. Широкий разброс точек для таких мономинеральных пород, как оливиниты, свидетельствует о неравномерном распределении в них рудных компонентов, что не характерно для акцессорных минералов. Такое неравномерное распределение этих компонентов в оливинитах, по-видимому, можно объяснить наложенным характером как титаномagnetитового, так и хромитового оруденения.

На все диаграммы (рис. 34—35) нанесены точки средних значений соответствующих петрохимических коэффициентов для альпинотипных гипербазитов и включений ультраосновных пород в кимберлитах и лавах (см. табл. 12, ан. 10, и табл. 13). Судя по расположению этих точек на диаграммах (см. рис. 34—33), только одна из них, соответствующая составам шпинелевых перидотитов в лавах (точка 3), располагается вблизи или внутри поля меймечитов, имея с ними целый ряд общих петрохимических признаков (по коэффициентам F, M, A, C, S). Опираясь на такую общность признаков, можно предположить, что расплавы меймечитового состава могут возникать при полном или почти полном плавлении мантийного субстрата, отвечающего по составу шпинелевым перидотитам.

Точка 4, соответствующая альпинотипным гипербазитам, всегда располагается в поле дунитов алданских интрузий, тождественность составов которых отмечалась нами ранее.

Таблица 13

Средние химические составы (\bar{X}) и стандартные отклонения (σ) ультраосновных включений в кимберлитах и лавах

| Окислы | 1(15) | | 2(11) | | 3(24) | | 4(7) | |
|--------------------------------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | \bar{X} | σ | \bar{X} | σ | \bar{X} | σ | \bar{X} | σ |
| SiO ₂ | 44,32 | 1,80 | 41,43 | 2,16 | 43,65 | 1,61 | 45,05 | 1,36 |
| TiO ₂ | 0,29 | 0,56 | 0,14 | 0,13 | 0,12 | 0,07 | 0,15 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 2,02 | 0,63 | 1,08 | 0,44 | 2,05 | 1,11 | 2,77 | 0,39 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,23 | 0,93 | 3,25 | 2,50 | 1,65 | 0,82 | 1,67 | 0,51 |
| FeO | 4,55 | 1,10 | 4,57 | 1,84 | 7,58 | 1,40 | 6,57 | 0,70 |
| MnO | 0,11 | — | 0,09 | — | 0,14 | — | 0,13 | — |
| MgO | 40,21 | 1,95 | 42,87 | 3,06 | 41,74 | 3,18 | 39,70 | 3,19 |
| CaO | 1,61 | 0,67 | 1,62 | 1,84 | 1,76 | 1,09 | 2,98 | 1,90 |
| Na ₂ O | 0,17 | 0,08 | 0,10 | 0,07 | 0,25 | 0,18 | 0,23 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,11 | 0,17 | 0,27 | 0,08 | 0,10 | 0,05 | 0,03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,34 | 0,10 | 0,26 | 0,22 | 0,36 | 0,13 | 0,32 | 0,13 |
| NiO | 0,30 | 0,09 | 0,24 | 0,10 | — | — | — | — |
| П. п. п. | 3,39 | 1,84 | 3,56 | 1,59 | 0,58 | 0,82 | 0,29 | 0,12 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | — | 0,02 | — | 0,04 | — | 0,01 | — |

Средние значения (\bar{X}) петрохимических коэффициентов и величины их стандартных отклонений

| | | | | | | | | |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| F | 8,38 | 0,89 | 8,94 | 1,42 | 11,00 | 1,83 | 10,31 | 0,81 |
| H | 18,93 | 9,08 | 26,11 | 22,33 | 9,11 | 4,52 | 10,51 | 3,96 |
| M | 95,31 | 1,78 | 96,42 | 2,81 | 95,18 | 2,78 | 92,84 | 3,95 |
| A | 2,64 | 0,86 | 1,47 | 0,38 | 2,66 | 1,39 | 3,19 | 0,95 |
| C | 2,83 | 1,28 | 1,80 | 1,34 | 3,03 | 1,97 | 5,30 | 3,75 |
| X | 6,75 | 3,01 | 4,54 | 2,47 | 8,12 | 4,90 | 7,34 | 3,63 |
| S | 74,22 | 4,07 | 65,03 | 6,33 | 70,70 | 6,49 | 76,79 | 9,81 |
| T | 3,82 | 5,45 | 1,91 | 2,94 | 1,18 | 0,71 | 1,94 | 1,02 |
| K | 33,12 | 14,09 | 34,80 | 26,03 | 14,42 | 17,07 | 12,88 | 6,90 |
| $П$ | 90,17 | 4,86 | 89,89 | 4,41 | 98,19 | 2,53 | 98,97 | 0,53 |
| P | 34,14 | 21,08 | 18,88 | 23,31 | 27,86 | 17,41 | 34,29 | 12,50 |

Примечание. Цифры в скобках — число анализов. Включения: 1 — гранатовых перидотитов в кимберлитах; 2 — ультрабазитов в кимберлитах; 3 — шпинелевых перидотитов в лавах; 4 — гранатовых (?) перидотитов в лавах.

Включения ультраосновных пород (дунитов, оливинитов) в кимберлитах (точка 2) по своим петрохимическим особенностям близки к дунитам и оливинитам Маймеча-Котуйского района, в то время как включения гранатовых перидотитов в кимберлитах (точка 1) близки к дунитам Гулинского плутона по коэффициентам X и T (см. рис. 35), значительно отличаясь от этих и других пород по всем остальным параметрам. Отметим, что по своим петрохимическим характеристикам ксенолиты мантии в кимберлитах и лавах не имеют ничего общего с кимберлитами и пикритами северо-восточной части Сибирской платформы.

Для сравнения особенностей минеральных составов ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород севера Сибирской платформы и других районов Союза средние химические составы пород были пересчитаны на «сухой остаток» и на 100%, а затем на нормативные минеральные составы по системе $CJRW$ и на числовые характеристики (Заварицкий, 1960). Результаты пересчетов приведены в табл. 14 и вынесены на диаграммы (рис. 36, 37). Кроме анализов, приведенных ранее в табл. 10, 12, в табл. 14 включены анализы меймечитов Приморья (ан. 13, 14), Канады (ан. 15, 16), Казахстана (ан. 17) и Анабара (ан. 18), а также полевошпатовые пикриты и пикритовые габбро-долериты Сибирской платформы (ан. 19—22) и других районов по нашим и литературным данным.

Нормативные минеральные составы пород были вынесены на четырехкомпонентную диаграмму $O1 + (Hy + Di) + (Mt + Pl + Cr) + (Ne + Or + An)$, что сделало возможным одновременное сопоставление пород по содержанию алюмосиликатов и рудных минералов относительно содержания оливина и пироксенов (рис. 36). Точки минеральных составов пород неравномерно распределены вдоль оси $O1 + (Hy + Di)$, образуя кучное скопление в центральной части диаграммы. Составы ультраосновных пород (дунитов, оливинитов) дают рои точек в нижней части диаграммы (ан. 1—5), а полевошпатовые пикриты и сильно измененные породы тяготеют к ее пироксеновому углу (ан. 16, 17, 19, 20). Можно отметить общую тенденцию в изменении нормативных минеральных составов пород, которая проявляется в том, что с увеличением содержания рудных минералов в них возрастает количество пироксенов и алюмосиликатов в ущерб оливину.

Закономерности в распределении точек составов пород по содержанию рудных минералов не наблюдается. Основная масса пород, судя по табл. 14

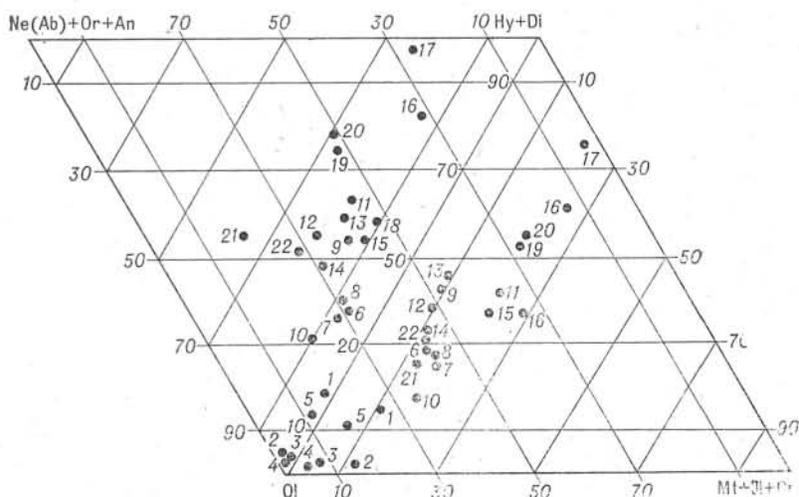


Рис. 36. Четырехкомпонентная диаграмма нормативных минеральных составов ультраосновных, щелочно-ультраосновных и основных пород Сибирской платформы и других регионов (номера на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 14).

и диаграмме (см. рис. 36), содержит 10—20% рудных минералов, среди которых преобладает магнетит и реже ильменит. Более закономерно распределение пород по содержанию алюмосиликатов. На диаграмме можно условно выделить три группы пород, содержащих от 0 до 10% алюмосиликатов, от 10 до 20% и от 20% и более. В первую группу вошли все ультрабазиты, в том числе перидотиты и меймечиты Гулинского плутона, «туфы» меймечитов и интрузивные кимберлиты. Вторая группа включает слюдяные кимберлиты и разнообразные бесполовошпатовые пикриты, в том числе и так называемые меймечиты из других районов. Третья группа пород, содержащая более 20% алюмосиликатов, состоит из полевошпатовых пикритов и пикритовых габбро-долеритов норильских интрузий. В эту же группу попадают пикритовые порфириты Камчатки (ан. 12) и меймечит из Казахстана (ан. 19). Последний явно не имеет ничего общего с меймечитами Сибирской платформы и назван так ошибочно. Более близки по нормативным составам к меймечитам Гулинского плутона только меймечиты Сихотэ-Алиня. Меймечиты Камчатки по сравнению с меймечитами Сибири обогащены алюмосиликатами и пироксенами, а меймечиты Канады и Анабара — рудными минералами и пироксенами.

Сопоставление химических анализов этих пород, их нормативных составов, петрохимических коэффициентов и числовых характеристик показало, что меймечиты Маймеча-Котуйского района отличаются от одноименных пород из других районов недосыщенностью кремнеземом и одновременно высокой магнезиальностью и железистостью, совместным присутствием больших количеств титана, хрома и никеля, очень низким содержанием щелочей. Мы считаем, что термин «меймечит» следует сохранить только для пород севера Сибирской платформы, где они были описаны впервые и к настоящему времени хорошо изучены. Все другие порфировые бесполовошпатовые ультраосновные породы близкого минерального и химического состава следует классифицировать как пикриты или пикритовые порфириты, подчеркивая черты их сходства или отличия от меймечитов Сибири. Исходя из этих соображений, меймечит из Казахстана (Яценко, 1967) следует именовать пикритом, а меймечит с Анабара (Музыка, Чумирин, 1970), по-видимому, слюдяным перидотитом. Меймечиты Камчатки, Сихотэ-Алиня и Канады, судя по имеющимся в литературе петрографическим описаниям и химическим анализам, также следует именовать пикритами, пикритовыми порфиритами, перидотитами и т. п.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 37) меймечиты также занимают вполне определенное обособленное положение (точки 7, 8) совместно с перидотитами Гулинского плутона (точка 6). По параметру b и наклону векторов ближе всего к ним располагаются меймечиты Канады (точка 15) и интрузивные кимберлиты (точка 10). Меймечиты из других районов смещены вверх по оси b , располагаясь в области составов полевошпатовых пикритов. Меймечит с Анабара при этом имеет даже отрицательную величину числовой характеристики c . Точки составов других пород распределены на диаграмме без каких-либо отклонений.

При анализе петрохимических особенностей ультраосновных пород значительный интерес представляло сравнение химических составов ультрабазитов платформенных областей и геосинклинальных зон. Такая работа проведена нами (Велинский и др., 1970; Васильев и др., 1971) методами математической статистики и логико-дискретной обработки информации. Не останавливаясь подробно на этих данных, отметим, что сравнивались породы формаций: альпипотинных гипербазитов, габбро-пироксенит-дунитовой и ультраосновных и щелочных пород платформенных интрузий центрального типа (дуниты, перидотиты, меймечиты Гулинского плутона). Исследования показали, что при очень близком минеральном составе одноименных ультраосновных пород разных формаций между ними имеются закономерные значимые различия в химическом

Средние химические составы ультраосновных, щелочно-ультраосновных и основных пород Сибирской платформы и других районов, рассчитанные на «сухой» остаток и на 100%, их нормативные минеральные составы и числовые характеристики

| Оксиды | 1(17) | 2(24) | 3(24) | 4(17) | 5(65) | 6(20) | 7(21) | 8(6) | 9(12) | 10(13) | 11(16) | 12(8) | 13(1) | 14(5) | 15(8) | 16(4) | 17(1) | 18(1) | 19(8) | 20(5) | 21(91) | 22(3) |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 39,05 | 35,92 | 38,74 | 40,52 | 41,17 | 40,35 | 40,44 | 40,65 | 44,69 | 36,18 | 40,76 | 44,85 | 44,73 | 42,65 | 41,12 | 40,96 | 45,52 | 35,32 | 44,75 | 45,05 | 42,78 | 42,72 |
| TiO ₂ | 0,46 | 1,31 | 0,27 | 0,01 | 0,03 | 1,74 | 1,60 | 1,38 | 0,31 | 1,86 | 3,55 | 0,43 | 0,43 | 1,18 | 0,28 | 3,87 | 1,10 | 5,28 | 3,91 | 1,07 | 0,65 | 0,95 |
| Al ₂ O ₃ | 0,62 | 0,28 | 0,63 | 0,50 | 0,97 | 2,10 | 2,36 | 2,91 | 5,20 | 2,50 | 4,56 | 6,13 | 6,29 | 5,22 | 4,51 | 3,62 | 7,82 | 1,53 | 7,52 | 7,09 | 10,09 | 6,61 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,52 | 5,47 | 2,74 | 2,42 | 3,26 | 6,40 | 6,71 | 7,18 | 4,55 | 7,76 | 7,47 | 4,40 | 8,62 | 4,59 | 10,00 | 9,63 | 12,14 | 14,59 | 4,95 | 8,09 | 4,68 | 5,23 |
| FeO | 8,60 | 12,58 | 10,71 | 5,14 | 5,69 | 8,59 | 6,52 | 6,97 | 6,00 | 4,85 | 8,34 | 6,49 | 0,92 | 8,06 | 6,27 | 11,62 | 4,14 | 6,92 | 9,23 | 7,43 | 10,34 | 8,53 |
| MnO | 0,19 | 0,30 | 0,40 | 0,16 | 0,13 | 0,20 | 0,18 | 0,16 | 0,17 | 0,19 | 0,23 | 0,20 | 0,18 | 0,17 | 0,30 | 0,41 | 0,14 | 0,35 | 0,17 | 0,22 | 0,20 | 0,27 |
| MgO | 42,24 | 42,67 | 44,79 | 50,14 | 47,72 | 34,03 | 36,79 | 36,07 | 33,20 | 37,15 | 23,71 | 29,13 | 35,55 | 33,06 | 35,07 | 25,08 | 22,60 | 27,53 | 18,40 | 23,46 | 22,10 | 29,90 |
| CaO | 1,17 | 0,82 | 0,93 | 0,34 | 0,32 | 5,46 | 4,25 | 3,53 | 5,34 | 7,58 | 9,14 | 6,29 | 3,10 | 4,67 | 1,32 | 3,11 | 5,82 | 3,57 | 8,40 | 6,51 | 7,52 | 4,80 |
| Na ₂ O | 0,13 | 0,15 | 0,12 | 0,10 | 0,06 | 0,22 | 0,20 | 0,11 | 0,16 | 0,21 | 0,69 | 0,55 | 0,16 | 0,20 | 0,47 | 0,09 | 0,44 | 1,42 | 1,27 | 0,61 | 0,87 | 0,46 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,14 | 0,12 | 0,13 | 0,03 | 0,21 | 0,15 | 0,10 | 0,16 | 0,52 | 0,99 | 1,30 | 0,02 | 0,20 | 0,30 | 0,50 | 0,11 | 2,97 | 0,90 | 0,22 | 0,54 | 0,20 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,55 | 0,17 | 0,24 | 0,26 | 0,40 | 0,32 | 0,40 | 0,49 | — | 0,19 | 0,06 | — | — | — | — | 0,36 | 0,11 | 0,17 | 0,13 | 0,22 | 0,14 | 0,16 |
| NiO | 0,30 | 0,13 | 0,16 | 0,21 | 0,22 | 0,20 | 0,22 | 0,20 | — | 0,25 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | 0,12 | — | 0,03 | 0,11 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,06 | 0,15 | 0,08 | — | 0,18 | 0,18 | 0,25 | 0,22 | 0,68 | 0,47 | 0,23 | — | — | — | 0,88 | — | 0,36 | 0,18 | 0,11 | 0,12 | 0,08 |

Нормативные минеральные составы пород, рассчитанные по системе *SJPW* (Заварицкий, 1960)

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ol | 72,4 | 85,6 | 90,0 | 91,9 | 79,9 | 57,2 | 54,2 | 51,4 | 41,4 | 58,1 | 30,5 | 41,5 | 37,8 | 47,7 | 38,0 | 13,1 | 2,1 | 32,0 | 21,0 | 16,8 | 40,5 | 44,8 |
| Hu | 11,1 | — | — | 2,2 | 11,2 | 11,2 | 12,9 | 18,7 | 26,4 | — | 6,1 | 15,1 | 36,8 | 19,9 | 32,8 | 50,5 | 53,0 | 22,0 | 15,4 | 34,2 | 5,8 | 18,5 |
| Di | 3,2 | 2,6 | 3,2 | — | — | 17,5 | 12,0 | 7,1 | 10,0 | 16,8 | 29,6 | 15,9 | — | 8,6 | — | 2,0 | 8,6 | 11,5 | 24,7 | 12,2 | 17,8 | 6,5 |
| Mt | 9,5 | 7,8 | 4,0 | 3,5 | 4,9 | 9,2 | 9,7 | 10,5 | 6,7 | 11,13 | 10,7 | 6,4 | 6,4 | 6,7 | 15,6 | 13,8 | 16,3 | 15,8 | 7,8 | 11,7 | 6,8 | 7,0 |
| Cr | 0,9 | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 1,5 | 0,4 | 0,7 | 0,7 | — | 0,2 | 0,1 | — | — | — | 3,1 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| Il | 0,9 | 2,4 | 0,6 | — | — | 3,3 | 3,0 | 2,7 | 0,6 | 1,8 | 6,6 | 0,8 | 0,8 | 2,3 | 0,6 | 7,2 | 2,1 | 9,8 | 7,5 | 2,1 | 1,4 | 1,8 |
| Ap | 0,3 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | — | 0,3 | 0,3 | 0,7 | 0,3 | 1,7 | 1,2 | 0,3 | — | — | — | 2,0 | — | 1,0 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| Ne | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,1 | 0,8 | 0,8 | 0,6 | 0,6 | 1,4 | 3,0 | 1,5 | 0,8 | 0,8 | 2,0 | 0,6 | 1,9 | 2,9 | 11,4 | 5,2 | 7,3 | 3,6 |
| Or | — | 0,6 | 0,6 | 0,6 | — | 0,6 | 1,1 | 0,6 | 0,8 | 2,8 | 6,1 | 7,8 | — | 1,1 | 1,7 | 2,8 | 0,6 | 0,9 | 0,5 | 1,1 | 2,8 | 1,7 |
| An | 1,1 | — | 0,5 | 0,5 | 1,4 | 4,5 | 5,3 | 7,0 | 13,2 | 4,2 | 6,1 | 10,5 | 16,4 | 12,9 | 6,2 | 7,8 | 17,9 | 4,8 | 11,8 | 16,2 | 22,7 | 15,6 |
| Fa, % | 7,0 | 10,8 | 10,5 | 4,2 | 4,3 | 14,1 | 3,4 | 6,7 | 6,7 | 1,2 | 4,1 | 8,1 | 5,2 | 8,3 | 1,1 | 8,9 | — | 4,4 | 8,5 | 6,2 | 10,4 | 8,2 |

Числовые характеристики пород (Заварицкий, 1960)

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| a | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,5 | 1,1 | 2,6 | 2,6 | 0,4 | 0,6 | 0,5 | 0,7 | 1,0 | 1,8 | 3,6 | 1,5 | 2,3 | 1,1 |
| c | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 1,0 | 1,1 | 2,3 | 0,8 | 1,3 | 2,1 | 1,4 | 2,5 | 1,0 | 1,8 | 3,9 | 5,4 | 2,7 | 3,4 | 4,2 | 3,1 |
| b | 65,8 | 68,1 | 66,6 | 66,4 | 65,7 | 60,1 | 61,4 | 60,1 | 50,7 | 64,0 | 53,1 | 53,1 | 55,5 | 56,9 | 59,4 | 52,0 | 48,8 | 55,4 | 45,6 | 50,1 | 48,7 | 54,6 |
| S | 33,9 | 31,5 | 32,9 | 33,2 | 34,0 | 39,2 | 37,1 | 38,5 | 46,5 | 34,1 | 43,0 | 42,2 | 42,7 | 40,0 | 39,1 | 45,5 | 46,3 | 38,1 | 48,1 | 45,0 | 44,8 | 41,2 |
| f' | 16,1 | 18,7 | 19,1 | 5,1 | 9,3 | 14,9 | 9,4 | 18,5 | 14,1 | 12,7 | 21,0 | 15,8 | 8,24 | 16,9 | 15,1 | 22,2 | 25,9 | 21,5 | 25,6 | 24,6 | 25,4 | 19,6 |
| m' | 82,4 | 80,2 | 84,9 | 61,2 | 90,6 | 77,0 | 79,7 | 87,2 | 80,1 | 78,5 | 64,0 | 76,3 | 88,5 | 79,5 | 85,6 | 74,5 | 69,3 | 72,1 | 60,4 | 68,7 | 67,9 | 77,2 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| с | 1,5 | 1,1 | 1,0 | 0,2 | 0,1 | 8,1 | 5,0 | 4,0 | 4,8 | 8,8 | 5,1 | 7,9 | 1,6 | 3,7 | 0,5 | 3,1 | 4,8 | 6,4 | 14,0 | 6,8 | 6,7 | 3,2 |
| г | 100,0 | 66,7 | 66,7 | 66,7 | 66,7 | 60,0 | 60,0 | 66,7 | 60,0 | 50,0 | 50,0 | 39,1 | 100,0 | 100,0 | 70,0 | 35,3 | 87,5 | 42,2 | 70,0 | 83,3 | 73,7 | 70,0 |
| г | 0,9 | 2,4 | 0,6 | — | — | 3,2 | 2,9 | 2,7 | 0,5 | 3,8 | 6,2 | 0,6 | 0,7 | 2,1 | 0,6 | 5,8 | 1,8 | 10,0 | 6,2 | 1,8 | 1,2 | 1,9 |
| Ф | 6,5 | 5,2 | 2,6 | 1,5 | 3,2 | 0,4 | 7,3 | 4,3 | 5,6 | 8,4 | 10,2 | 5,9 | 5,5 | 5,6 | 6,2 | 14,4 | 18,8 | 1,2 | 8,2 | 12,0 | 7,2 | 6,9 |
| Q | -32,7 | -37,3 | -34,8 | -34,4 | -32,1 | -23,7 | -27,8 | -19,1 | -22,1 | -34,5 | -23,3 | -25,0 | -16,8 | -26,2 | -23,5 | -13,7 | -16,7 | -32,0 | -13,7 | -16,3 | -24,6 | -26,2 |

Примечание. В скобках число анализов: в ан. 10 присутствует 1,7% нормативного перовскита, в ан. 18 — вместо Ав, кроме того, в ан. 18 вместо Ор и Ап рассчитаны Ks и As. 1 — дуниты Гулинского плато; 2 — оливиниты Маймеча-Котуйского района; 3 — то же, Кольского полуострова; 4 — дуниты адланских интрузий центрального типа; 5 — гипербазиты складчатых областей; 6 — перидотиты Гулинского плато; 7 — меймечиты Гулинского плато; 8 — «суфиды» меймечитов; 9 — меймечиты Камчатка; 10 — интрузивные кимберлиты Сибирь; 11 — пикритовые порфириты Маймеча-Котуйского района; 12 — то же, Камчатка; 13 — меймечит Сихотэ-Алиня (Зимин и др., 1965); 14 — меймечиты (меймечит-перидотиты) Сихотэ-Алиня (Мартынов, 1973); 15 — меймечиты Канады (Dingoh, 1970); 16 — сильно измененные (сульфидообильные) меймечиты Канады (Dingoh, 1970); 17 — меймечит гор Ичкееульмес, Казахстан (Яценко, 1967); 18 — меймечит сподулиты с восточного склона Анабара, Сибирская платформа (Музыка, Чумирин, 1970); 19 — псевдонитовые шпириты Д. Алн, север Сибирской платформы (см. Приложение 1, табл. 9); 20 — пикритовые базальты Норильского района (Дюжиков, 1971); 21 — пикритовые габбро-долериты дифференцированных трапповых интрузий Норильского района (Атлас, 1971); 22 — псевдонитовые шпириты гор Ичкееульмес, Казахстан (Яценко, 1967).

составе: обогащение гипербазитов Гулинского плутона железом, титаном, кальцием, глиноземом и щелочами, а гипербазитов формаций складчатых областей — кремнеземом и магнием.

Полученная информация (Велинский и др., 1970) позволила провести логико-дискретный анализ качественных различий гипербазитов сравниваемых формаций и сделать следующие выводы (Васильев и др., 1971):

1. При сравнительном анализе вещественного состава гипербазитов разных магматических формаций с применением методов математической статистики наибольшую разрешающую способность имеет критерий Фишера.

2. Максимальной информемкостью при сравнении химических составов разнотипных гипербазитов обладают значения коэффициента железистости F и содержания в породах алюминия, кальция, закисного и суммарного железа и магния. Это подтверждает ранее высказанное Г. В. Пинусом (1957) положение о том, что для выявления различий между гипербазитами разных магматических формаций знания одного коэффициента Хесса явно не достаточно.

3. Различия между гипербазитами разных формаций наиболее ярко проявляются при сравнении химических составов перидотитов, хотя эти отличия хорошо фиксируются, и для дунитов, но только для представителей альпинотипных гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовой формации.

4. Проведенные исследования количественно подтверждают выявленные нами ранее (Велинский и др., 1970) качественные различия между одноименными породами гипербазитов складчатых областей и платформ.

В заключение остановимся на характере распределения элементов примесей в ультраосновных породах Маймеча-Котуйского района: в дунитах, перидотитах, меймечитах, оливинитах, пироксенитах и в пикритовых порфиритах.

Средние содержания элементов-примесей в перечисленных группах пород приведены в табл. 15. Как следует из этой таблицы, набор элементов, встречающихся в породах, незначителен. При этом некоторые из обнаруженных элементов присутствуют только в отдельных пробах или типах пород в очень малых количествах, как, например, Sr, Ag, Ba, Ce, Be. Другие, наоборот, присутствуют во всех типах пород в заметных количествах. К таким элементам относятся V, Co, Cu, Zn, Zr.

Анализ данных в отдельных типах пород сравнительно с кларковыми содержаниями этих же элементов в ультрабазитах (Виноградов, 1962) выявляет в их распределении определен-

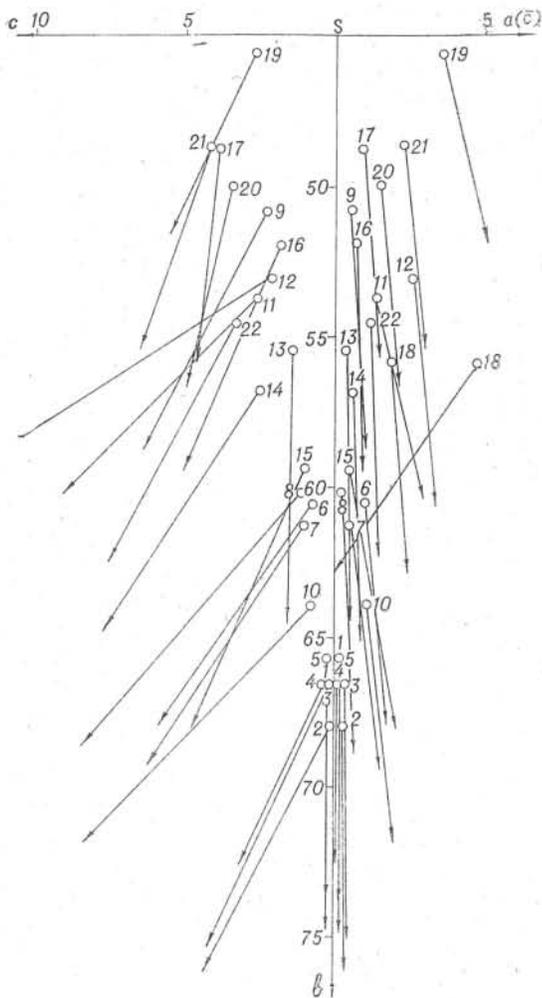


Рис. 37. Диаграмма числовых характеристик пород А. Н. Заварицкого, построенная по результатам анализов, приведенных в табл. 14 (номера анализов в таблице и на диаграмме одни и те же).

Почекутова (1965) и нашим результатам. От дунитов и меймечитов, имеющих много общих признаков, пикритовые порфириды отличаются высоким содержанием титана, ниобия, циркония, редких земель и очень низкими содержаниями хрома и никеля. Такая геохимическая специализация пород, несомненно, говорит об их различной генетической природе.

В дунитах, перидотитах и меймечитах Гулинского плутона, а также в породах из других районов Сибирской платформы нейтронно-активационным методом было определено содержание золота (Олейников, Васильев и др., 1973). Результаты этих определений для пород Гулинского плутона приведены в табл. 17. В этой же таблице, по литературным данным, приведены результаты определений золота в меймечите Сихотэ-Алиня (Моисеенко и др., 1971), в оливиновых включениях из щелочных базальтов (Щека и др., 1971) и в альпидных гипербазитах Северо-Востока СССР (Пинус, Велинский и др., 1973). Сопоставление этих данных показывает, что содержание золота в породах Гулинского плутона приближается к

ные закономерности. Так, для пород Гулинского плутона характерен одинаковый набор элементов-примесей и близкие количественные содержания одного порядка для дунитов, перидотитов, меймечитов. По сравнению с кларковыми величинами в этих породах присутствуют повышенные количества (на порядок больше) Cu , Ag , Pb , Zn , Sn , Mo . Оливиниты других интрузий Маймеча-Котуйского района по содержанию элементов-примесей тождественны дунитам, отличаясь от них только повышенным количеством свинца и пониженным (на порядок) — меди.

Пироксениты Гулинского плутона, развивающиеся по дунитам, отличаются от последних более высоким содержанием V и Ge , по-видимому, концентрирующихся в клинопироксенах и рудных минералах.

Пикритовые порфириды по сравнению с меймечитами обогащены Sr , Y и Yb . В табл. 16 приведены химические, фотометрические и количественные спектральные определения некоторых редких и второстепенных элементов в дунитах, меймечитах и пикритовых порфиридах Маймеча-Котуйского района по данным К. А. Жук-

Средние содержания элементов-примесей в ультраосновных породах Маймеча-Котуйского района, по данным полуколичественного спектрального анализа

| Элемент | Дуниты | Перидотиты | Меймечиты | Оливиниты | Пироксениты | Пикритовые порфириты | Средние содержания в ультраосновных породах (Виноградов, 1962) |
|-----------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----------------------|--|
| V | $3,8 \cdot 10^{-3}$ | $9,9 \cdot 10^{-3}$ | $9,4 \cdot 10^{-3}$ | $2,7 \cdot 10^{-3}$ | $1,6 \cdot 10^{-2}$ | $1,2 \cdot 10^{-2}$ | $4,0 \cdot 10^{-3}$ |
| Co | $1,3 \cdot 10^{-2}$ | $1,2 \cdot 10^{-2}$ | $1,0 \cdot 10^{-2}$ | $1,5 \cdot 10^{-2}$ | $9,8 \cdot 10^{-3}$ | $6,7 \cdot 10^{-2}$ | $2,0 \cdot 10^{-2}$ |
| Cu | $1,4 \cdot 10^{-2}$ | $6,7 \cdot 10^{-3}$ | $1,3 \cdot 10^{-2}$ | $5,1 \cdot 10^{-3}$ | $3,1 \cdot 10^{-2}$ | $1,0 \cdot 10^{-2}$ | $2,0 \cdot 10^{-3}$ |
| Pb | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | $4,6 \cdot 10^{-4}$ | $2,3 \cdot 10^{-3}$ | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | $2,5 \cdot 10^{-4}$ | $2,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Zn | $2,0 \cdot 10^{-2}$ | $1,2 \cdot 10^{-2}$ | $1,2 \cdot 10^{-2}$ | $3,5 \cdot 10^{-2}$ | $2,5 \cdot 10^{-2}$ | $8,7 \cdot 10^{-3}$ | $3,0 \cdot 10^{-3}$ |
| Sn | $8,8 \cdot 10^{-4}$ | $7,8 \cdot 10^{-4}$ | $7,9 \cdot 10^{-4}$ | $5,5 \cdot 10^{-4}$ | $1,2 \cdot 10^{-3}$ | $7,0 \cdot 10^{-4}$ | $5,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Mo | $1,0 \cdot 10^{-4}$ | $2,5 \cdot 10^{-4}$ | $1,3 \cdot 10^{-4}$ | $1,3 \cdot 10^{-4}$ | $1,0 \cdot 10^{-4}$ | $2,0 \cdot 10^{-4}$ | $2,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Sc | $7,0 \cdot 10^{-4}$ | $3,2 \cdot 10^{-4}$ | $7,2 \cdot 10^{-4}$ | Сл. | $9,1 \cdot 10^{-4}$ | $8,3 \cdot 10^{-4}$ | $5,0 \cdot 10^{-4}$ |
| Sr | Не обн. | Не обн. | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | Не обн. | Не обн. | $2,5 \cdot 10^{-2}$ | $1,0 \cdot 10^{-3}$ |
| Zr | $2,1 \cdot 10^{-3}$ | $5,3 \cdot 10^{-3}$ | $9,0 \cdot 10^{-3}$ | $2,2 \cdot 10^{-3}$ | $5,5 \cdot 10^{-3}$ | $9,2 \cdot 10^{-3}$ | $3,0 \cdot 10^{-3}$ |
| Ga | $8,7 \cdot 10^{-4}$ | $2,8 \cdot 10^{-4}$ | $4,9 \cdot 10^{-4}$ | $5,7 \cdot 10^{-4}$ | $1,7 \cdot 10^{-3}$ | $6,6 \cdot 10^{-4}$ | $2,0 \cdot 10^{-4}$ |
| Ge | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | Сл. | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | $1,8 \cdot 10^{-3}$ | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | $1,0 \cdot 10^{-4}$ |
| Y | Сл. | Не обн. | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | Не обн. | Не обн. | $3,4 \cdot 10^{-2}$ | $8,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Yb | Не обн. | » | Не обн. | » | » | $1,0 \cdot 10^{-4}$ | $2,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Ag | Сл. | $2,8 \cdot 10^{-4}$ | $3,6 \cdot 10^{-4}$ | $1,1 \cdot 10^{-4}$ | $1,0 \cdot 10^{-4}$ | Сл. | $5,0 \cdot 10^{-6}$ |
| Ba | » | Сл. | $3,0 \cdot 10^{-2}$ | Не обн. | $9,1 \cdot 10^{-4}$ | $4,0 \cdot 10^{-3}$ | $1,0 \cdot 10^{-4}$ |
| Be | » | $1,5 \cdot 10^{-4}$ | $2,5 \cdot 10^{-4}$ | » | $2,7 \cdot 10^{-4}$ | $2,6 \cdot 10^{-4}$ | $2,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Колич. анализов | 22 | 22 | 38 | 18 | 13 | 17 | |

кларковому и соответствует такому в меймечите Сихотэ-Алиня, в оливиновых включениях и в дунитах альпинотипных гипербазитов. Как показали исследования Г. В. Пинуса, В. В. Велинского и др. (1973), золото в гипербазитах концентрируется главным образом в хромитах. Вероятнее всего по причине малых количеств хромитов в таких породах, как кимберлиты, альнеиты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты (см. табл. 17), золота в них намного меньше, чем в других породах ультраосновного состава.

Вышеизложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Среди ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района можно выделить три группы, различающиеся между собой по петрохимическим и геохимическим признакам. Первая из них объединяет ультрабазиты Гулинского плутона (дуниты, перидотиты, меймечиты), обладающие только им присущими особенностями химизма: недосыщенностью кремнеземом, высокой железистостью и магниальностью, почти полным отсутствием щелочей и одновременно высокими содержаниями титана, хрома и никеля. Вторая группа включает в себя оливиниты других интрузий Маймеча-Котуйского района, имеющие как сходство, так и существенные различия с ду-

Содержание редких и второстепенных элементов в дунитах, меймечитах и пикритовых порфиритах Маймеча-Котуйского района (по К. А. Жук-Почекутову и др., 1965)

| Компоненты | Дуниты | | Меймечиты | | Пикритовые порфириты | | Способ определения |
|--------------------------------|----------------------|--------------|----------------------|--------------|----------------------|--------------|--------------------|
| | вес. % | колич. анал. | вес. % | колич. анал. | вес. % | колич. анал. | |
| TiO ₂ | 0,43 | 17 | 1,48 | 21 | 3,37 | 16 | Химический |
| Cr ₂ O ₃ | 0,51 | 17 | 0,37 | 21 | 0,06 | 16 | » |
| NiO | 0,27 | 17 | 0,20 | 21 | 0,03 | 16 | » |
| Nb ₂ O ₅ | 1,0·10 ⁻³ | 2 | 1,2·10 ⁻³ | 4 | 1,4·10 ⁻² | 4 | » |
| ZrO ₂ | 7,0·10 ⁻³ | 2 | 6,0·10 ⁻³ | 4 | 2,2·10 ⁻² | 2 | » |
| TR ₂ O ₃ | — | — | 1,6·10 ⁻³ | 4 | 1,8·10 ⁻² | 2 | » |
| SrO | 1,0·10 ⁻² | 4 | 2,6·10 ⁻² | 4 | 6,2·10 ⁻² | 1 | Фотометрия |
| BaO | <0,3 | 4 | <0,3 | 4 | 0,34 | 1 | » |
| Be | 1,4·10 ⁻³ | 4 | 1,3·10 ⁻³ | 4 | 3,0·10 ⁻⁴ | 1 | Колич. спектр. |
| Sc | 1,4·10 ⁻³ | 7 | 1,3·10 ⁻³ | 3 | — | — | » |

Примечание. Содержания титана, хрома и никели приведены по нашим данным (см. табл. 10).

Таблица 17

Содержание золота в ультраосновных породах Гулинского плутона и в гипербазитах других районов

| Порода, район | Колич. анализов | Содержание Au в мг/т (среднее) |
|---|-----------------|--------------------------------|
| Дуниты, Гулинский плутон | 3 | 6,9 |
| Перидотиты, там же | 4 | 10,4 |
| Меймечиты, « | 10 | 5,4 |
| Туфы меймечитов | 3 | 4,3 |
| Дайковые меймечиты | 3 | 8,0 |
| Меймечит, Сихотэ-Алинь (Монсеенко и др., 1971) | 1 | 10,8 |
| Кимберлиты Сибирской платформы | 6 | 2,5 |
| Монтчеллигитовые альенинты | 10 | 2,0 |
| Оливиновые включения в щелочных базальтах (Щека и др., 1974) | 87 | 10,4 |
| Дуниты альпинотипных гипербазитов Северо-Востока СССР (Пинус, Велицкий и др., 1973) | 11 | 8,4 |
| Гарцбургиты, там же | 9 | 1,0 |
| Лерцолиты » | 13 | 1,9 |
| Верлиты » | 3 | 0,6 |
| Хромиты » | 22 | 44,0 |
| Ультраосновные породы (Виноградов, 1962) | — | 5,0 |

нитами Гулинского плутона. Третья группа объединяет пикритовые порфиры района, отличающиеся от сходных с ними по минеральному составу меймечитов высокой щелочностью, обогащенностью титаном, редкими землями и некоторыми элементами-примесями, очень низкими содержаниями хрома и никеля.

2. Сопоставление однотипных ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района и других регионов методами петрохимии, статистики и логико-дискретного анализа выявило закономерные значимые различия химических составов одноименных ультраосновных пород различных формаций. Они проявляются в том, что ультрабазиты Маймеча-Котуйского района обогащены железом, титаном, кальцием, глиноземом и щелочами, а гипербазиты формации складчатых областей — кремнеземом и магнием. Установлено тождество составов дунитов алданских интрузий центрального типа с дунитами альпинотипных гипербазитов, а также оливинитов Маймеча-Котуйского района и Кольского полуострова, имеющих одинаковую формационную принадлежность. Проведено широкое сравнение химических составов меймечитов и пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйского района с одноименными или близкими по составу породами из других регионов.

ГЛАВА V

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В последнее время внимание многих исследователей привлекает проблема механизма формирования интрузий центрального типа, трубок взрыва, кальдер проседания, вулканоплутонов и других подобных структур. Интерес к ним вызван широким развитием таких структур во многих провинциях мира, а также тесной пространственной и нередко генетической связью с ними месторождений разнообразных полезных ископаемых.

Долгое время в объяснении механизма формирования структур центрального типа наиболее приемлемыми считались математически обоснованные представления Е. М. Андерсона (Anderson, 1936, 1951), которые затем были значительно углублены и дополнены результатами геологических наблюдений и экспериментальных исследований последних лет. В работах Д. В. Перри (1962), П. Ф. Иванкина (1965), В. Н. Котляра (1965), Е. В. Свешниковой (1968, 1973), А. И. Петрова (1968), В. В. Ковальского и др. (1969), С. И. Костровицкого и Б. М. Владимировой (1971), С. И. Костровицкого (1972), В. А. Невского (1971, 1973), Б. А. Малькова (1970, 1974), А. А. Абдулина и др. (1972), Л. Г. Страхова (1972), И. В. Лучицкого (1974), А. А. Ельянова и В. М. Моралева (1972), И. В. Лучицкого, П. М. Бондаренко (1973) и др. рассматриваются важные вопросы формирования интрузий центрального типа, дайковых тел, трубок взрыва и диатрем с принципиально новых позиций.

С развитием конических и кольцевых структур большинство исследователей (Егоров и др., 1961; Вировлянский, 1962; Авдеев, 1965; Харин, 1970; Ярмолюк, 1971; Ельянов, Моралев, 1972; и др.) связывают также формирование интрузий центрального типа, сложенных ультрабазитами, щелочными породами и карбонатами. Как уже отмечалось, в строении таких тел ультрабазиты занимают различное положение, образуя центральные «ядра», краевые зоны или «ксенолиты» среди щелочных пород. Крайне

редко встречаются массивы существенно ультраосновного состава (Бор-Урях, Гулинский, Лесная Варака).

В сложной и длительной истории развития подобных массивов ведущая роль, по нашему мнению, принадлежит ультрабазитам, которые, внедряясь первыми, формируют основной объем интрузивного тела. При своем внедрении большинство таких ультраосновных тел (массивы Бор-Урях, Кугда, интрузии Алдана и др.) деформирует вмещающие породы, образуя куполовидные поднятия, кривизна которых, судя по экспериментальным данным (Невский, 1971), определяет форму и положение возникающих разрывных нарушений и, следовательно, локализацию последующих магматических и постмагматических образований.

Некоторые вопросы механизма формирования и внутренней структуры ультраосновных тел сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов рассматриваются нами ниже на примере Гулинского ультраосновного плутона и оливинитовых массивов Бор-Урях, Кугда и Одихинча Маймеча-Котуйской провинции.

1. О ФОРМЕ ТЕЛА И МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГУЛИНСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО ПЛУТОНА

Принадлежность Гулинского плутона к типичным интрузиям центрального типа (Егоров и др., 1959, 1961) вполне обоснованно отрицается многими исследователями (Бутакова, 1956; Жабин, 1965; Ланда, 1967; Васильев, 1972), взгляды которых базируются на следующих фактах и соображениях:

1. Необычно большой размер массива (около 2000 кв. км) и его геоструктурное положение на границе платформы и молодого прогиба, в зоне региональных разломов.

2. Отсутствие явлений «диациризма» вмещающих пород, столь характерного для других интрузий этого комплекса (Одихинча, Кугда, Бор-Урях, Маган и др.).

3. Пологое погружение доступных наблюдению контактов интрузии под вмещающие породы.

4. Несовпадение наблюдаемых контактов интрузии с границами массива, проводимыми по геофизическим данным (см. рис. 5). Контур интрузии, по геофизическим данным, обычно значительно (на 5—7 км) шире. Проведение геофизической границы в восточной части массива внутри наблюдаемой геологической границы справедливо интерпретируется как факт наличия здесь полого выклинивающейся краевой линзовидной части интрузии.

5. Неправомерность отнесения меймечитов и анкаратритов к концентрически-зональным (конфокальным) телам, подчеркивающим структуру Гулинского плутона.

6. Отсутствие в ультрабазитах массива элементов протектоники, свидетельствующих о концентрически-зональном их строении. Наоборот, повсеместно наблюдаются хорошо выраженные пологие трещины отдельности, которые характерны для полого залегающих интрузивных тел. Крутопадающие поверхности расщепления в дунит-перидотитах совпадают по направлению с основными тектоническими нарушениями района.

На основании перечисленных фактов и результатов геофизических исследований (по данным Ю. С. Глебовского) многие геологи обоснованно считают, что Гулинский ультраосновной массив представляет собой лакколитоподобное тело (силло-лакколит, по А. Г. Жабину, 1965), имеющее в плане примерно 40×50 км, вертикальную мощность до 5 км и подводящий канал (диаметром до 5 км), расположенный в центральной части массива в районе карбонатитовых тел.

Эти предположения о форме тела нам кажутся более обоснованными, чем выводы Л. С. Егорова и др. (1959, 1961) о концентрически-зональном строении Гулинского плутона.

В свое время, учитывая геоструктурное положение и другие особенности массива, Е. К. Бутакова (1956) высказала мысль о принадлежности Гулинского ультраосновного плутона к интрузиям трещинного типа. Действительно, если посмотреть на контур массива (см. рис. 5), то нетрудно заметить, что прямолинейная северо-западная граница интрузии совпадает по направлению с зоной глубинных разломов, ограничивающих Сибирскую платформу от Хатангского прогиба. Если учесть при этом, что верхняя часть массива, вскрытая эрозией, имеет, по нашим данным, грубо-слоистое строение с общим пологим падением на северо-запад, то создается впечатление, что Гулинский ультраосновной плутон представляет собой силлоподобное (пластиноподобное) тело с неровной кровлей, внедрившееся под небольшим углом в направлении с северо-запада (из зоны разломов) на юго-восток, где оно выклинивается*. Такая форма тела хорошо объясняет многие особенности строения интрузии как перечисленные выше, так и установленные нами при полевых и камеральных исследованиях.

Для выяснения внутренней структуры массива, кроме геологических и петрографических наблюдений, нами был использован также метод микроструктурного анализа. Этот метод был широко апробирован (Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967) на дифференцированных траптовых интрузиях севера Сибирской платформы. Выявленная в образцах ориентировка кристаллов плагиоклаза и оливина позволила расшифровать магматические текстуры и установить их взаимосвязь с особенностями морфологии интрузивных камер. Объективность наблюдаемой ориентировки минералов была обоснована методом « χ — квадрат» (Вистеллус, 1958).

На обнаженной площади Гулинского плутона основная масса ориентированных образцов была отобрана на его южной половине, где широко представлены разнообразные по составу ультраосновные породы (меймечиты, перидотиты, дуниты). Микроструктурный анализ этих образцов выявил во внешне изотропных ультраосновных породах интрузии наличие первичной ориентировки кристаллов оливина примерно одинаковой интенсивности для всех разновидностей пород (рис. 38). По вертикальным разрезам в дунит-перидотитах, перидотитах и меймечитах микроструктурным анализом устанавливается четко выраженная тождественная ориентировка кристаллов оливина, несомненно, возникшая как следствие генетического единства пород при становлении массива. Общее направление и небольшой угол наклона линейных текстур (СЗ — ЮВ) сохраняется на всей изученной площади массива (рис. 39) и, вероятно, соответствует основному направлению внедрения расплава при формировании Гулинского плутона.

В участках отбора ориентированных образцов верхний контакт интрузии со вмещающими породами полностью эродирован. Поэтому за предполагаемую плоскость контакта принимались хорошо выраженные в породах пологие трещины отдельности, элементы залегания которых использовались при расшифровке ориентирных диаграмм. При этом нередко фиксируемая в ориентированных шлифах по расположению плоскости (010) кристаллов оливина планпараллельность совпадает с этим направлением отдельности, а линейность отражается максимумом Nm . Успешная расшифровка диаграмм затрудняется наличием целого ряда дополнительных

* Примером пологой пластовой интрузии в Маймеча-Котуйском районе, относящейся к этому комплексу, может служить массив Седете, сложенный преимущественно меланефелинитами-анкартритами (Бутакова, Егоров, 1962).

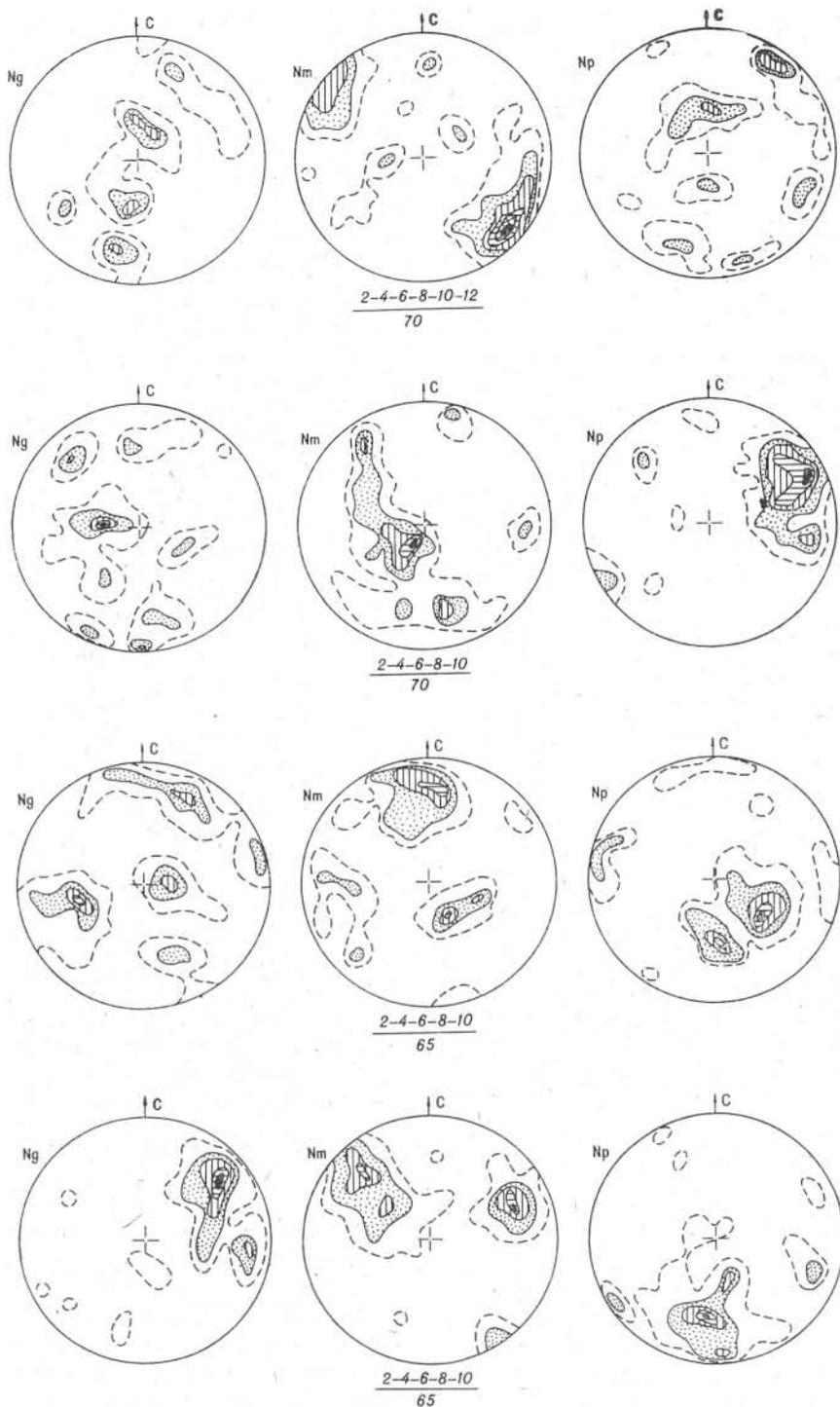


Рис. 38. Примеры микроструктурных диаграмм ориентировки кристаллов оливина в ультраосновных породах Гулинского плутона (сверху вниз): I — меймечит; II — порфирированный перидотит; III — перидотит равномернoзернистый; IV — дунит.

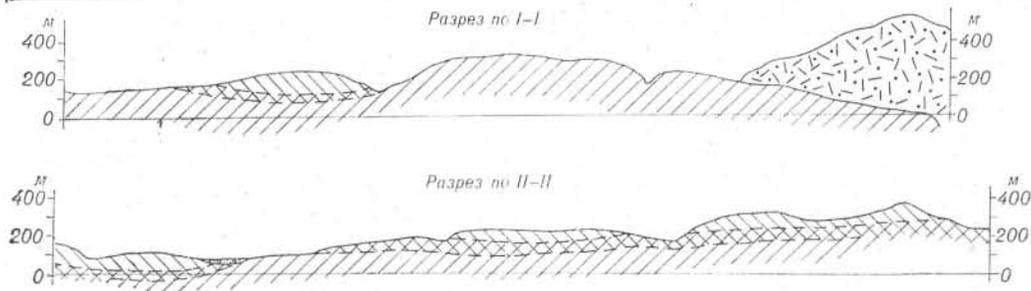
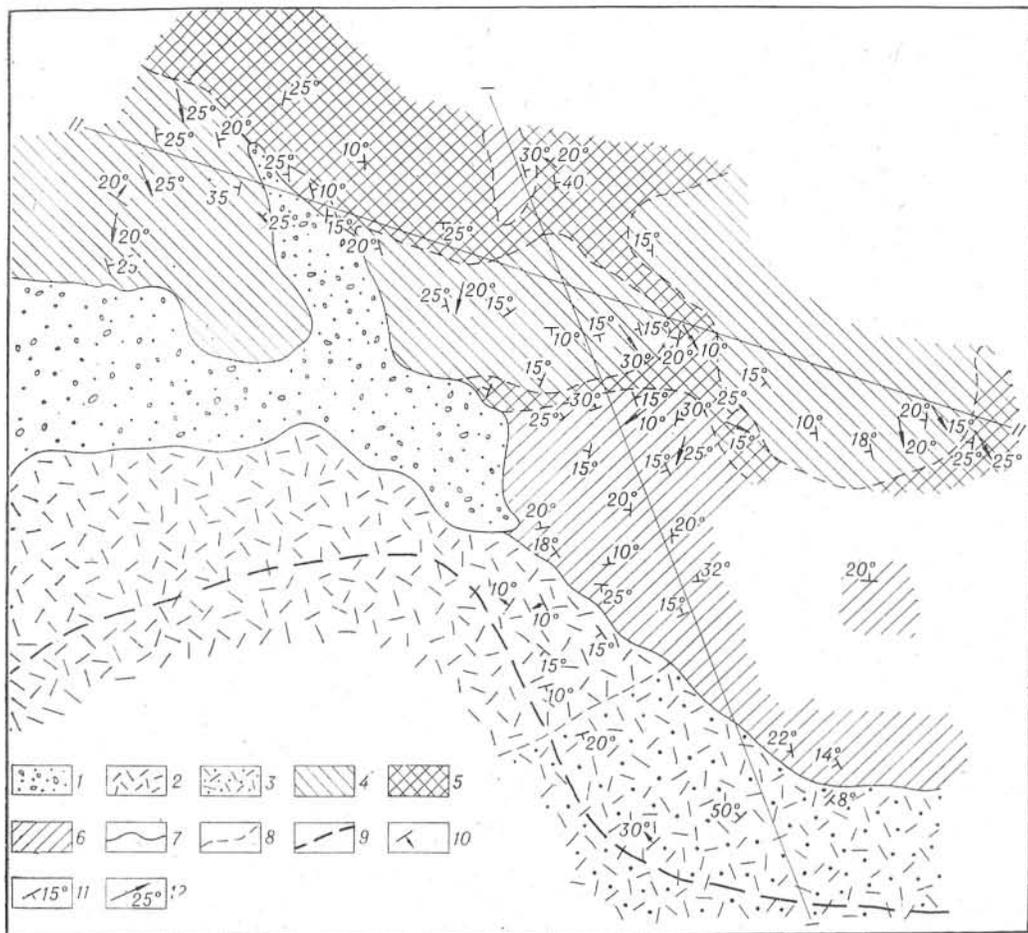


Рис. 39. Схематическая структурно-геологическая карта юго-восточной части Гулинского ультраосновного плутона:

1 — четвертичные отложения; 2 — дельканская свита преимущественно щелочно-базальтоидных лав; 3 — коготокская свита существенно базальтовых лав; 4—6 — породы Гулинского плутона: 4 — меймечиты, 5 — перидотиты, 6 — дуниты; 7 — границы геологических образований; 8 — границы ультраосновных пород; 9 — границы плутона по геофизическим данным; 10—12 — элементы залегания: 10 — пород, 11 — пологих трещин отдельности, 12 — линейных текстур по результатам микроструктурного анализа ориентированных образцов.

максимумов, возникающих в силу взаимозаменяемости относительно ориентирующей поверхности пинакоидов и неравномерного развития других граней на кристаллах, имеющих к тому же очень часто изометричную форму.

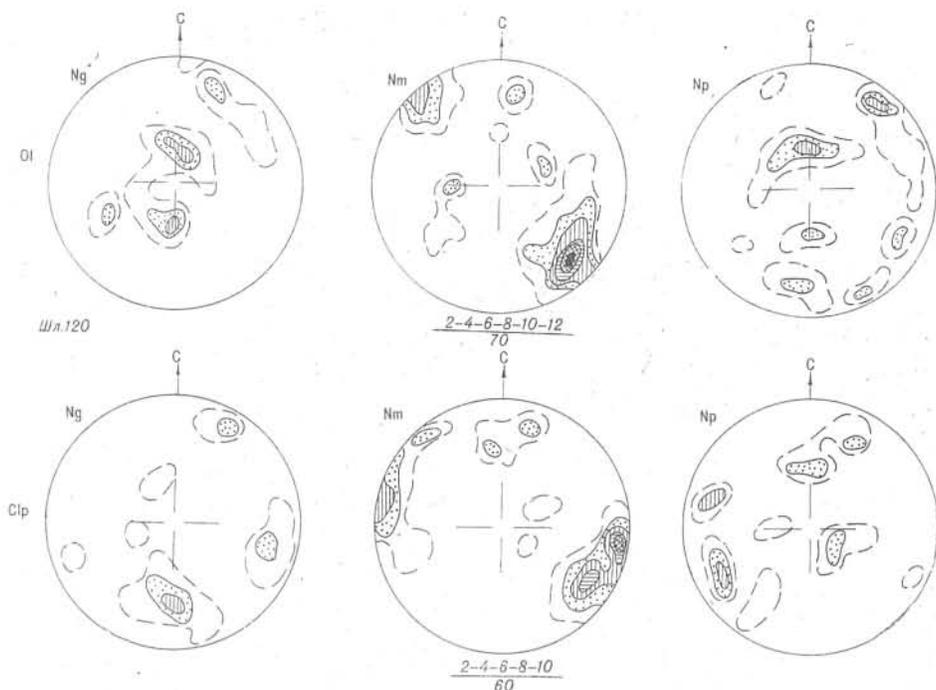


Рис. 40. Микроструктурные диаграммы оливина (Ol) и клинопироксена (Cpx) из меймечита с призматически-зернистой структурой основной массы. Здесь и на рисунках других микроструктурных диаграмм дробь — набор изолиний, отнесенный к числу замеров в шлифе.

В ориентированных шлифах из некоторых образцов меймечитов и порфиroidных перидотитов была изучена также ориентировка зерен клинопироксена. Оказалось, что внешне беспорядочно расположенный минерал, форма зерен которого изменяется от слабо удлиненной по *Nm* брусковидной до ксеноморфной, имеет достаточно четко выраженную ориентировку, совпадающую с ориентировкой оливина из этих же образцов. На рис. 40 приведены примеры такой ориентировки для оливина и клинопироксена из меймечитов и порфиroidных перидотитов. Как следует из этих диаграмм, у оливина и клинопироксена совпадает ориентировка осей *Nm*, образующих четкие максимумы, фиксирующие линейность магматических текстур*. Другие максимумы, особенно у клинопироксена, выражены гораздо хуже и дают, как правило, поясовое расположение. Таким образом, для выявления линейных магматических текстур в ультрабазитах с порфиroidной или порфиroidной структурой наряду с оливином может быть использован и клинопироксен (например, в породах, где оливин полностью серпентинизирован).

С помощью микроструктурного анализа удалось также разобраться в природе так называемых лавобрекчий или туфобрекчий меймечитов и получить доказательства псевдообломочной структуры некоторых «туфов» меймечитов (Золотухин, Васильев, 1970). С этой целью из обнажений на крутом повороте р. Маймечи была отобрана серия ориентированных образцов из крупных (до 2—2,5 м в поперечнике) угловатых обломков

* При этом следует учитывать, что у клинопироксенов и оливинов оси *Nm* совпадают, в то время как другие оси индикатриссы не совпадают из-за различия в сингониях, играющего роль и в различной ориентировке зерен этих минералов «по форме».

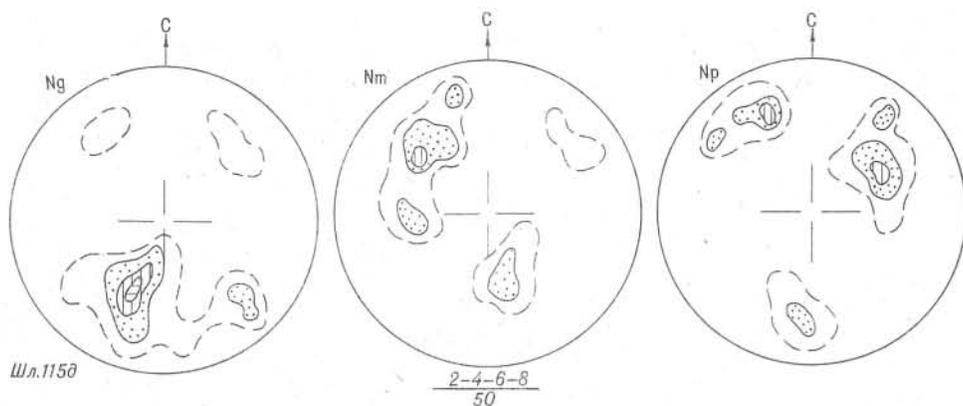


Рис. 41. Микроструктурная диаграмма ориентировки оливина из «туфа» меймечитов (объяснение в тексте).

«лавобрекчий» и монолитных меймечитов того же участка. Результаты изучения показали однородную линейную ориентировку оливина в «обломках», сопоставимую с таковой в монолитных меймечитах. Такое совпадение ориентировки, безусловно, является не случайным и свидетельствует о псевдообломочном характере «лавобрекчий», представляющих собой на самом деле сильно измененные вторичными процессами серпентинизации псевдобрекчий меймечитов с крупными «глыбовыми» реликтами первоначальной породы.

Ненарушенность и отсутствие истинного обломочного характера пород обнаруживается также при изучении ориентировки зерен оливина в некоторых мелкообломочных «туфах» меймечитов. В шлифах (см. табл. XVI, 2; XVII, 1, 2) такие «туфы» состоят из угловатых или округлых обломков меймечитов небольшого размера (до 0,5—1,0 см), сцементированных серпентином. «Обломки» содержат вкрашенники частично серпентинизированного оливина, погруженные в витрофировую и микролитовую сильно измененную основную массу. Замеры ориентировки оливина по всей площади шлифа, т.е. во всех «обломках», дают на микроструктурных ориентирных диаграммах (рис. 41) четко выраженный узор с интенсивными максимумами, как и в монолитных меймечитах.

Приведенные выше факты свидетельствуют о том, что часть «лаво- и туфобрекчий» меймечитов, несомненно, является псевдобрекчиями и возникает в процессе наложенного изменения меймечитов по зонам интенсивной трещиноватости.

В северо-восточной половине массива, где преимущественно обнажены дуниты, также была отобрана серия ориентированных образцов. По результатам микроструктурного анализа, в этой части плутона сохраняется общая для всей интрузии ориентировка линейных магматических текстур в направлении ЮЗ—СВ (рис. 42). Наблюдаемые здесь иногда крутые углы наклона линейности, по-видимому, связаны с изменением первичного залегания пород в отдельных блоках, перемещенных по зонам тектонических нарушений.

По нашим наблюдениям, в этой части массива широко развиты пироксениты, образующие мощные зоны сближенных тел, залегание которых совпадает с расположением системы пологих (и реже крутопадающих) трещин отдельности. Изредка в жилах пироксенитов наблюдается полосчатое расположение разнозернистых участков. Во вмещающих дунитах клинопироксен образует неравномерно распределенную вкрапленность, гнезда, микропрожилки и другие формы проявления.

Микроструктурный анализ ориентировки клинопироксена и оливина по разрезам через жилы пироксенитов (рис. 43), приконтактовые

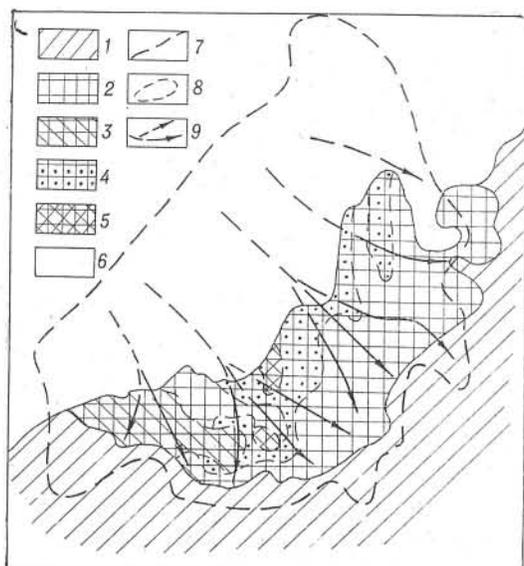


Рис. 42. Схематическая структурно-геологическая карта Гулинского ультраосновного плутона.

1 — вмещающие вулканогенно-туфовые толщи перм-триаса; 2 — 5 — породы Гулинского плутона: 2 — дуниты и перидотиты, 3 — меймечиты, 4 — меланефелиниты (анкаратриты), 5 — карбонатиты; 6 — молодые отложения Хатангской впадины; 7 — граница интрузии по геофизическим данным; 8 — границы пород Гулинского плутона; 9 — предполагаемые направления внедрения ультраосновной расплава (по результатам микроструктурного анализа).

тировкой этих же минералов в пироксенизированных дунитах (см. рис. 40), нетрудно заметить, что выявленные максимумы оптических осей на микроструктурных диаграммах располагаются по-разному.

На микроструктурных диаграммах магматических пород с порфировой или порфирированной структурой максимумы осей Nm , располагающихся вдоль удлинения кристаллов, фиксирующих положение линейных магматических структур, занимают одинаковое положение. И наоборот, в пироксенизированных дунитах максимумы осей Nm клинопироксенов совпадают с максимумами осей Np оливинов. В этом случае кристаллы клинопироксена, как правило, уплощены по (010).

В свою очередь, кристаллы оливина, имеющие удлинение по Nm (линейность), уплощены по плоскости (010), максимум нормалей к этим плоскостям ($Np \perp k(010)$) фиксирует планпараллельность протемагматических текстур и совпадает с элементами залегания пологих трещин отдельности в дунитах, а также соответствует микротрещиноватости (микроотдельности, спайности?) в кристаллах оливина.

Зоны такой хорошо выраженной макро- и микротрещиноватости в дунитах, вероятнее всего, были прекрасными флюидопроводящими структурами для более поздних растворов, из которых формировались постмагматические минералы. Одним из первых таких минералов был клинопироксен, метасоматически замещающий оливин. В процессе такого замещения значительная часть кристаллов клинопироксена своими уплощенными гранями росла параллельно плоскостям микротрещиноватости, образуя на первых этапах вкрапленность, цепочки разобщенных зерен и микропрожилки, постепенно разрастающиеся в более крупные мономинеральные тела пироксенитов при более благоприятных условиях (например, в зонах интенсивной трещиноватости). При этом зерна клинопироксена

зоны и вмещающие дуниты выявил интересные закономерности. Оказалось, что зерна клинопироксена в мономинеральных жилах, в пироксенизированных дунитах, где клинопироксен преобладает, и в дунитах, где он присутствует в виде разобщенной вкрапленности, имеют одинаковую ориентировку. Причем четко выраженный максимум ($Nm \perp k(010)$) на диаграммах ориентировки клинопироксена фиксирует в этом случае нормаль к плоскости контакта жилы (и соответственно к плоскостям трещин отдельности) и одновременно совпадает с максимумом ($Np \perp k(010)$) ориентировки оливина в дунитах, вмещающих тело пироксенитов. При этом другие оси кристаллов клинопироксена четко выраженных максимумов не образуют.

Сравнивая ориентировку кристаллов оливина и заведомо магматического клинопироксена в меймечитах и порфирированных перидотитах с ориентировкой

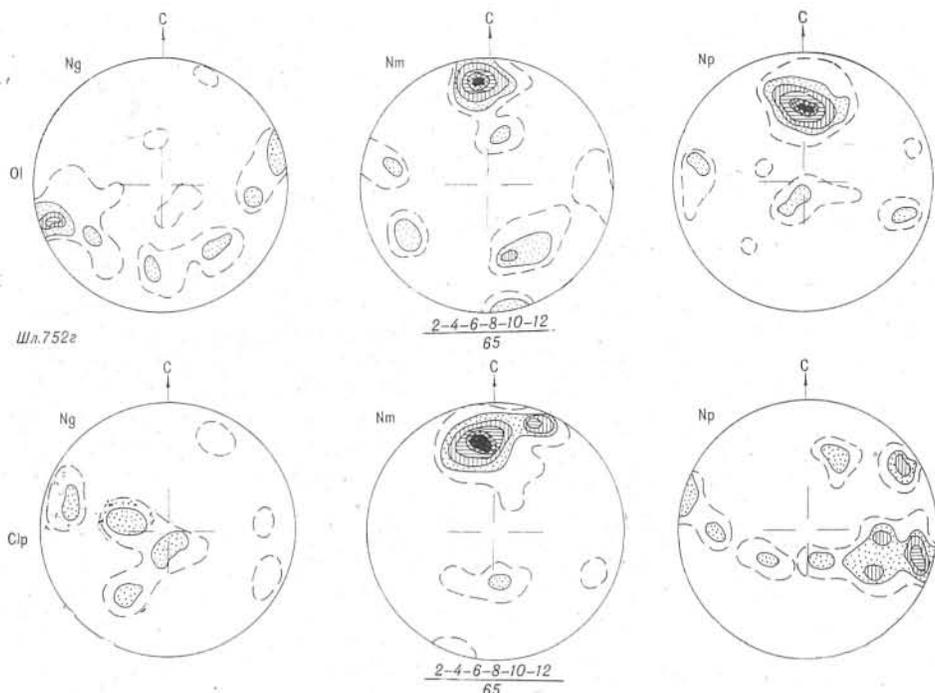


Рис. 43. Микроструктурные диаграммы ориентировки кристаллов оливина (Ol) и клинопироксена (Cpx) в оливиновых пироксенитах (I) и пироксенизированных дунитах (II). Объяснение в тексте.

опосредствованно (через систему микроотдельности) унаследовали ориентировку кристаллов оливина. Такое развитие клинопироксена представляет собой пример своеобразной «миметической кристаллизации» минералов (Елисеев, 1953).

Вышеизложенные особенности геологического положения Гулинского плутона, минералого-петрографическая и петрохимическая близость и взаимосвязь слагающих его ультраосновных пород в сочетании с выявленными чертами внутренней структуры массива позволяют в общих чертах представить механизм формирования этой крупной интрузии следующим образом.

Пульсационно поступающий в камеру гетерогенный расплав, отвечающий по составу меймечиту, формировал в первую очередь эндоконтактовую (меймечитовую) верхнюю зону закалки, мощность которой (скорость роста) зависела прежде всего от температуры (вязкости) расплава* и начальной температуры вмещающих пород. Одновременно, благодаря гравитационной осадке оливина, под зоной закалки (под меймечитами) формировался горизонт порфиризовидных и равномернoзернистых перидотитов, обедненных вкрапленниками оливина (с наиболее низким содержанием магния). В свою очередь, расположенные ниже дуниты, всегда содержащие переменное количество клинопироксена, вероятнее всего, образовались в результате обогащения первичного (меймечитового) расплава осаждающимися кристаллами. Вполне понятно, что осаждающиеся кристаллы оливина могут образовать горизонт дунитов, мощность которого не будет превышать мощность слоя перидотитов. Более глубинные горизонты интрузии

* По экспериментальным данным (Генштафт и др., 1968), температура плавления основной массы меймечита не превышает 1450°C при 8 кбарах. Так как исходный расплав содержал около 50% вкрапленников, его вязкость с учетом данных Шау (Shaw R. H., 1965) была не менее 10^2 – 10^3 пуаз.

зии, сформированные последующими порциями гетерогенного расплава, по-видимому, состоят из полнокристаллических аналогов меймечитов или, если происходила гравитационная отсадка оливина, из чередующихся горизонтов дунитов и перидотитов с переменным количеством клинопироксенов, средний состав которых также будет соответствовать составу исходного меймечита.

При поступательном движении расплава в образующихся дифференциатах наводились тождественные микроструктуры линейной ориентировки кристаллов оливина, а при внедрении новых порций расплава происходило дальнейшее увеличение камеры за счет подъема пород кровли и проникновения кашеобразной гетерогенной массы в предварительно прогретые боковые породы. Поэтому в краевых зонах массива (например, вдоль юго-восточного контакта) наблюдается не меймечитовая, а менее мощная оторочка порфировидных перидотитов и дунитов.

При движении дунит-перидотитового «языка» затвердевшая меймечитовая эндоконтактная оторочка испытывала механические нагрузки и реагировала на них локальными подвижками по плоскостям, параллельным направлению движения. При этом дроблению и даже истиранию в тонкообломочную массу в первую очередь подвергались наиболее хрупкие меймечиты со стекловатой (витрофировой) или микролитовой основной массой, обломки которых преобладают в «туфах» меймечитов. В дальнейшем эти ослабленные зоны были наиболее проницаемыми для постмагматических растворов, превративших брекчи в полностью серпентинизированные породы. Аналогичные «туфоподобные» сильно измененные брекчи встречаются не только среди меймечитов, но и в таких заведомо интрузивных породах, как перидотиты и дуниты.

О пульсационном поступании расплава в камеру свидетельствуют дайки меймечитов, встречающиеся среди различных ультраосновных пород массива. Особенно многочисленны они в эндоконтактной меймечитовой зоне и в породах экзоконтакта. По-видимому, при увеличении объема камеры за счет пульсационно поступающих порций расплава в затвердевшей эндоконтактной зоне и в породах экзоконтакта плутона возникли зоны линейных и радиально расположенных по отношению к контакту расколов, по которым поступал гетерогенный расплав, давший многочисленные дайки меймечитов, кристаллизация которых происходила в $P-T$ условиях, близких к таковым для меймечитов эндоконтактной зоны.

Таким образом, Гулинский ультраосновной плутон представляет собой, по нашим наблюдениям, пластиноподобный (лакколитоподобный) груборасслоенный массив, сформировавшийся из гетерогенного расплава, отвечающего по составу меймечиту эндоконтактной зоны плутона. Такой вывод, подтвержденный фактическим материалом, изложенным в работе, объясняет также многие противоречивые моменты в проблеме генезиса меймечитов: их приуроченность только к границам Гулинского плутона, отсутствие четких контактов с другими ультрабазитами массива, происхождение так называемых «туфов» меймечитов и «малых интрузий» меймечит-перидотитов, образование дайкового комплекса меймечитов, их минералогическо-петрографические и петрохимические особенности.

Предлагаемый механизм формирования Гулинского плутона и возникающая при этом последовательность в залегании ультраосновных пород подтверждаются и на других геологических объектах. Так, например, М. В. Мартынюк (1972) в северной части Сихотэ-Алиня в бассейнах рек Анюя, Поди, Гобилли и Джауры среди вулканогенно-кремнистых образований джаурской свиты верхнетриасового — юрского возраста описал около 20 силлов и дайковых тел меймечитов, меймечит-перидотитов и перидотитов мощностью от десятков сантиметров до ста метров и протяженностью до 1 км. Эндоконтактные зоны некоторых из этих пластовых тел сложены меймечитами (меймечит-перидотитами), в то время как центральные части имеют полнокристаллическую структуру и напоминают перидо-

титы (верлиты), но содержат в своем составе стекло. В центральных частях таких силлов отмечаются зоны, обогащенные оливином, располагающиеся параллельно контактам и возникающие, вероятнее всего, в процессе гравитационной отсадки оливина. В тех случаях, когда контакты пластин имеют сорванный тектонический характер, в экзоконтактовых меймечитовых зонах описываются сильно измененные (серпентинизированные и карбонатизированные) туфоподобные породы, образующие среди меймечитов линзовидные участки и «слои» большой протяженности и переменной мощности.

К ультраосновным породам Гулинского плутона относятся также многочисленные дайки меймечитов, геологическое положение которых, морфологические особенности тел и черты внутреннего строения изложены в главе II. Дайки меймечитов генетически взаимосвязаны с Гулинским ультраосновным плутоном. Они образуются из того же расплава, что и породы плутона, что подтверждается тождеством микроструктур, минералогическим и химическим составом меймечитов эндоконтактовой зоны плутона и дайковых тел. Расположение дайковых тел в эндоконтактовой зоне плутона, а также их внутреннее строение в какой-то мере отражают пульсационно-прерывистый характер поступления расплава в камеру плутона. Особенности строения некоторых дайковых тел меймечитов, а именно появление вкрапленников оливина на некотором расстоянии от контакта (за зоной закалки, см. табл. I, 1; XI, 2) и увеличение их количества и размерности по направлению к центру, позволили сделать в полевых условиях предположение о возможном формировании их из гомогенного ультраосновного расплава. Естественно было ожидать в этом случае, что химические составы стекловатых закраин и внутренних зон дайковых тел, содержащих различное количество вкрапленников оливина, будут тождественны, как это имеет место для даек основного состава (Золотухин, Васильев, 1969).

Как оказалось, составы эндоконтактовых зон не сопоставимы с составами их центральных частей. Это различие невозможно объяснить с позиции внедрения гомогенного расплава, так же как и особенности формирования полосчатых дайковых тел, состоящих из зон с различным соотношением вкрапленников и основной массы. Результаты петрохимических и петрографических исследований свидетельствуют о том, что дайки меймечитов формировались из гетерогенного расплава. Из дайковых тел меймечитов нами были взяты ориентированные образцы. Микроструктурный анализ ориентировки оливина из этих образцов показал, что кристаллы оливина имеют, как правило, хорошо выраженную линейную ориентировку, располагающуюся в плоскости контакта. Плоскостная ориентировка выявляется не всегда. Более четко она проявляется у контактов с вмещающими породами и менее отчетливо — в центральных частях дайковых тел. На рис. 44 приведена для примера ориентирная диаграмма, построенная по оливину для приконтактовой зоны дайки. На эту же диаграмму пунктиром нанесена плоскость контакта дайки и выход ее полюса (треугольник). Судя по ортогональному расположению максимумов для осей Ng , Nm , Np и их интенсивности, в макроскопически изотропном теле дайки имеются хорошо выраженные магматические текстуры. Максимум Nm , располагающийся в плоскости контакта, отражает линейность, ориентированную почти вертикально. Близкая интенсивность максимумов возникает благодаря равноценности и взаимозаменяемости пространственного положения элементов огранки кристаллов (Brothers, 1959; Золотухин, 1960). Менее интенсивный максимум Np , совпадающий с полюсом контакта дайки, говорит о присутствии в теле дайки микрополосчатости, параллельной контакту. Подобный микроструктурный анализ был проведен также для целого ряда других дайковых тел меймечитов.

Для объяснения механизма формирования дайковых тел мончикитов и меймечитов из гетерогенного расплава Б. А. Мальков (1970, 1971) при-

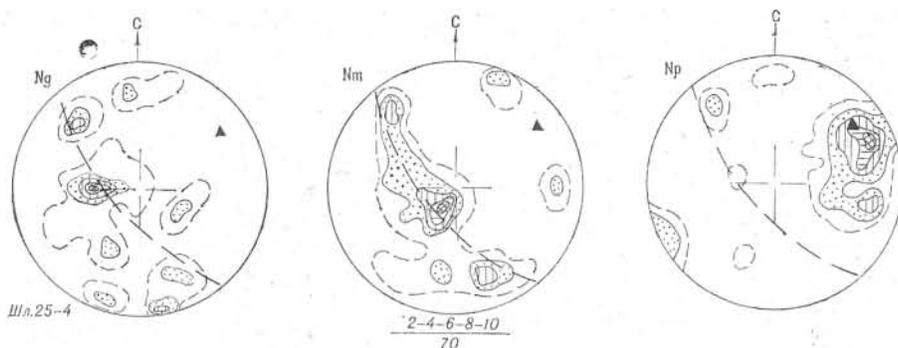


Рис. 44. Микроструктурная диаграмма ориентировки кристаллов оливина в дайке меймечита. Объяснение в тексте.

влекает методы гидродинамики. По его расчетам, изменение количественных соотношений кристаллических фаз и жидкости по разрезам дайковых тел соответствует параболической кривой, отражающей характер изменения по разрезу скорости ламинарного течения гетерогенной жидкости в вертикальном канале. При этом благодаря градиенту гидродинамического давления происходит миграция вкрапленников от периферии к центру тел. Подобная гидродинамическая модель объясняет образование дайковых тел с постепенным изменением величины и размерности вкрапленников от периферии к центру, но не объясняет возникновения дайковых тел с резкими афанитовыми закраинами и полосчатыми разноструктурными зонами.

Ю. Б. Слезин (1973), рассматривая морфологию и внутреннюю структуру дайковых тел с резкими афанитовыми зонами, считает, что по положению упругопластической границы (границы раздела афанитовой зоны и центрального ядра, обогащенного вкрапленниками) можно получить информацию о внедрении подобных интрузий. Расстояние этой границы (X_0) связано с градиентом давления ($\text{grad } P$) и величиной предела текучести (v) соотношением:

$$X_0 = \frac{2v}{\text{grad } P}.$$

Отсюда можно найти $\text{grad } P$ и оценить избыточность давления в магматическом резервуаре, а зная вязкость, можно определить скорость внедрения гетерогенного расплава.

Много в этом направлении было сделано С. Баттачари (S. Bhattacharji, 1967), который на протяжении ряда лет занимался экспериментальным моделированием процессов распределения твердых фаз в вязких жидкостях при их движении в вертикальных и пологих каналах. При моделировании процессов внедрения силлов и дайковых тел основного и ультраосновного состава выяснилось, что распределение вкрапленников по разрезам дайковых тел зависит от целого ряда реологических параметров расплава и прежде всего от ее предела текучести, тесно взаимосвязанного с вязкостью. Как было установлено Х. Шау с сотрудниками (Shaw, Wright and et., 1968), при увеличении в расплаве количества вкрапленников его вязкость резко повышается. Расплав теряет свойства ньютоновской жидкости и начинает вести себя как твердое тело (тело Бингама) (Рейнер, 1965). В этом случае характер распределения скорости течения расплава по разрезу дайкового тела изменяется и происходит не по параболической кривой, а ступенчато, резкими скачками, что приводит к неравномерному распределению кристаллических фаз по разрезу и возникновению отчетливых границ между отдельными зонами в дайковом теле. Подобный механизм формирования объясняет в конечном счете образование полосчатых дайко-

вых тел разнообразного состава: меймечитов, пикритовых порфиров, мончикитов, кимберлитов, а также, по-видимому, наблюдаемые неоднородности в строении меймечитовой толщи (чередование участков с различной зернистой структурой и переменным количеством вкрапленников).

2. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ОЛИВИНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОГО РАЙОНА по результатам микроструктурного анализа

Если исключить Гулинский плутон, то все остальные массивы Маймеча-Котуйского интрузивного комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов обладают целым рядом общих признаков: имеют изометричную в плане форму и небольшие размеры (до 2—7 км в диаметре, обычно меньше), в составе интрузий принимает участие одинаковый (или очень близкий) набор пород, порядок формирования которых сохраняется общим для всех массивов, но количественные соотношения пород варьируют в широких пределах. Для большинства тел характерно «задирание» карбонатно-терригенных пород экзоконтакта почти до вертикального положения и образование куполовидных диапировых структур.

Собственно оливиниты преобладают в составе только двух интрузий — Бор-Урях и Кугда. Результаты микроструктурного анализа оливинитов из этих интрузий изложены ниже. Коротко сказано также о наблюдениях над оливинитами Одихинчи.

Интрузия Бор-Урях представляет собой существенно оливинитовое тело (см. рис. 13), в составе которого доля таких более поздних пород, как нефелиновые сиениты и карбонатиты, ничтожна. Поэтому нет никаких сомнений, что наблюдаемая вокруг массива диапировая структура задирания вмещающих пород произошла под воздействием интрузии оливинитов.

Интрузия обнажена неравномерно. Поэтому основная доля ориентированных образцов была отобрана из северо-восточной половины массива. Микроструктурный анализ среднезернистых оливинитов интрузии Бор-Урях показал хорошую ориентировку оливина. Петроструктурные узоры четко привязываются к приближительному расположению ближайших плоскостей контакта, наблюдавшихся в полевых условиях.

Ориентирные диаграммы по оливину позволяют уточнить положение этих плоскостей и проследить ориентирующее их влияние в глубь интрузии на значительное удаление от контакта. Плоскости контакта четко отбиваются крупными максимумами Np , фиксирующими расположение обыкновенно наиболее уплощенной грани (010) в зернах оливина (рис. 45). Вытянутость зерен оливина вдоль (001), фиксируемая расположением Nm , указывает направление растягивающих усилий в магме. У контактов ось Nt однозначно указывает направление течения магмы, учитывая которое в пределах массива Бор-Урях определялись линии течения магмы, показанные на рис. 46. Линии подчеркивают изометричную форму массива с отдельными подворотами и элементами завихрения. В целом они фиксируют ламинарный тип течения, причем начинаются линии течения от северо-восточного вытянутого участка массива, напоминающего крупную трещину выполнения. Есть основание думать, что на этот участок приходится и положение магмоподводящего канала. В таком случае магмоподводящая трещина заканчивается достаточно круто наклоненной изометричной пластиной, образующей основное тело массива с общим падением к югу. При этом лежащий бок пластины вскрывает северный контакт, а висящий бок — южный. Глубинная часть трещины магмоподводящего канала, исходя из полученной картины, имеет в этом случае достаточно крутое падение к северу — северо-востоку. Крутые контакты обнажающейся части массива подчеркиваются также резким задиранием пластов вмещающих пород по мере приближения к массиву.

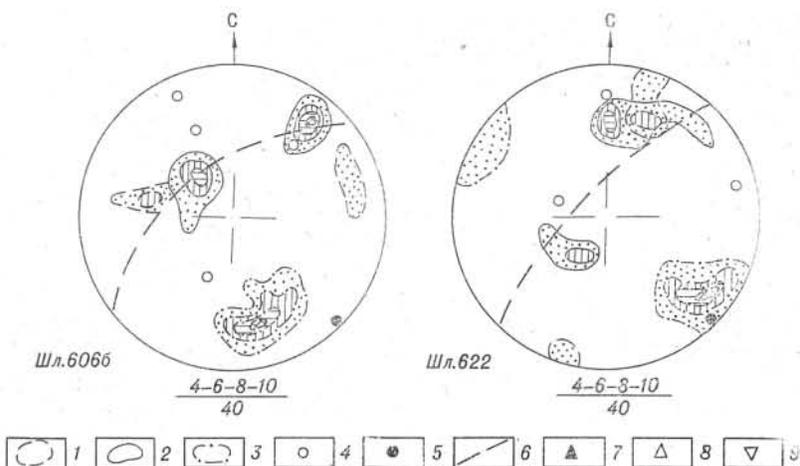


Рис. 45. Сводная микроструктурная диаграмма ориентировки кристаллов оливина в оливинитах интрузии Бор-Урях. Здесь и на других диаграммах:

1—3 — максимумы осей: 1 — Ng , 2 — Np , 3 — Nm ; 4 — нормаль к плоскости трещин отдельности; 5 — нормаль к плоскости ближайшего контакта интрузии; 6 — предполагаемая плоскость контакта интрузии по расположению максимума осей Np ; 7 — расположение жил магнетита, слюдитов, шелочных пород и карбонатов в оливинитах; 8 — расположение микротрещин и прожилков серпентина в оливинитах; 9 — расположение двойников трансляции в зернах оливина.

Большой интерес представляет взаимоотношение среднезернистых «нормальных» оливинитов с крупнозернистыми пегматоидными разностями. Полевые наблюдения и камеральные исследования ориентированных образцов показывают, что так называемые пегматоидные жилы оливинитов могут иметь как согласное залегание относительно первичных текстур течения основного тела массива, так и секущее (рис. 47). В большинстве случаев их залегание согласуется с основными системами трещин отдельности в породах массива. Они располагаются как вдоль протопластовых трещин, так и в перпендикулярных к ним системах. Отмечено расположение и вдоль явно наложенных секущих систем, связанных с несколько более поздними дизъюнктивными нарушениями в породах массива, в частности в северо-восточной его части с простираем $S—Ю$ при субвертикальном падении (см. рис. 47).

Подобное же залегание характерно для флогопитовых и магнетитовых прожилков, часто имеющих крутое секущее направление по отношению к первично-магматическим текстурам (см. рис. 47), но близких по ориентировке к основным системам трещин отдельности (точнее прототрещин). Это же следует сказать и относительно месторасположения в оливинитах наблюдавшихся прожилков полевошпатовых пород, а также карбонатных жил там, где они вскрыты шурфами.

Кроме того, расположение в оливинитах субпараллельных микротрещин и отчасти двойниковых швов, наблюдавшихся в одиночных зернах оливина (см. рис. 47 и 48, шл. 535), совпадает на диаграммах с максимумом (010), отражающим плоскость планпараллельности, что свидетельствует о продолжающемся движении пород в том же направлении уже в существенно отвердевшем состоянии. Еще более показательной является картина микроструктурного узора оливинита в непосредственной близости от контакта массива с вмещающими породами. Эта наиболее рано возникшая часть пород испытала и наибольший автодинамометаморфизм под воздействием продолжающегося движения центральной массы еще не отвердевших пород.

Петроструктурные узоры из подобных «ороговикованных» оливинитов (см. рис. 48, шл. 526) для реликтов крупных зерен оливина среди «рого-

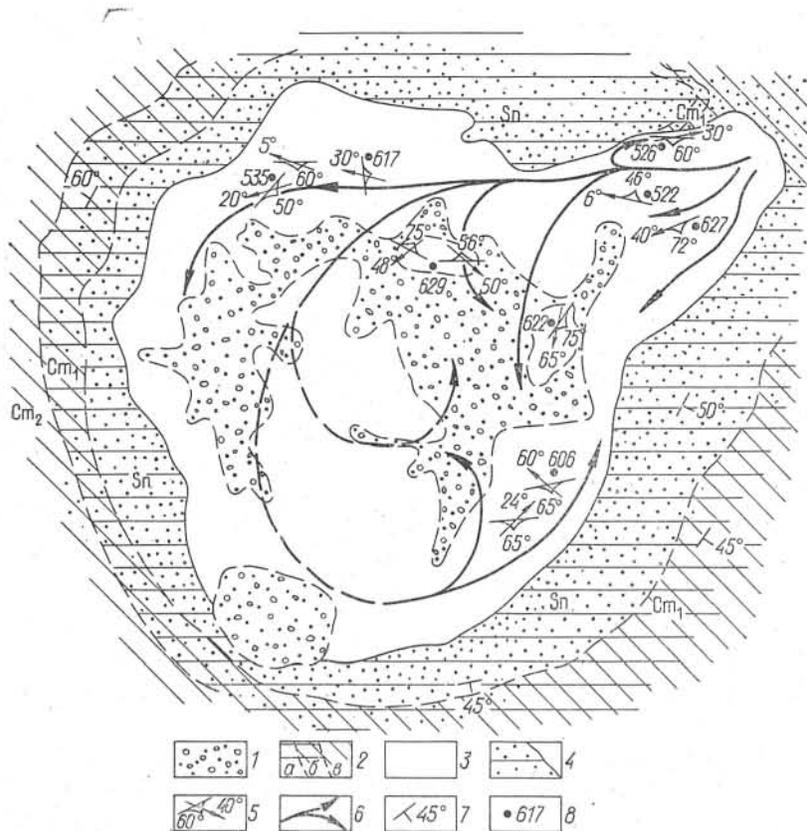


Рис. 46. Схематическая структурно-геологическая карта оливинитовой интрузии Бор-Урях:

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенно-карбонатные толщи: а) синия, б) нижнего и в) среднего кембрия; 3 — оливиниты; 4 — зона контактово измененных пород; 5 — элементы залегания линейности и планарности кристаллов оливина; 6 — линии течения (растяжения) в расплаве, 7 — элементы залегания вмещающих пород; 8 — точки взятия ориентированных образцов оливинитов.

виков» и мелких зерен из «ороговикованной» породы показали практически полное совпадение узоров при значительно большей интенсивности проявления максимумов в узоре для оливина из гранобластовой массы. На рис. 48, шл. 526 нанесены максимумы только для оливина из такой породы. Отсюда, вероятно, следует, что течение магмы при остывании переходит в пластическое течение раскаленного твердого материала. Выясняется, что на стадии пластических деформаций, далее переходящих в хрупкие деформации, характер ориентированности зерен оливина сохраняется и усиливается, что, по нашему мнению, открывает возможность применения микроструктурного динамического анализа (Казаков, 1968) к подобному рода объектам, в той или иной степени автометаморфизованным. Еще в большей мере это может быть отнесено, очевидно, к интрузиям альпинотипных гипербазитов, внедряющихся в существенно твердом или твердом виде и часто обнаруживающих хорошую ориентированность зерен оливина (Turner, 1942; Велинский, Пинус, 1971).

В результате проведенных полевых и камеральных петрологических исследований массива Бор-Урях намечились следующие выводы по механизму его формирования.

Камера интрузии, имеющая форму, изображенную на рис. 46, возникла за счет пульсационного поступления гетерогенной магмы ультраосновного состава. Гетерогенность ее к моменту внедрения в камеру опреде-

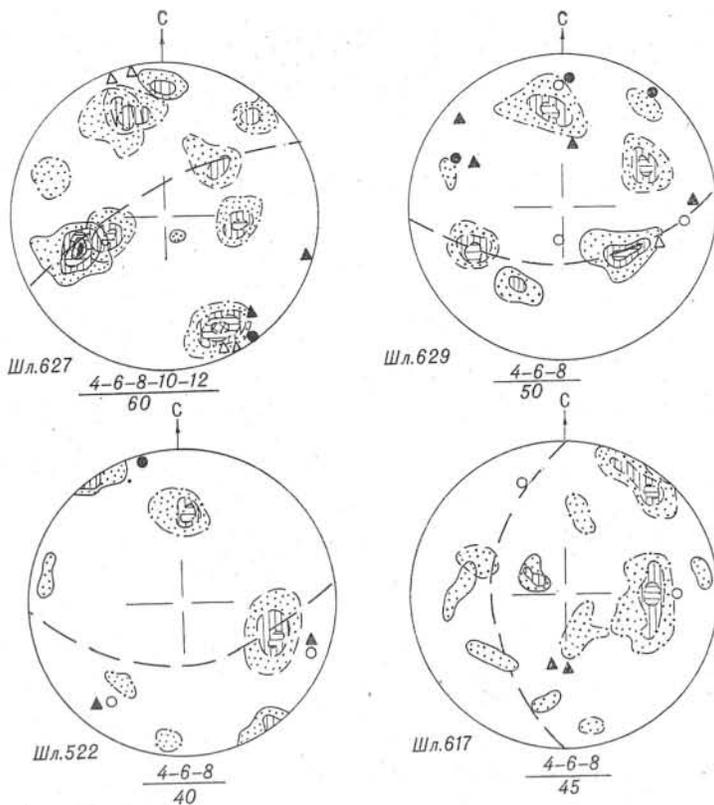


Рис. 47. Примеры микроструктурных диаграмм ориентировки кристаллов оливина в оливинитах интрузии Бор-Урх (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 45.

лялась присутствием в магме значительного количества твердой фазы оливинного состава. Возможно, что состояние ее было кашеобразным. Тем не менее количество магматической жидкости было таково, что позволяло при течении этой «каши» зернам оливина принять четко ориентированное расположение относительно стенок камеры и направления течения магматической массы, т. е. сформировать магматические текстуры течения.

Внедрение началось с заполнения подводящего канала, находящегося в северной и северо-восточной части массива, и распространялось далее к западу и юго-западу, по-видимому, вдоль имевшегося ослабленного направления типа механического нарушения во вмещающих породах. В дальнейшем гидростатический напор магмы в несколько приемов (пульсаций) расширил размер камеры, выдавив верх породы кровли, на что указывают крутоизогнутые вмещающие породы, прилегающие со стороны экзоконтакта. Остывание магматической массы шло параллельно с заполнением камеры, к концу которого отвердели последние порции поступившего материала.

В раскаленном, но еще пластичном состоянии движение, по-видимому, могло продолжаться еще некоторое время под напором глубинного магматического столба вплоть до момента наступления хрупких деформаций пород, которые разрешались в виде прототрещин как вдоль пластовой системы отдельности, так и вдоль систем, перпендикулярных первой. Тогда же и несколько позже возникали и подвижки блоков интрузии вдоль отдельных ослабленных зон, отвечающих таковым в породах рамы.

Вдоль подобных трещин механических нарушений поступали последние порции магматического расплава, обогащенные летучими, и высоко-

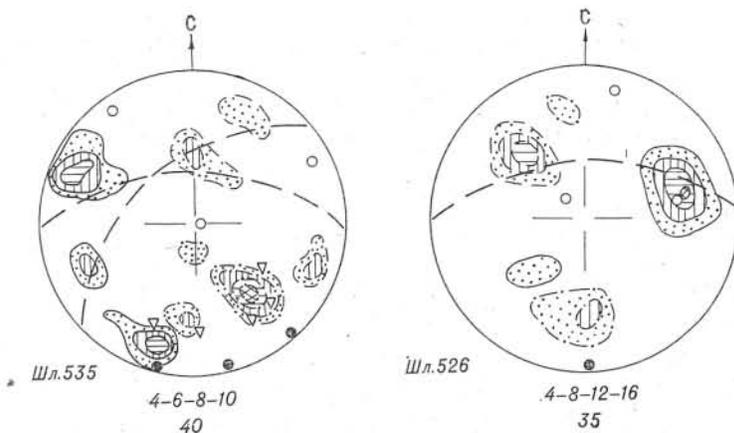


Рис. 48. Микроструктурные диаграммы ориентировки оливина в оливинитах, испытавших динамометаморфические и метасоматические преобразования (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 45.

температурные растворы, приводящие к перекристаллизации и укрупнению зерна явлением вторичного подплавления ранее отвердевших раскаленных пород, а также к метасоматической переработке оливинитов с возникновением оруденелых пегматоидов ультраосновного состава. Последовательно возникают титаномагнетитовые, флогопитовые и карбонатитовые образования (подробнее см. гл. VI). Эти же направления механических нарушений используются и позже при формировании полевошпатовых жил и карбонатитовых прожилков, относящихся к щелочной фазе магматизма.

Массив Кугда представляет большой интерес как пример значительного развития в его составе не только ультраосновных (оливинитов), но и щелочных пород более позднего происхождения. Оливиниты слагают центральную часть массива, почти целиком окруженную щелочными породами (см. рис. 15).

Микроструктурный анализ сохранившейся от замещения части ультраосновной интрузии по ориентированности зерен оливина выявил четкие петроструктурные узоры, по которым восстанавливаются магматические текстуры течения (рис. 49). Следует отметить почти повсеместную крупнозернистую нередко порфировидную структуру оливинитов Кугды, по которой они приближаются к пегматоидным образованиям в отличие от оливинитов Бор-Уряха, где резко преобладает среднезернистая структура, а крупнозернистая имеет подчиненное развитие. Это значительно затрудняет выделение собственно пегматоидных образований и заставляет проводить общий микроструктурный анализ всех оливинитовых пород.

Планипараллельность магматических текстур, полученная по большинству ориентированных образцов, повторяет очертания ограничений оливинитовой части массива, наблюдавшиеся в поле. Особенно хорошо это видно в западной и юго-западной части массива, представляющей висячий бок интрузива. Исключения для крупнозернистых оливинитов, по-видимому, объясняются пегматоидной их природой и ориентировкой пегматоидных тел, не совпадающей с направлением протопластовой отдельности основной массы оливинитов массива.

Судя по линиям течения (см. рис. 49), магма поступала с северо-запада, где следует предположить и местоположение магнеподводящего канала. Подворот линий течения указывает на ориентирующее влияние на них со стороны южного контакта. Характерной особенностью ориентировки зерен оливина в массиве Кугда, отличающейся от таковой в Бор-Уряхе,

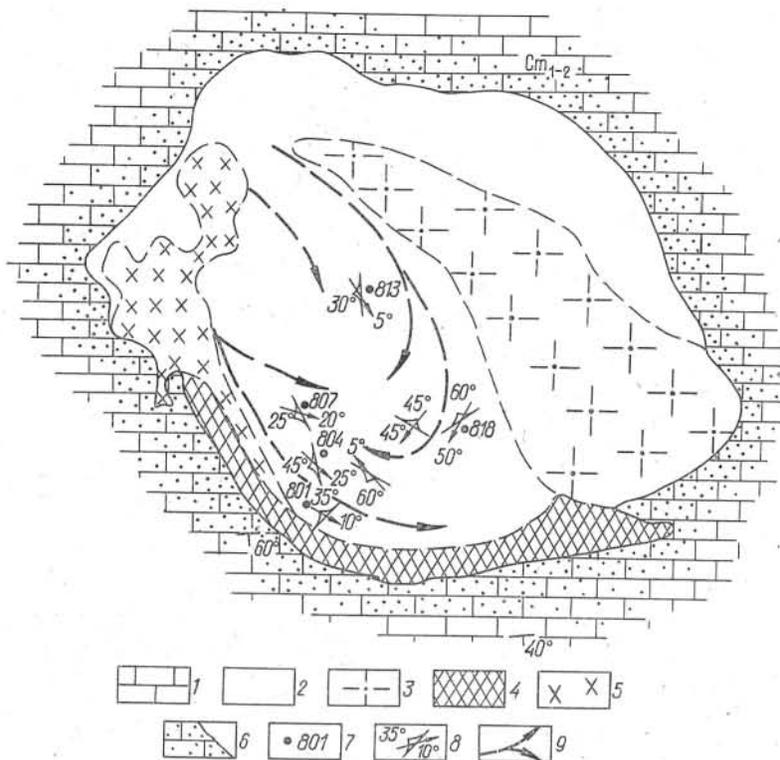


Рис. 49. Схематическая структурно-геологическая карта интрузии Кугда:

1 — доломиты среднего кембрия; 2—5 — породы интрузии: 2 — оливиниты, 3 — преимущественно якуширангит-мельтейтиты; 4 — существенно меллилитовые образования; 5 — интенсивно метасоматически преобразованные оливиниты; 6 — контактово измененные породы; 7 — точки взятия ориентированных образцов оливинитов; 8 — элементы залегания линейности и планпараллельности кристаллов оливина; 9 — линии течения (растяжения) в магме.

является появление здесь, как правило, одного большого максимума Np , отражающего положение ориентирующей плоскости контакта (рис. 50) и целых поясов максимумов Ng и Nm , в пределах которых наблюдаются наиболее крупные максимумы ориентировки. Это обуславливается наибольшей уплощенностью зерен оливина вдоль (010) и приблизительно равным развитием других форм как пинакоидальных, так и призматических. Слабовытянутая форма зерен оливина связывается предпочтительно с направлением Nm [001], но и вдоль направления Ng [100], как показывают диаграммы (см. рис. 50), зерна также бывают слабовытянутыми, что приводит к появлению поясов Nm и Ng .

Наблюдение над расположением прожилков и вытянутых шпиров и вкрапленников титаномагнетита среди крупнозернистых оливинитов показывает приуроченность их чаще всего к протопластовой системе трещин отдельности и реже к другим системам, в частности к сколовым трещинам (пологим и крутым), диагональным по отношению к основным системам отдельности. Изредка подобное же расположение отмечается и для жилков флогопита.

Имеющиеся наблюдения и результаты камеральной обработки позволяют сделать следующие выводы по механизму формирования ультраосновных пород массива Кугда.

В сохранившейся от замещения щелочными породами оливинитовой части массива имеются четкие признаки ориентированности зерен оливина, благодаря которой на диаграммах выявляются петроструктурные узоры, позво-

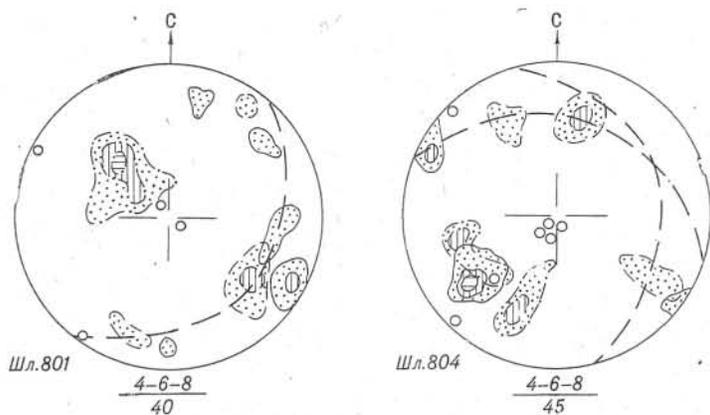


Рис. 50. Микроструктурные диаграммы ориентировки оливина в оливинитах интрузии Кугда (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 45.

ляющие определить первичные магматические текстуры (см. рис. 49). Последние своей планпараллельностью фиксируют положение ближайшей ориентирующей плоскости контакта, а линейностью — направление течения магмы. Выявляется, что камера интрузии имела достаточно крутую штокообразную форму с общим падением ее всякого бока к западу—юго-западу. В пределах этой части камеры магма подавалась с северо-запада, где, очевидно, находился и подводящий канал. Интересно отметить, что весь массив Кугда, по данным магниторазведки (Егоров, 1969, стр. 27), круто наклонен к юго-востоку, вместе с тем камера, по-видимому, первоначально наследовала положение ослабленной зоны механического нарушения, заполнившегося гетерогенной (кашеобразной) магматической массой, которая далее, пульсационно поступаая, увеличивала объем камеры. Количество магматической жидкости среди кристаллов оливина было достаточно большим, чтобы дать возможность последним принять соответствующую ориентировку. По мере застывания внедряющейся массы ее движение замедлялось, а затем и приостанавливалось вообще. Движение в раскаленном пластическом состоянии под гидростатическим напором магматической массы из подводящего канала сменилось хрупкими деформациями, которые разрешились в основном вдоль протопластовой системы трещин отдельности, а также систем сколовых трещин и трещин отрыва. Вдоль этих направлений поступали последние порции магмы, обогащенной летучими компонентами, выделяющимися при ее полной раскристаллизации. Насыщенность летучими определила большой объем крупнозернистых разностей оливинитов, образование пегматоидов, возникающих как за счет вновь поступившей магмы, так и за счет подплавления, а также перекристаллизации первоначального оливинитового материала при внедрении струй летучих компонентов вдоль механических нарушений в раскаленную отвердевшую массу более ранних оливинитов. Дальнейшие метасоматические воздействия со стороны растворов привели к возникновению наложенной высокотемпературной титано-магнетитовой и флогопитовой минерализации.

Судя по конфигурации сохранившейся оливинитовой части (см. рис. 49) и присутствию «ксенолитов» оливинитов среди щелочных пород, есть основание думать, что сопоставимая с нею часть оливинитов в северо-восточной части массива была срезана (замещена) щелочными породами. В результате образования щелочных пород по периферии оливинитов возникает достаточно типичная зональность, когда сохраняется оливинитовое «ядро», окруженное концентрическими зонами щелочных пород (Кольский полу-

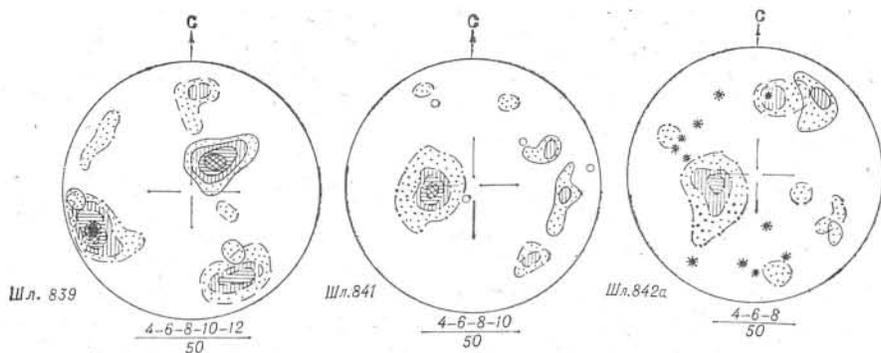


Рис. 51. Микроструктурные диаграммы ориентировки оливина в оливинитах интрузии Одихинча (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 45.

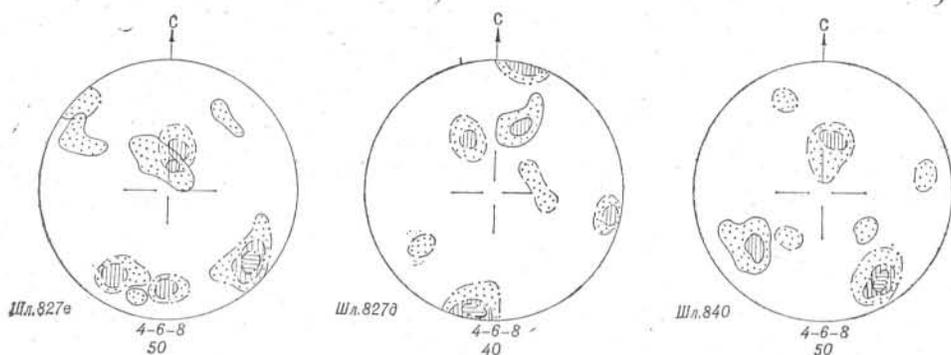


Рис. 52. Микроструктурные диаграммы ориентировки оливина в «ксенолитах» оливинитов среди нефелин-клинопироксеновых пород (объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 45.

остров, Алдан и т. д.). Изучение первичных магматических текстур более поздних, чем оливиниты, щелочных пород могло бы пролить свет на многие интересные вопросы механизма их формирования, но проведение таких исследований не входило в наши задачи.

Массив Одихинча представляет собой пример, где ультраосновные породы (оливиниты) остаются лишь в реликтах (см. рис. 16) с явлениями отчетливого последовательного замещения более поздними щелочными породами. Наиболее благоприятное место наблюдений этих явлений — обширное поле развалов коренных оливинитовых пород на вершине г. Одихинча, рассекаемых многочисленными жилами, прожилками щелочных пород, кое-где сливающихся в почти сплошную сетчатую массу. Блоки оливинитов в развалах достигают иногда нескольких десятков метров в диаметре. Тем не менее отсутствие надежных коренных выходов в большинстве случаев не позволило применить здесь микроструктурный анализ во всей полноте.

Проведенный микроструктурный анализ выявил следы ориентированности зерен оливина и сам факт наличия магматических текстур. По результатам этих анализов можно говорить об отчетливой ориентированности зерен оливина в оливинитах Одихинча, присутствии в них первичных магматических текстур течения (планпараллельность и линейность), как это можно видеть на рис. 51.

В крупных глыбах оливинитов, рассеченных в разных направлениях жилами щелочных пород на вершине г. Одихинча, видно, что жилами используются различные системы трещин как подчиненные первичной ориен-

тированности зерен оливина (протопластовая и сопряженная с ней), так и имеющие явно наложенный характер. Подобный же характер имеет и ориентировка прожилков флогопита.

Наблюдения всех переходов от оливинитов с одиночными прожилками щелочных пород до щелочных пород с мелкими реликтами оливинитов (имеющих уже характер теневых структур) не оставляет сомнения в прошедших здесь интенсивных процессах замещения оливинитов щелочными породами. По-видимому, здесь имел место процесс магматического замещения, включая стадию раннего метасоматоза, подробно рассмотренный в гл. VI.

Интересно отметить попутно, что в участках ослюденелых оливинитов ориентировка реликтов зерен оливина среди флогопита совпадает с ориентировкой таковых в неизменных участках оливинитов (см. рис. 51, шл. 842а, где звездочкой обозначена ориентировка реликтов оливинных зерен среди флогопита). Из мелких (0,2—0,3 м в диаметре) останцов оливинитов («ксенолитов») в огромных глыбах щелочных пород на вершине г. Одихинча было взято несколько ориентированных образцов. Их обработка показала близкие петроструктурные узоры как между собой, так и по отношению к части оливинитов из коренных выходов севернее вершины горы (рис. 52).

Эти результаты подтверждают замещение оливинитов щелочными породами без существенного изменения взаимного расположения останцов—«ксенолитов», судя по их петроструктурным узорам. Можно думать, что процесс магматического замещения здесь носил автохтонный характер— без заметного перемещения возникшего щелочного расплава на уровне современного эрозионного среза.

Обработка серии ориентированных образцов, отобранных из огромных глыб оливинитов на вершине г. Одихинча, показала близкие петроструктурные узоры оливинитов из отдельных глыб к таковым из заведомо коренных оливинитов севернее вершины (см. рис. 51, 52).

Полученные результаты указывают: 1) на очень малое смещение крупных глыб оливинитов на вершине горы по сравнению с коренными оливинитами в «цирке» и 2) на существенное выполаживание планпараллельных текстур течения в оливинитах по направлению от северного контакта (см. рис. 51, шл. 839) к центру интрузива на вершине горы (шл. 842а). Последнее обстоятельство свидетельствует о сильном ориентирующем влиянии контакта кровли, которая располагалась где-то поблизости, но отсутствует на современном эрозионном срезе. Это позволяет рассматривать верхнее окончание интрузива как купольную структуру (рис. 53), обусловившую отмеченное выполаживание текстур планпараллельности и линейности от периферии рассматриваемого массива к его центру. Фрагмент изученного участка интрузии с оливинитами представлен на петроструктурной схеме (см. рис. 53).

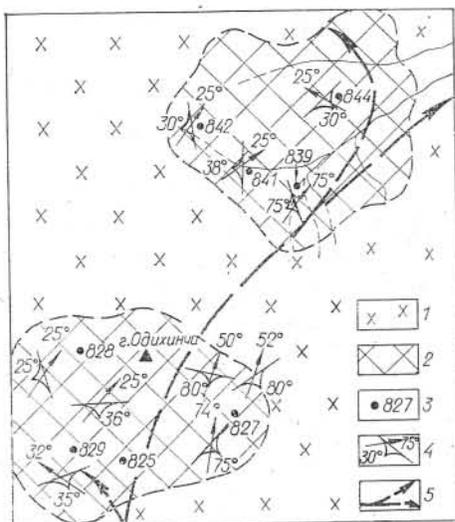


Рис. 53. Схематический план привершинной части г. Одихинча с блоками и «ксенолитами» оливинитов среди нефелин-клинопироксеновых пород:

1 — нефелин-клинопироксеновые породы; 2 — оливиниты; 3 — точки взятия ориентированных образцов оливинитов; 4 — элементы залегания линейности и планпараллельности кристаллов оливина; 5 — предполагаемые линии течения (растяжения) в расплаве.

3. О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ (по литературным данным)

Общепринято кимберлитовые тела подразделять на дайковые (жильные) и трубчатые, различающиеся между собой формой, механизмом образования и способом заполнения возникающей камеры. Большинство дайковых тел кимберлитов сложено монокристаллической порфировидной породой, несомненно возникшей из расплава, заполнившего трещины растяжения. Изредка наблюдаемые полосчатые текстуры в кимберлитах (Ковальский и др., 1969; Dawson, Hawthorne, 1971) подобны таким же текстурам в дайках ультраосновного и щелочного состава и, несомненно, имеют одинаковый механизм образования (Слезин, 1973). На вмещающие породы дайковые кимберлиты оказывают слабое термальное воздействие. Протяженность дайковых тел изменяется в широких пределах — от первых метров до нескольких километров при незначительной мощности — от первых метров до размера прожилков. Нередко дайки соединяют близко расположенные трубки или в местах раздува сами образуют подобие трубок*.

К настоящему времени накопился достаточно обширный материал по морфологии кимберлитовых трубок. Большинство из них в плане имеет изометричные или вытянутые (эллипсоидальные) очертания различных размеров — от 10×14 м до 1525×1068 м (трубка «Мвадуи» в Танганьике). С глубиной размеры сечений уменьшаются, а их форма, как правило, становится уплощенной, и постепенно трубки переходят в дайки. Такой переход в целом ряде тел прослежен на глубинах от 200 до 1000 м (например, в трубке «Кимберлей» на глубине 1050 м). Наблюдаемая форма трубок большинством исследователей (Соболев, 1960; Бобриевич и др., 1964; Васильев и др., 1968; Ковальский и др., 1969; Трофимов, 1968; Милашев, 1971; и др.) трактуется как газозрывные воронки выброса. Причем нередко высказывались предположения, что для образования полости трубки достаточно одноактного взрыва. Повторные взрывы привлекались только для объяснения сложнопостроенных трубок (многофазных, двоярных и т. п.). При этом подразумевалось, что каждый взрыв формирует самостоятельный канал для внедряющейся затем ультраосновной магмы.

В последнее время для объяснения механизма формирования трубчатых тел стали привлекать разнообразные энергетические расчеты и теорию взрыва (Васильев и др., 1968; Ковальский и др., 1969; Костровицкий, Владимиров, 1971; Страхов, 1972; Harris P. G., Middlemost, 1970; и др.). Оказалось, что при одноактном взрыве в предполагаемом магматическом очаге на глубине 2,5—3,0 км (Трофимов, 1968; Ковальский и др., 1969) трубка «Мир» должна иметь на поверхности диаметр 40—50 км, а трубка «Кимберлей», переходящая в дайку на глубине 1050 м, — поперечник, равный примерно 20 км. Чтобы устранить это противоречие между наблюдаемыми фактами и теорией, исследователи пошли по двум направлениям. Так, например, В. И. Михеенко (1972₂) считает, что процесс образования кимберлитовых трубок совершенно не связан с вулканизмом и взрывными процессами в магматическом очаге. По его мнению, кимберлит, имевший в условиях мангии аморфно-жидкое низкотемпературное состояние, благодаря присутствию в его составе больших количеств серпентина и карбоната, обладал большой гидродинамической активностью. Выдавленный из глубины Земли под большим давлением кимберлит обладал огромной механической энергией. Он проникал по трещинам растяжения в литосфере, пластически деформировал приконтактные вмещающие породы и формировал трубчатые полости, а в участках, перекрытых базальтами, — силло- и лакколитопо-

* Редкой формой кимберлитовых тел являются установленные в Южной Африке и у нас в Якутии (Трофимов, 1968) кимберлитовые силлы, являющиеся переходной формой между трубками и дайками.

добные тела. Основные положения этой теории находятся в противоречии как с наблюдаемыми геологическими фактами магматической природы кимберлитов (включения в алмазах, порфириновые структуры интрузивных кимберлитов, термальное изменение вмещающих пород и т. д.), так и с теоретическими положениями петрологии о распределении температур в глубинах Земли, магмообразовании, термодинамической устойчивости таких минералов, как серпентин и карбонат при высоких температурах и давлениях и т. п.

Более обоснованными и приемлемыми нам кажутся представления геологов (Васильев и др., 1968; Ковальский и др., 1969; Павлинов, 1971; Костровицкий, Владимиров, 1971; и др.), считающих, что кимберлитовые трубки следует рассматривать как каналы дробления, сформировавшиеся в процессе многократных повторных взрывов, фронт которых перемещался к поверхности.

На основании анализа формы трубок и проделанных энергетических расчетов С. И. Костровицкий и Б. М. Владимиров (1971) приходят к выводу, что дробящее действие взрыва, по-видимому, начинается на глубине 2—5 км, где породы могут реагировать на взрыв как хрупкие, а не как пластические тела. Примерно на этой же глубине (Грейтон, 1949) начинается бурное выделение газов из магмы и их резкое расширение. При достижении газами критического состояния (адиабатического или химического) происходит взрыв камуфлетного характера. Разрушительное действие взрыва распространяется строго по нормали к поверхности возникающей полости, что подтверждается экспериментами и подземными взрывами. В идеально однородной среде полость, возникающая при сжатии пород во время взрыва, оставалась бы после взрыва пустой, а окружающие породы уплотненными и слабо проницаемыми. На самом деле под действием силы тяжести в хрупко разрушенных породах происходит обвал пород и в результате этого образуется так называемая труба обрушения — зона высокой проницаемости. При взрыве заряда мощностью 60 килотонн труба обрушения имеет диаметр около 100 м и высоту до 300 м. При наличии ослабленной зоны, например тектонического нарушения, высота трубы обрушения может значительно возрастать, так как взрыв будет приобретать более направленный характер.

Предполагается, что взрывная деятельность вначале развивается по зоне глубинного заложения, а ближе к поверхности нередко образует самостоятельные каналы цилиндрической формы. По мере развития канала он заполняется кимберлитовым гетерогенным расплавом, по-видимому, обладающим достаточно высокой вязкостью и быстрой кристаллизационной способностью из-за потери летучих.

Подобный вывод о формировании кимберлитовых трубок позволяет удовлетворительно объяснить такие геологические факты, как особенности морфологии тел, наличие «слепых» трубок и сдвоенных тел, возникновение трубок неправильной удлиненной формы, иногда переходящих в наклонные дайки, возникновение раздувов в жильных телах, многие текстурные и структурные особенности пород, выполняющих трубки.

Мы не остаемся здесь на вопросах образования алмазов в трубках кимберлита, так как эта проблема, которой посвящена специальная литература, выходит далеко за рамки наших исследований.

Таким образом, в сложной и длительной истории развития интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов ультраосновным породам принадлежит важная, а иногда и решающая роль в их формировании.

1. Среди многообразия пород, слагающих подобные массивы, ультраосновные породы внедряются первыми, формируя современный облик интрузивной камеры (например, интрузии Гулинская, Бор-Урях, Лесная Варака и др.). Массивы ультраосновных пород являются вмещающими по отношению к другим породам и оруденению, играя активную роль в выборе и направлении процессов, преобразующих ультрабазиты.

2. Особое положение среди интрузий этого типа в Маймеча-Котуйском районе занимает Гулинский ультраосновной плутон, представляющий собой мощную полого залегающую приповерхностную пластину с грубо-слоистым строением. Такая пластинообразная (лакколитообразная) форма тела подтверждается геологическими наблюдениями и результатами микроструктурного анализа внешне изотропных ультраосновных пород массива. Предлагаемый механизм формирования плутона подтверждается наблюдениями над другими геологическими объектами, например надпластовыми телами меймечит-перидотитов Сихотэ-Алиня, и объясняет многие характерные особенности внутреннего строения подобных интрузивных тел (возникновение текстурно-структурных разновидностей пород в разрезе интрузии, в том числе туфоподобных образований, связь с ними дайкового комплекса и т. д.).

3. Изучение механизма формирования дайковых тел меймечитов подтверждает возможность образования пород ультраосновного состава с переменным содержанием минеральных фаз в процессе внедрения гетерогенного ультраосновного расплава.

4. Существенно оливинитовые интрузии Маймеча-Котуйского района обладают четко выраженными магматическими текстурами, выявленными микроструктурным анализом. Наличие таких текстур свидетельствует о том, что при формировании современной камеры ультраосновной расплав представлял собой гетерогенную массу, состоящую в основном из кристаллов оливина. В процессе внедрения кристаллы оливина приобрели ориентированное расположение относительно стенок камеры. Можно уверенно предполагать, что процесс внедрения ультраосновной гетерогенной массы был длительным, сопровождался интенсивным прогревом вмещающих пород, их термальным преобразованием и пластическими деформациями, выразившимися в появлении над внедряющимся ультраосновным телом куполовидной структуры облекания с задиранием вмещающих пород у контакта до вертикального положения и их постепенным выполаживанием дальше от контакта. Отсутствие эндоконтактных зон закалки в приконтактных зонах оливинитовых массивов и дайковых тел оливинитов во вмещающих породах также подтверждает длительность процесса внедрения ультрабазитов.

ГЛАВА VI

О СООТНОШЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЛОЖНЫХ ИНТРУЗИЯХ УЛЬТРАБАЗИТОВ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Среди многообразия пород, слагающих сложные интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, пожалуй, только магматическая природа ультрабазитов не вызывает сомнений ни у кого из исследователей этих массивов. Наши наблюдения также подтверждают магматическую природу ультраосновных пород, внедряющихся в раннюю стадию становления массивов в виде гетерогенного расплава или кашеобразной массы. В строении целого ряда интрузий подобных магматических комплексов Сибирской платформы, Алданского щита и Кольского полуострова ультраосновные породы играют существенную роль. Петрографический состав и количественные соотношения других пород (мелилитовых, нефелин-пи-

роксеновых, карбонатитовых), слагающих массивы, могут также значительно изменяться от преобладания тех или иных разновидностей до их полного исчезновения. В первую очередь это относится к мелилитовым породам, которые полностью отсутствуют в составе большинства подобных интрузий.

Относительно генезиса этих пород единства взглядов у петрологов нет. В последнее время большинство из них склоняются к мысли о возможности образования тех или иных пород как магматическим, так и метасоматическим путем, но масштабы проявления этих процессов оцениваются ими по-разному. Сторонники магматического (интрузивного) происхождения многообразия пород и наблюдаемой иногда зональности в их расположении в массивах считают, что они формируются в процессе последовательного внедрения интрузивных фаз по общей схеме: ультрабазиты — щелочные породы (щелочные гипербазиты, мелилитовые и нефелин-пироксеновые породы, щелочные сиениты) — карбонатиты. Наблюдаемое разнообразие пород в этом случае объясняется как результат глубинной дифференциации (и отчасти ликвации) в промежуточных очагах или в магматической колонне родоначальной щелочно-ультраосновной магмы (Волотовская, 1961; Бутакова, Егоров, 1962; Кухаренко и др., 1965; Леонтьев и др., 1965; Богдасаров, 1966; Геншафт и др., 1967; Шихорина, 1969; Егоров, 1970; Костюк, 1972; и др.). Дифференцирующийся расплав, по мнению этих исследователей, может либо давать комагматичные серии эффузивных и интрузивных пород, либо формировать самостоятельные высокоспециализированные магмы (ультраосновную, мелилитовую, ийолит-якупирангитовую, сиенитовую, карбонатитовую). Однако все предлагаемые петрогенетические схемы не могут объяснить наблюдаемый в природе гомодромный характер внедрения интрузивных фаз. Там, где они есть, первыми всегда внедряются ультрабазиты, затем следуют мелилиты, сменяющиеся породами ийолит-якупирангитового ряда, щелочными сиенитами и карбонатитами. Метасоматическим процессам отводится подчиненная роль автометаморфизма, сопровождающего каждую фазу. Другие исследователи (Эпштейн и др., 1961; Бородин, 1963, 1970, 1971₁₋₂; Бородин, Диков, 1970; Бородин и др., 1966₂, 1970; Лашин, 1963, 1969; Терновой и др., 1967; Богомолов, 1968; Глаголев, 1970; Расс, 1968, 1974; Кононова, 1971; и др.), наоборот, ведущее значение в формировании петрографического разнообразия пород этих интрузий придают метасоматическому воздействию глубинных щелочных эманаций, и много менее щелочных магм на ранее внедрившиеся ультраосновные породы. Широкое развитие фенитизированных пород вокруг штоков этих интрузий подтверждает, по мнению некоторых исследователей, существование мощных глубинных потоков щелочных эманаций. Не исключено, что внедрение щелочных ультраосновных интрузий и формирование щелочных и других пород может быть разделено значительным временным перерывом (Рожков и др., 1962; Ельянов, 1968; Ельянов, Моралев, 1961, 1972; Бородин и др., 1970; Кононова, Свешникова, 1971).

Для объяснения петрографического разнообразия пород и наблюдаемой зональности привлекаются методы петрохимии, петрографии, парагенетического анализа и экспериментальной петрологии. При этом основное внимание уделяется генезису нефелин-пироксеновых пород, гетерогенность природы которых в настоящее время признается, пожалуй, всеми исследователями.

К выводу о ведущей роли метасоматических процессов и их перерастании в процессу магматического замещения при образовании существенно нефелин-пироксеновых пород мы пришли на основании наблюдений над взаимоотношениями ультраосновных и щелочных пород в интрузиях Одихинча, Кугда и Гулинская. В значительной степени этому способствовало изучение безнефелиновых (и безмелилитовых) метасоматитов интрузии Бор-Урях. Мы считаем, что оливинитовая интрузия Бор-Урях является уникальным объектом, в котором отсутствует пространственная совмещенность широко развитых здесь метасоматических образований, развиваю-

щихся по ультрабазитам, с нефелин-пироксеновыми породами магматического или иного генезиса. Площадное развитие разнообразных по составу метасоматитов, а также их приуроченность к вертикальным зонам трещиноватости и жилам пегматоидных оливинитов явно свидетельствуют о более глубинном источнике растворов.

Наблюдаемые минеральные ассоциации в метасоматитах интрузии Бор-Урях и других массивов различаются только по присутствию в последних нефелина (мелилита). Поэтому нам представляется более интересным вначале охарактеризовать пегматоиды и метасоматиты интрузии Бор-Урях, а затем перейти к рассмотрению метасоматитов, в составе которых появляется нефелин и мелилит.

1. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПЕГМАТОИДЫ И МЕТАСОМАТИТЫ ИНТРУЗИИ БОР-УРЯХ

Ультраосновные существенно оливиновые пегматиты (пегматоиды) встречаются среди интрузий гипербазитов различных формаций (Виноградская, 1964; Кухаренко и др., 1965; Успенский, 1968; «Карбонатиты», 1969; Иванов, 1971; Пинус, Велинский и др., 1973; и др.), нередко в пространственной связи с хромитовым или магнетитовым оруденением. Так, например, на Кольском полуострове, в интрузиях каледонского комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов (Кухаренко и др., 1965), среди равномернозернистых и полосчатых оливинитов интрузий Лесная Варака и Африканда встречаются маломощные согласные (с полосчатостью) и секущие жильные тела, гнезда и шпирь рудных пегматоидных оливинитов, содержащих также переменное количество флогопита, клинопироксена, паргасита, клиногумита, апатита и других минералов. Известны также крупные секущие тела грубозернистых безрудных оливинитов (массив Лесная Варака) и проявления гигантозернистых оливинитов (интрузия Ковдор). Повсеместно в этих и других массивах развиты порфирировидные неравномернозернистые оливиниты, обогащенные титаномагнетитом, перовскитом и содержащие флогопит, пироксен и другие минералы. Пегматоиды рудных оливинитов эти исследователи (Кухаренко и др., 1965) считают продуктом кристаллизации остаточного ультраосновного расплава, а безрудные грубозернистые оливиниты массива Лесная Варака самостоятельной субфазой внедрения. Гигантозернистые оливиниты Ковдора и порфирировидные оливиниты других массивов, по их мнению, вероятнее всего образовались в результате перекристаллизации исходных ультрабазитов под воздействием флюидов более поздних щелочных интрузий.

Среди интрузий Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновные пегматоиды наиболее широко развиты в существенно оливинитовом массиве Бор-Урях и менее среди оливинитов других интрузий (Васильев, Золотухин, 1974). Особенности морфологии внутреннего строения и геологическое положение ультраосновных пегматоидных тел и ассоциирующих с ними метасоматитов рассмотрены выше (см. гл. II). При этом особо подчеркивается, что для оливинитовой интрузии Бор-Урях характерны не только жильные проявления, но и широкое площадное развитие метасоматитов.

Минералогия пегматоидных образований

Главными пороодообразующими минералами пегматоидных жил ультраосновного состава являются оливин, титаномагнетит, перовскит, клинопироксен и флогопит, а также присутствующие в небольших количествах клиногумит, амфиболы (роговая обманка и тремолит), апатит, сфен, шпинель, минералы группы серпентина, карбонаты. Поскольку минералогический состав пегматоидных жил из различных интрузий очень близок, ниже приводится обобщенное описание минералов с указанием на те или иные

особенности, характерные только для конкретных пегматоидных проявлений.

Оливин является основным породообразующим минералом пегматоидных жил, слагающим до 90% объема некоторых тел. Оливин обычно имеет серую или желтовато-серую окраску. Размер его зерен колеблется от долей сантиметра до 10—15 см в поперечнике, нередко закономерно увеличиваясь от контакта к центральным частям жил. Большинство зерен оливина имеет хорошо заметную в образцах спайность (отдельность), особенно четко проявленную в крупных кристаллах, где она развита по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Форма зерен оливина обычно изометричная или слабоудлиненная, изредка крупные зерна в жилах и метакристаллы в оливинитах имеют элементы четко выраженной кристаллографической огранки. Оливин находится в сростании с другими минералами пегматоидных жил (титаномагнетитом, флогопитом, клинопироксеном и т. д.), которые его замещают.

Под микроскопом зерна оливина имеют хорошо выраженную спайность в одном или двух направлениях. По этим и другим направлениям нередко развиваются закономерные тонкопластинчатые и дендритовидные вростки магнетита. Оливин содержит многочисленные как первичные, так и вторичные включения и разнообразные вростки более поздних минералов. Изучение их показало, что некоторые включения, по видимому, являются расчленимыми. Если это так, то пегматоидные жилы оливинитов имеют магматическое происхождение. Тем не менее природа расплава, из которого кристаллизовался оливин пегматоидных жил, не совсем ясна. Возможно, что это были остаточные порции ультраосновной магмы, но не исключено и «вторичное» возникновение межзерновой интерстициальной магматической жидкости вдоль расколов при воздействии летучих компонентов на раскаленные породы с дальнейшим укрупнением зерен при перекристаллизации. Механизм возникновения подобных «вторичных» расплавов был рассмотрен нами применительно к генезису пегматоидных образований дифференцированных трапных интрузий Норильского района (Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967).

В шлифах из пегматоидов интрузии Бор-Урх устанавливается интересная последовательность в замещении оливина другими минералами. Первыми по оливину развиваются минералы группы серпентина, образующие в нем сетку маломощных прожилков. Титаномагнетит, флогопит, клинопироксен и другие минералы, замещающие оливин, нередко развиваются по этому более раннему серпентину и часто содержат реликты незамещенного оливина с прожилками серпентина (табл. XVII, I).

Кристаллооптические свойства оливина следующие: $N_g=1,680-1,700$, $N_p=1,645-1,660$, $2V=+87^\circ$ до -89° , что соответствует содержанию Fa компонента в оливине от 7 до 15% (Дир и др., 1965). В крупных кристаллах краевые зоны, судя по показателям преломления, более железистые ($N_g=1,695-1,700$, 10—14% Fa), чем центральные зоны ($N_g=1,680-1,695$, 7—10% Fa). Имеющиеся химические анализы оливинов (см. табл. 3, ан. 20—24), как и их кристаллооптические свойства, свидетельствуют о значительном разбросе железистости оливинов в пегматоидных жилах и ее некотором общем повышении по сравнению с оливином из вмещающих пород.

Более высокое содержание Fa отмечается в гранулированных зернах оливина из мелкозернистых участков в полосчатых рудных оливинитах и зонах интенсивной флогопитизации. Размер таких зерен оливина не превышает 0,1—0,2 мм; показатели преломления $N_g=1,700-1,706$, $N_p=1,660-1,670$, $+2V=84-86^\circ$; содержание Fa 14—20%.

Кроме основной массы оливина, в пегматоидных жилах встречаются небольшие зерна прозрачного ювелирного хризолита, окрашенного в зеленый и желтовато-зеленый цвет. В пегматоидных жилах Бор-Урха он присутствует в незначительном количестве в виде прозрачных пятнисто

окрашенных участков (до 1,5 см в поперечнике) или отдельных зерен в более крупных кристаллах оливина. Основная его масса сосредоточена в оливин-флогопитовых жилах Кугды, где ювелирный хризолит дает крупные скопления, представляющие практический интерес (Гольдбурт, 1969). Хризолит явно возникает здесь за счет непрозрачного оливина, образуя в жилах неравномерно распределенные гнезда (до 0,5 м в поперечнике) и рассеянную вкрапленность, ассоциирующую с другими минералами. Форма зерен хризолита, размеры которых изменяются от долей сантиметра до 3,0 см (обычно 0,2—0,4 см), угловатая, изометричная или удлиненная. В шлифах минерал прозрачный, с тонкими трещинками отдельности. Содержит вросстки кристалликов магнетита и замещается клиногумитом, флогопитом и особенно интенсивно серпофитом. По оптическим свойствам ($N_g=1,688-1,690$, $N_p=1,652-1,656$, $+2V=86-88^\circ$) и результатам химического анализа (см. табл. 3, ан. 33) в составе прозрачного хризолита 11—13% *Fa* компонента, что соответствует составу непрозрачного оливина. Параметры элементарной ячейки у непрозрачного оливина и ювелирного хризолита также близки (см. табл. 2, ан. 32—33). Оливин пегматоидных жил и оливинитов интрузии Бор-Урях охотно замещается титаномагнетитом, флогопитом, клиношпроксом, амфиболом, апатитом, кальцитом.

Титаномагнетит присутствует в пегматоидных жилах и оливинитах интрузии в переменном количестве в виде вкрапленности, крупнокристаллических агрегатов и мономинеральных прожилков различной мощности. Значительные количества титаномагнетита в виде сидеронитовой вкрапленности, тонкополосчатых руд и сплошных масс сосредоточены в рудных оливинитах, пространственно тяготеющих к зонам развития пегматоидных жил. Титаномагнетит обычно ассоциирует с перовскитом и содержит в небольшом количестве вросстки других более поздних минералов: зеленой шпинели, флогопита, апатита, кальцита. Грани крупных (до нескольких сантиметров в поперечнике) отдельных кристаллов и их сростков, нередко встречающихся в жилах, обычно корродированы и покрыты скульптурами разъедания. В шлифах хорошо заметно, что рудный минерал развивается за счет оливина, реликты которого сохраняются в титаномагнетите. В участках с сидеронитовой структурой и в крупных зернах оливина можно видеть, что рудный минерал замещает не только оливин, но и ранний серпентин, жилки которого пересекаются рудными зернами. Изредка наблюдаемые жилки серпентина в рудных минералах относятся к более поздней пострудной стадии серпентинизации пород. В жилках кальцита, развивающихся по минералам пегматоидных образований и оливинитам, магнетит присутствует в виде хорошо ограненных октаэдрических кристаллов, имеющих размер до 1,0—1,5 см.

Титаномагнетит является наиболее ранним метасоматическим минералом, который замещает оливин и реже — еще более ранний клиношпроксен. В участках развития полосчатых руд нередко при этом наблюдается грануляция оливина и чередование рудных полос, содержащих мелкогранулированный оливин, с полосами безрудного крупнозернистого, порфиризовидного (пегматоидного) оливинита (табл. XVII, 2). По-видимому, с зонами брекчированных или трещиноватых пегматоидных жил связаны также проявления рудных оливинитов с «нодулярной» ритмичнозональной структурой.

В отраженном свете в титаномагнетите видны структуры распада в виде ориентированных тонких пластинок ильменита, присутствие которых устанавливается также рентгеноструктурным анализом, и мелких зерен шпинели. По периферии зерен магнетита иногда развивается гематит и маггемит.

Для большинства проанализированных проб рудных минералов (табл. 18) характерно высокое (до 10 вес. % и более) содержание титана, магния и повышенное количество алюминия (до 2,5 вес. %). Рентгеноструктурным анализом в пробах магнетита установлена лишь незначитель-

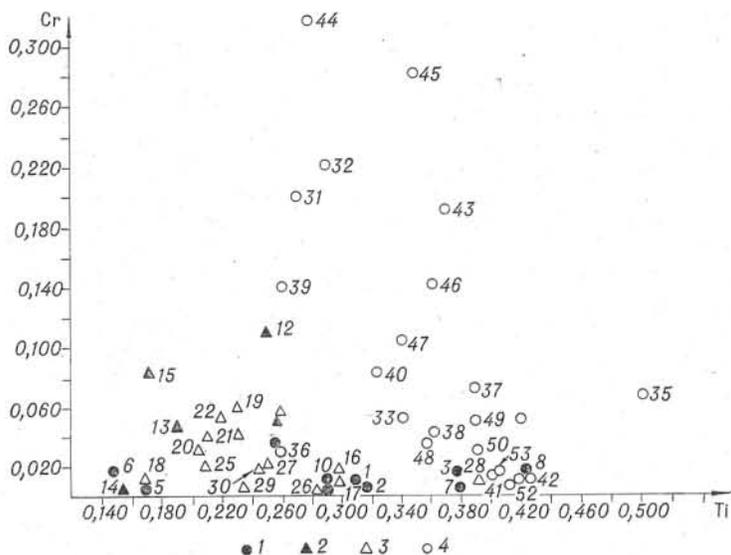


Рис. 54. Диаграмма зависимости содержаний титана и хрома (в атомных количествах) в титаномagnetитах и magnetитах из различных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского района (номера точек на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 18):

Magnetиты из интрузий: 1 — Бор-Урях, 2 — Одихинча, 3 — Кугда, 4 — Гулинский.

ная примесь ильменита. Другие возможные фазы (ульвошпинель и пр.) не обнаружены, хотя их присутствие исключить нельзя. Для большинства анализированных проб (см. табл. 18) параметры элементарной ячейки соответствуют magnetиту. Повышенные содержания кремния в некоторых анализах связаны с примесью оливина.

Сравнение составов титаномagnetитов из рудных оливинитов интрузий Бор-Урях и Кугда с титаномagnetитами из массивов Одихинча, из рудных пироксенитов и ультрабазитов Гулинского плутона показывает, что между ними существуют вполне определенные различия. Наиболее значительно, особенно по содержанию хрома, титаномagnetиты рудных оливинитов и пироксенитов отличаются от аксессуарных титаномagnetитов из ультрабазитов Гулинского плутона. Повышенные содержания хрома в аксессуарных титаномagnetитах подтверждаются также спектральными анализами (Гоньшакова, Егоров, 1968). Фазовым рентгеноструктурным анализом в них только изредка и в небольших количествах устанавливается присутствие хромита.

Зависимость содержаний хрома и титана в magnetитах (титаномagnetитах) из различных интрузий Маймеча-Котуйского района изображена на рис. 54. На этом рисунке хорошо видно, что точки содержаний хрома и титана в magnetитах из пород Гулинского плутона располагаются обособленно от других точек. Для них же как будто бы намечается обратная зависимость между содержаниями этих элементов, в то время как для magnetитов из других интрузий характерно постоянно низкое содержание хрома при широком разбросе их составов по титану. Титаномagnetит наиболее охотно замещается флогопитом, нередко образующим вокруг вкрапленников рудного минерала реакционные оторочки.

Перовскит всегда ассоциирует с титаномagnetитом, изредка образуя в рудных оливинитах небольшие мономинеральные скопления мелких (до 0,3 мм) округлых зерен в форме линзовидных прослоев. В пегматоидных жилах перовскит присутствует в виде мелкой вкрапленности и крупных скоплений в других минералах. Изредка встречаются отдельные кри-

Результаты химических анализов магнетитов из интрузий ультрабазитов,

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|---------|---------|-------|---------|-------|
| SiO ₂ | 0,63 | 1,75 | 0,72 | 1,50 | 0,47 | 0,48 | 0,19 |
| TiO ₂ | 11,24 | 11,50 | 14,00 | 9,40 | 6,32 | 5,20 | 14,04 |
| Al ₂ O ₃ | 1,31 | 0,87 | 0,58 | 2,60 | 0,85 | 0,16 | 1,33 |
| Fe ₂ O ₃ | 46,03 | 43,67 | 42,98 | 42,56 | 59,29 | 62,30 | 42,04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,30 | 0,16 | 0,40 | 1,17 | 0,04 | 0,30 | 0,08 |
| FeO | 33,59 | 35,54 | 34,94 | 35,62 | 25,08 | 30,06 | 34,44 |
| MnO | 0,48 | 0,57 | 0,65 | 0,31 | 0,67 | 0,17 | 0,48 |
| CoO | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | — | 0,04 |
| NiO | — | 0,05 | 0,05 | 0,14 | — | — | — |
| MgO | 4,97 | 4,60 | 5,65 | 6,57 | 6,24 | 0,54 | 6,33 |
| CaO | 0,71 | 0,24 | He обн. | He обн. | 0,12 | 0,50 | 0,12 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,08 | 0,10 | 0,03 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,05 |
| Li ₂ O | 0,03 | — | — | — | 0,03 | — | 0,03 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,14 | 0,10 | 0,08 | 0,08 | 0,18 | 0,20 |
| V ₂ O ₅ | 0,15 | 0,03 | He обн. | 0,02 | 0,10 | 0,08 | 0,08 |
| S _{общ} | — | — | — | — | — | He обн. | — |
| П. п. п. | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁻ | — | 0,30 | 0,16 | 0,24 | — | — | — |
| Сумма . . . | 99,83 | 99,64 | 100,39 | 100,36 | 99,49 | 100,08 | 99,55 |

Количество катионов,

| | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 0,022 | 0,065 | 0,026 | 0,054 | 0,017 | 0,018 | 0,006 |
| Al | 0,057 | 0,039 | 0,026 | 0,084 | 0,036 | 0,009 | 0,057 |
| Cr | 0,009 | 0,004 | 0,013 | 0,035 | — | 0,009 | 0,001 |
| Fe ³⁺ | 1,257 | 1,165 | 1,162 | 1,161 | 1,614 | 1,752 | 1,147 |
| Ti | 0,305 | 0,315 | 0,378 | 0,256 | 0,172 | 0,146 | 0,382 |
| V | 0,004 | — | — | — | 0,002 | 0,005 | 0,001 |
| P | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,002 | 0,005 | 0,001 |
| Mg | 0,271 | 0,249 | 0,305 | 0,357 | 0,329 | 0,026 | 0,340 |
| Ni | — | 0,001 | 0,001 | 0,002 | — | — | — |
| Fe ²⁺ | 1,021 | 1,081 | 1,050 | 1,076 | 0,760 | 0,942 | 1,045 |
| Mn | 0,015 | 0,018 | 0,022 | 0,009 | 0,022 | 0,004 | 0,015 |
| Co | — | — | — | — | — | — | — |
| Ca | 0,026 | 0,009 | — | — | 0,004 | 0,014 | 0,004 |
| Na | 0,004 | 0,010 | 0,006 | 0,006 | 0,008 | — | 0,008 |
| K | 0,002 | 0,004 | 0,004 | 0,002 | 0,004 | 0,001 | 0,004 |

Параметры элементарной

| | | | | | | |
|-------|---|---|---|-------|-------|-------|
| 8,390 | — | — | — | 8,390 | 8,390 | 8,410 |
|-------|---|---|---|-------|-------|-------|

щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского района

| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|-------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 0,10 | 0,44 | 1,60 | 1,48 | 0,88 | 0,20 | Не обн. | Не обн. |
| 13,16 | 10,64 | 10,68 | 9,50 | 10,30 | 7,00 | 5,50 | 6,20 |
| 0,21 | 2,47 | 2,10 | 2,09 | 3,14 | 0,05 | 0,95 | 0,37 |
| 45,70 | 46,32 | 45,25 | 47,39 | 43,59 | 56,25 | 57,52 | 56,34 |
| 0,36 | 0,05 | 0,10 | 1,56 | 3,97 | 1,52 | 0,04 | 2,85 |
| 33,36 | 32,04 | 32,40 | 31,98 | 32,00 | 29,95 | 31,48 | 28,86 |
| 0,30 | 0,50 | 0,54 | 0,30 | 0,37 | 0,92 | 0,85 | 0,93 |
| 0,04 | 0,04 | 0,04 | — | — | 0,03 | 0,03 | 0,02 |
| — | — | — | — | — | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| 5,79 | 6,41 | 6,33 | 4,88 | 6,05 | 3,70 | 1,84 | 3,60 |
| 0,12 | 0,12 | 0,24 | Не обн. | Не обн. | 0,12 | 1,38 | 0,25 |
| 0,10 | 0,10 | 0,09 | 0,03 | 0,02 | 0,13 | 0,13 | 0,10 |
| 0,08 | 0,06 | 0,10 | 0,11 | 0,07 | 0,10 | 0,10 | 0,07 |
| 0,03 | 0,03 | 0,03 | — | — | — | — | — |
| 0,01 | 0,19 | 0,03 | 0,18 | 0,14 | 0,09 | 0,11 | 0,24 |
| 0,19 | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,06 | 0,15 | 0,14 | 0,15 |
| — | — | — | Не обн. | Не обн. | — | — | — |
| — | — | — | — | — | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| — | — | — | — | — | — | — | — |
| 99,55 | 99,54 | 99,65 | 99,58 | 100,59 | 100,24 | 100,09 | 100,01 |

рассчитанное на 4 (O)

| | | | | | | | |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 0,005) | 0,015) | 0,058) | 0,053) | 0,032) | 0,006) | — | — |
| 0,011) | 0,108) | 0,090) | 0,091) | 0,121) | 0,004) | 0,045) | 0,018) |
| 0,016) | — | 0,004) | 0,047) | 0,110) | 0,044) | — | 0,084) |
| 0,985) | 1,252) | 1,215) | 1,281) | 1,156) | 1,559) | 1,617) | 1,567) |
| 0,323) | 0,287) | 0,287) | 0,257) | 0,273) | 0,194) | 0,155) | 0,173) |
| 0,005) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) |
| —) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) |
| 0,375) | 0,343) | 0,335) | 0,257) | 0,320) | 0,203) | 0,101) | 0,197) |
| —) | — | — | — | — | — | — | — |
| 1,197) | 0,963) | 0,968) | 0,960) | 0,946) | 0,923) | 0,984) | 0,892) |
| 0,010) | 0,015) | 0,015) | 0,009) | 0,013) | 0,029) | 0,027) | 0,029) |
| —) | — | — | — | — | — | — | — |
| 0,005) | 0,004) | 0,009) | — | — | 0,004) | 0,056) | 0,011) |
| 0,010) | 0,008) | 0,008) | — | — | 0,008) | 0,008) | 0,008) |
| 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,004) | 0,001) | 0,004) | 0,004) | 0,004) |

ячейки (A)

| | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 8,390 | 8,390 | 8,396 | 8,390 | 8,390 | 8,400 | 8,400 | 8,440 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|

| ОКСИДЫ | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
|--------------------------------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 0,42 | 0,17 | 0,17 | 0,20 | 0,30 | 2,07 | 0,35 |
| TiO ₂ | 11,24 | 11,12 | 6,40 | 8,50 | 7,20 | 7,87 | 8,10 |
| Al ₂ O ₃ | 1,53 | 2,04 | 1,79 | 1,53 | 1,16 | 3,09 | 2,17 |
| Fe ₂ O ₃ | 48,93 | 48,30 | 59,30 | 53,53 | 57,29 | 51,13 | 51,42 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,66 | 0,22 | 0,16 | 1,96 | 1,10 | 1,40 | 1,63 |
| FeO | 26,48 | 26,26 | 25,60 | 30,02 | 29,01 | 27,00 | 28,26 |
| MnO | 0,29 | 0,28 | 0,31 | 0,32 | 0,38 | 0,24 | 0,66 |
| CoO | 0,04 | 0,05 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| NiO | — | — | 0,03 | 0,11 | 0,13 | 0,27 | 0,27 |
| MgO | 9,70 | 10,55 | 6,22 | 3,88 | 3,24 | 6,73 | 6,67 |
| CaO | 0,24 | 0,24 | He обн. | 0,12 | 0,43 | He обн. | 0,24 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,09 | 0,10 | 0,13 | 0,13 | 0,08 | 0,08 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,05 | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,08 |
| Li ₂ O | 0,03 | 0,03 | — | — | — | — | — |
| P ₂ O ₅ | Сл. | 0,48 | 0,11 | 0,11 | 0,10 | 0,15 | 0,08 |
| V ₂ O ₅ | 0,10 | 0,11 | He обн. | He обн. | He обн. | 0,02 | He обн. |
| H ₂ O | — | — | — | — | — | 0,16 | 0,20 |
| П. п. п. | — | — | He обн. | He обн. | He обн. | — | — |
| С у м м а . . . | 99,86 | 99,66 | 100,31 | 100,52 | 100,57 | 100,30 | 100,24 |

Количество катионов,

| | | | | | | | |
|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si | 0,015) | 0,004) | 0,006) | 0,006) | 0,011) | 0,073) | 0,015) |
| Al | 0,063 | 0,084 | 0,078 | 0,065 | 0,052 | 0,126 | 0,094 |
| Cr | 0,016 | 0,004 | 0,004 | 0,057 | 0,031 | 0,038 | 0,047 |
| Fe ³⁺ | 1,292 | 1,272 | 1,601 | 1,468 | 1,573 | 1,347 | 1,379 |
| Ti | 0,295 | 0,293 | 0,173 | 0,230 | 0,107 | 0,209 | 0,216 |
| V | 0,004 | 0,004 | — | — | — | — | — |
| P | — | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,004 |
| Mg | 0,509 | 0,554 | 0,332 | 0,211 | 0,173 | 0,349 | 0,358 |
| Ni | — | — | — | 0,002 | 0,002 | 0,008 | 0,009 |
| Fe ²⁺ | 0,779 | 0,767 | 0,768 | 0,908 | 0,885 | 0,791 | 0,844 |
| Mn | 0,008 | 0,008 | 0,009 | 0,009 | 0,013 | 0,006 | 0,021 |
| Co | — | — | — | — | — | — | — |
| Ca | 0,008 | 0,008 | — | 0,004 | 0,015 | — | 0,009 |
| Na | 0,008 | 0,008 | 0,004 | 0,008 | 0,008 | 0,06 | 0,006 |
| K | 0,004 | — | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,02 | 0,004 |

Параметры элементарной

| | | | | | | | |
|---|---|-------|-------|-------|-------|---|---|
| a | — | 8,390 | 8,420 | 8,410 | 8,410 | — | — |
|---|---|-------|-------|-------|-------|---|---|

| 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|---------|
| 1,00 | Не обн. | 0,25 | 0,35 | 0,90 | 0,20 | 0,22 | Не обн. |
| 9,50 | 8,20 | 7,60 | 10,25 | 9,50 | 14,75 | 8,36 | 8,76 |
| 1,01 | 1,26 | 1,69 | 0,58 | 0,55 | 1,58 | 1,03 | 1,42 |
| 48,75 | 55,41 | 55,93 | 55,29 | 65,63 | 48,25 | 52,54 | 52,44 |
| 1,62 | 1,18 | 0,63 | Не обн. | 0,83 | 0,14 | 0,04 | 0,46 |
| 31,72 | 28,65 | 27,85 | 30,82 | 20,23 | 27,49 | 31,29 | 30,63 |
| 0,32 | 0,37 | 0,33 | 0,46 | 0,74 | 0,66 | 0,54 | 0,52 |
| 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,05 |
| 0,22 | 0,16 | 0,11 | 0,01 | 0,02 | 0,06 | — | — |
| 5,33 | 4,30 | 5,50 | 1,08 | 0,96 | 5,80 | 3,32 | 5,04 |
| Не обн. | 0,12 | Не обн. | 0,73 | 0,48 | 0,87 | 1,83 | 0,12 |
| 0,08 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,12 | 0,10 |
| 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,14 | 0,07 | 0,05 | 0,08 |
| — | — | — | — | — | — | 0,03 | 0,03 |
| 0,12 | 0,11 | 0,14 | 0,36 | 0,11 | 0,11 | 0,18 | 0,20 |
| Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,08 | 0,22 | 0,08 | 0,10 | 0,10 |
| 0,20 | — | — | — | — | — | — | — |
| — | Не обн. | — | — |
| 99,96 | 100,01 | 100,26 | 100,25 | 100,45 | 100,20 | 99,70 | 99,50 |

рассчитанное на 4 (О)

| | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,037 | — | 0,006 | 0,020 | 0,032 | 0,006 | 0,006 | — |
| 0,043 | 0,038 | 0,074 | 0,027 | 0,025 | 0,068 | 0,045 | 0,062 |
| 0,048 | 0,039 | 0,018 | — | 0,020 | 0,004 | — | 0,017 |
| 1,331 | 1,526 | 1,520 | 1,526 | 1,755 | 1,278 | 1,461 | 1,427 |
| 0,259 | 0,227 | 0,206 | 0,284 | 0,254 | 0,392 | 0,233 | 0,245 |
| — | — | — | 0,001 | 0,008 | 0,001 | 0,004 | 0,004 |
| 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,008 |
| 0,285 | 0,235 | 0,295 | 0,060 | 0,053 | 0,305 | 0,182 | 0,275 |
| 0,007 | 0,004 | 0,003 | — | 0,001 | 0,001 | — | — |
| 0,959 | 0,877 | 0,843 | 0,946 | 0,600 | 0,811 | 0,968 | 0,946 |
| 0,009 | 0,011 | 0,008 | 0,015 | 0,021 | 0,020 | 0,016 | 0,016 |
| — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 0,004 | — | 0,026 | 0,019 | 0,034 | 0,071 | 0,004 |
| 0,006 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,004 |
| 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | — | 0,004 |

ячейки (А)

| | | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|---|-------|-------|-------|
| — | 8,412 | 8,407 | 8,400 | — | 8,402 | 8,396 | 8,390 |
|---|-------|-------|-------|---|-------|-------|-------|

| ОКИСЛЫ | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|--------|---------|
| SiO ₂ | 3,48 | 3,60 | 11,55 | 6,69 | 1,00 |
| TiO ₂ | 10,30 | 11,50 | 14,80 | 17,50 | 18,70 |
| Al ₂ O ₃ | 1,88 | 2,11 | 2,11 | 2,22 | 1,07 |
| Fe ₂ O ₃ | 36,28 | 40,36 | 31,93 | 34,81 | 41,46 |
| Cr ₂ O ₃ | 7,10 | 8,40 | 1,84 | 2,04 | 2,09 |
| FeO | 32,36 | 22,34 | 19,51 | 22,84 | 32,27 |
| MnO | 1,04 | 0,62 | 0,26 | 0,45 | 0,40 |
| CoO | — | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,06 |
| NiO | — | 0,22 | 0,13 | 0,16 | 0,08 |
| MgO | 6,59 | 10,02 | 15,34 | 11,38 | 2,46 |
| CaO | He обн. | He обн. | 2,00 | 1,50 | He обн. |
| Na ₂ O | 0,07 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,20 |
| K ₂ O | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,40 | 0,26 | 0,10 | 0,20 |
| V ₂ O ₅ | 0,17 | 0,23 | 0,11 | 0,11 | 0,24 |
| H ₂ O ⁻ | — | — | — | — | — |
| П. п. п. | — | He обн. | He обн. | 0,30 | He обн. |
| С у м м а . . . | 99,50 | 100,01 | 100,04 | 100,30 | 100,23 |

Количество катионов,

| | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 0,122 | 1,121 | 0,357 | 0,215 | 0,036 |
| Al | 0,080 | 0,081 | 0,078 | 0,085 | 0,045 |
| Cr | 0,199 | 0,222 | 0,045 | 0,050 | 0,060 |
| Fe ³⁺ | 0,958 | 1,016 | 0,740 | 0,837 | 0,767 |
| Ti | 0,272 | 0,290 | 0,342 | 0,421 | 0,496 |
| V | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| P | 0,004 | 0,012 | 0,008 | 0,004 | 0,004 |
| Mg | 0,346 | 0,500 | 0,700 | 0,544 | 0,131 |
| Ni | — | 0,006 | 0,002 | 0,004 | 0,001 |
| Fe ²⁺ | 0,950 | 0,625 | 0,501 | 0,596 | 0,953 |
| Mn | 0,032 | 0,016 | 0,007 | 0,013 | 0,013 |
| Co | — | — | — | — | 0,001 |
| Ca | — | — | 0,067 | 0,052 | — |
| Na | 0,008 | 0,008 | 0,006 | 0,008 | 0,004 |
| K | 0,002 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,002 |

Параметры элементарной

| | | | | | |
|----------|-------|-------|---|---|---|
| <i>a</i> | 3,387 | 8,390 | — | — | — |
|----------|-------|-------|---|---|---|

| 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 |
|---------|---------|--------|--------|--------|---------|--------|
| 9,30 | 3,60 | 8,35 | 7,60 | 8,90 | 1,40 | 1,55 |
| 10,50 | 15,40 | 15,70 | 10,80 | 13,20 | 15,90 | 16,00 |
| 1,89 | 3,52 | 2,22 | 1,95 | 1,21 | 2,60 | 1,34 |
| 41,15 | 42,80 | 27,40 | 40,07 | 35,24 | 43,10 | 42,43 |
| 1,14 | 2,50 | 1,50 | 5,35 | 3,12 | 0,17 | 0,27 |
| 25,53 | 24,66 | 29,81 | 23,53 | 20,23 | 29,65 | 30,86 |
| 0,93 | 0,40 | 0,54 | 0,40 | 0,48 | 0,28 | 0,29 |
| 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,02 |
| 0,03 | 0,15 | 0,06 | 0,15 | 0,19 | 0,19 | 0,22 |
| 7,29 | 5,14 | 11,91 | 8,97 | 13,31 | 6,29 | 5,69 |
| 1,63 | 1,12 | 1,10 | 0,12 | 1,00 | He обн. | 0,71 |
| 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,09 | 0,20 |
| 0,30 | 0,07 | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,11 |
| 0,31 | 0,29 | 0,31 | 0,24 | 0,11 | 0,18 | 0,09 |
| 0,11 | 0,26 | 0,15 | 0,26 | 0,15 | 0,16 | 0,10 |
| — | — | — | — | — | 0,32 | 0,16 |
| He обн. | He обн. | 1,20 | 0,60 | 3,00 | — | — |
| 100,36 | 100,07 | 100,47 | 100,25 | 100,35 | 100,41 | 100,04 |

рассчитанное на 4(O)

| | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,306 | 0,121 | 0,266 | 0,242 | 0,291 | 0,048 | 0,057 |
| 0,075 | 0,137 | 0,083 | 0,077 | 0,047 | 0,108 | 0,055 |
| 0,028 | 0,061 | 0,038 | 0,139 | 0,079 | 0,004 | 0,009 |
| 1,020 | 1,083 | 0,653 | 0,967 | 0,865 | 1,123 | 1,086 |
| 0,259 | 0,390 | 0,372 | 0,260 | 0,324 | 0,414 | 0,421 |
| 0,004 | 0,008 | 0,004 | 0,008 | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| 0,356 | 0,259 | 0,560 | 0,474 | 0,649 | 0,324 | 0,297 |
| — | 0,002 | 0,002 | 0,004 | 0,006 | 0,006 | 0,006 |
| 0,702 | 0,691 | 0,788 | 0,630 | 0,553 | 0,859 | 0,905 |
| 0,026 | 0,012 | 0,013 | 0,012 | 0,014 | 0,008 | 0,008 |
| — | — | — | — | — | — | — |
| 0,057 | 0,040 | 0,038 | 0,004 | 0,035 | — | 0,026 |
| 0,012 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,012 |
| 0,012 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,002 | 0,002 | 0,004 |

ячейки (A)

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| — | — | — | — | — | — | — |
|---|---|---|---|---|---|---|

| ОКСИДЫ | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 2,0 | 1,3 | 1,3 | 1,3 | 1,1 |
| TiO ₂ | 14,50 | 10,65 | 12,48 | 13,65 | 12,50 |
| Al ₂ O ₃ | 3,55 | 3,15 | 3,65 | 3,50 | 2,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 32,15 | 36,39 | 31,64 | 37,43 | 34,32 |
| Cr ₂ O ₃ | 6,96 | 12,00 | 9,10 | 4,99 | 3,62 |
| FeO | 33,21 | 30,30 | 35,81 | 33,34 | 39,20 |
| MnO | 0,37 | 0,53 | 0,80 | 0,30 | 0,50 |
| CoO | — | — | — | — | — |
| NiO | 0,09 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,09 |
| MgO | 6,24 | 4,70 | 4,87 | 4,70 | 4,87 |
| CaO | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. |
| Na ₂ O | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,09 | — |
| K ₂ O | 0,05 | 0,10 | 0,10 | 0,02 | — |
| L ₂ O | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,06 |
| V ₂ O ₅ | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. |
| S _{общ} | — | — | — | — | — |
| П. п. п. | Не обн. |
| H ₂ O ⁻ | 0,60 | 0,30 | 0,20 | 0,30 | 0,50 |
| Сумма . . . | 99,87 | 99,63 | 100,17 | 99,79 | 99,66 |

Количество катионов,

| | | | | | |
|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si | 0,069) | 0,047) | 0,069) | 0,047) | 0,039) |
| Al | 0,143 | 0,132 | 0,151 | 0,144 | 0,126 |
| Cr | 0,186 | 0,336 | 0,252 | 0,139 | 0,104 |
| Fe ³⁺ | 0,853 | 0,975 | 0,837 | 0,990 | 0,934 |
| Ti | 0,384 | 0,285 | 0,332 | 0,361 | 0,339 |
| V | — | — | — | — | — |
| P | — | — | — | — | — |
| Mg | 0,325 | 0,249 | 0,256 | 0,248 | 0,265 |
| Ni | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 |
| Fe ²⁺ | 0,975 | 0,898 | 1,050 | 0,979 | 1,185 |
| Mn | 0,015 | 0,017 | 0,023 | 0,038 | 0,046 |
| Co | — | — | — | — | — |
| Ca | — | — | — | — | — |
| Na | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | — |
| K | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | — |

Параметры элементарной

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| a | — | — | — | — | — |
|---|---|---|---|---|---|

Примечание. Интрузия Бор-Урях: 1—5 — обр. 522, 519, 520, 535, 638а, титаномагне обр. 522а, 522б, титаномагнетиты из мономинеральных взаимно пересекающихся вертикальных 11, 12 — обр. 341-7, 341-8, магнетит из клинопироксен-флогопитовой и оливин-клинопироксе 15 — обр. 254, 254а, 254б, то же, из зоны контакта оливинитов с нефелин-меллитит-клинопирок рудного тела; 17 — обр. 314, то же, из рудного оливинита; 18 — обр. 331б, магнетит из оли порфиробластами меллитита; 21, 22 — обр. 803, 806, то же, из порфировидных оливи 24 — обр. 301г, то же, из существенно меллититовой породы; 25 — обр. 243а, то же, из пор (якупирантита?), обогащенной перовскитом; 27 — обр. 231ж, магнетит из мелкозернистой не мелкозернистой породы (якупирантита), обогащенной рудным минералом; 29 — обр. 320, рудного минерала; 30 — обр. 306, то же, из крупнозернистой меллитит-пироксеновой породы, то же, из меймечита; 33, 34 — обр. 186г, 185е, то же, из порфировидных перидотитов; 35 — обр. 202б, акцессорный титаномагнетит из дайки пикритового порфирита с крупными «скелет обр. 451, 448в, то же, из порфировидного перидотита; 41, 42 — обр. 793, 798а, титаномагне дунита; 44 — обр. 771а, то же, из дунита; 45 — обр. 77-3, то же, из пироксенизированного из пироксенита; 48 — обр. 799д, то же, из пироксенизированного дунита (из экзоконтактной пироксенита с реликтами оливина (из эндоконтактной зоны пироксенитовой жилы); 51 — мененного дунита в пироксенитовой жиле; 53 — акцессорный титаномагнетит из пироксени

| 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 0,8 | 1,0 | 0,4 | 0,5 | 0,4 | 0,4 |
| 13,70 | 14,45 | 14,00 | 15,70 | 15,20 | 15,12 |
| 3,50 | 3,50 | 3,50 | 3,40 | 3,55 | 3,60 |
| 36,03 | 35,17 | 40,95 | 38,23 | 40,00 | 40,45 |
| 1,24 | 1,70 | 0,88 | 0,15 | 0,65 | 0,52 |
| 39,48 | 37,80 | 33,21 | 36,27 | 37,74 | 36,66 |
| 0,40 | 0,55 | 0,25 | 0,39 | 0,36 | 0,32 |
| — | — | — | — | — | — |
| 0,08 | 0,10 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| 4,53 | 4,87 | 5,73 | 5,13 | 4,87 | 5,13 |
| Сл. | 0,24 | 0,24 | 0,24 | 0,24 | 0,36 |
| 0,06 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,05 |
| 0,05 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| 0,06 | 0,02 | Сл. | 0,02 | Сл. | Сл. |
| Сл. | Сл. | » | Сл. | » | » |
| — | — | — | — | — | — |
| Не обн. |
| 0,20 | 0,60 | 0,10 | 0,10 | 0,20 | » |
| 99,16 | 100,13 | 100,38 | 100,32 | 100,36 | 99,74 |

рассчитанное на 4(0)

| | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,037 | 0,037 | 0,015 | 0,017 | 0,015 | 0,015 |
| 0,146 | 0,145 | 0,144 | 0,138 | 0,149 | 0,150 |
| 0,035 | 0,051 | 0,029 | 0,007 | 0,014 | 0,013 |
| 0,966 | 0,939 | 1,089 | 1,023 | 1,067 | 1,086 |
| 0,367 | 0,686 | 0,394 | 0,419 | 0,405 | 0,404 |
| — | — | — | — | — | — |
| 0,241 | 0,260 | 0,299 | 0,270 | 0,254 | 0,270 |
| 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 |
| 1,181 | 1,122 | 0,979 | 1,081 | 0,689 | 1,003 |
| 0,043 | 0,049 | 0,009 | 0,013 | 0,013 | 0,002 |
| — | — | — | — | — | — |
| 0,010 | 0,034 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,010 |
| 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 |

ячейки (Å)

титы из среднезернистых оливинитов; 6 — обр. 504б, магнетит из пегматоидной жилы; 7, 8 — прожилков; 9—10 — обр. 534-1, 534-2 — то же, из «нодулярных» руд. **Интрузия Одихинча:** новой зоны изменения оливинитов в контакте с нефелин-пироксеновыми породами; 13, 14. сеновыми породами. **Интрузия Кугда:** 16 — обр. 311д, титаномангнетит из мономинерального винита, обогащенного перовскитом; 19, 20 — обр. 315в, 304д, то же, из оливинитов с нитов; 23 — обр. 816а, то же, из «ксенолита» оливинита в нефелин-меллитовых породах; фивидного оливинита; 26 — обр. 235в, титаномангнетит из существенно пироксеновой породы фелин-пироксеновой породы; 28 — обр. 320з, титаномангнетит из существенно пироксеновой магнетит из меллитит-нефелин-клинопироксеновой породы с тонкополосчатым распределением **Интрузия Гулинская:** 31 — обр. 196, акцессорный титаномангнетит из перидотита; 32 — обр. 120, обр. 77-2, титаномангнетит из клинопироксен-флогопитовой метасоматической породы; 36 — ными» кристаллами оливина; 37, 38 — обр. 427в, 430, то же, из меймечита; 39, 40 — тит из пироксенитов. 43 — обр. 771, акцессорный титаномангнетит из пироксенизированного дунита; 46 — обр. 771б, то же, из пироксенита с реликтами дунита; 47 — обр. 771в, то же, зоны пироксенитовой жилы; 49 — обр. 799н, то же, из дунита; 50 — обр. 799л-1, то же, из обр. 799з. титаномангнетит из рудного пироксенита; 52 — обр. 799ж, то же, из «ксенолита» изированного дунита.

сталлы кубической формы (до 0,5 см) и их сростки. Макроскопически для перовскита характерна железо-черная до темно-бурой окраска с серовато-стальным отливом в тонкозернистых сплошных массах. В шлифах перовскит светло-бурый, но нередко имеет пятнистую окраску от темно-бурых, почти фиолетовых до светлых тонов. Характерно низкое дву-преломление и паркетная структура сложного полисинтетического двойникования. Судя по взаимоотношениям с титаномагнетитом, перовскит кристаллизуется одновременно с ним и продолжает кристаллизоваться несколько позже, образуя вокруг ксеноморфных выделений титаномагнетита прерывистые тонкие оторочки. Иногда зерна перовскита обрастают более поздними каймами ильменита. Как и титаномагнетит, перовскит замещается более поздними минералами пегматоидных жил.

Клинопироксен в большом количестве присутствует только в отдельных пироксен-флогопитовых жилах, где он представлен крупными (обычно первые сантиметры) шестоватыми кристаллами темно-зеленого цвета. Пироксен находится в тесном сростании с флогопитом и замещается амфиболом и кальцитом. В значительных количествах пироксен в виде агрегатов зерен, размер которых редко превышает 2,0 мм, встречается в участках интенсивного ослоденения оливинитов, где он замещает оливин, предшествуя флогопиту. В других пегматоидных жилах клинопироксен крайне редок. Обычно он сохраняется только в виде реликтов среди флогопитовых проявлений, изредка образуя шестоватые кристаллы (до 5,0 мм по удлинению) и ксеноморфные зерна в ассоциации с оливином, также проросшим пластинками флогопита. Под микроскопом минерал имеет бледно-зеленую окраску и слабый плеохроизм. По оптическим свойствам ($N_g=1,702-1,706$, $N_p=1,672-1,678$, $cN_g=38-40^\circ$, $+2V=60-62^\circ$) и химическому составу (Прохорова и др., 1966) минерал близок к диопсиду.

Изредка в пегматоидных телах и оливинитах отмечаются ксеноморфные зерна буроватого клинопироксена, по-видимому, принадлежащего к магматической стадии формирования пород. Он выполняет промежутки между зернами оливина, как и оливин, замещается ранним серпентинитом, имеет бледно-коричневую окраску и слабый плеохроизм. По показателям преломления ($N_g=1,710$, $N_p=1,684$, $cN_g=44^\circ$, $+2V=57^\circ$) он сходен с клинопироксеном из ультраосновных пород Гулинской интрузии (Васильев, 1972).

Флогопит *, как и титаномагнетит, является главным минералом ультраосновных пегматоидных проявлений, в которых он образует скопления крупных кристаллов, имеющих промышленное значение. В пегматоидных телах наблюдается отчетливое замещение оливина, клинопироксена и отчасти титаномагнетита флогопитом, содержание которого колеблется в очень широких пределах — от нескольких процентов до почти мономинеральных жил. Флогопит представлен пластинами изменчивой размерности (от 2×2 см до 20×30 см при толщине пачек до 10 см), окрашенными в коричневый цвет различных оттенков. Пластины содержат включения оливина, клинопироксена, титаномагнетита и перовскита. Краевые зоны кристаллов имеют иногда более светлые или, наоборот, более темные тона окраски, подчеркивающие их зональное строение. Крупные кристаллы слюды, как правило, сосредоточены в центральных зонах пегматитовых тел, гнезд и жил слюдитов.

В качестве порообразующего минерала флогопит присутствует в оливинитах почти повсеместно, но в различных соотношениях — от мелкочешуйчатой вкрапленности до ослоденелых пород, переходящих в мономинеральные слюдиты. Наиболее ослоденелые участки оливинитов пространственно тяготеют к зонам развития пегматоидных жил (интрузии Бор-Урях, Кугда) и контактам оливинитов с нефелин-пироксеновыми по-

* Обширная информация по флогопитам Маймеча-Котуйской провинции приведена в монографии С. М. Прохоровой и др. (1966). Поэтому мы ограничимся краткой характеристикой флогопитов из пегматоидных жил.

родами (интрузия Одихинча). Размер чешуек флогопита в таких участках обычно невелик — от долей сантиметра до 2—3 см, редко больше.

В прозрачных шлифах флогопит имеет коричневую окраску и плеохроирует по обычной схеме. Мелкие вроски в оливине и краевые участки некоторых пластинок окрашены в более густые красно-вато-бурые цвета, обладающие иногда обратной схемой абсорбции. Флогопит содержит многочисленные мелкие газово-жидкие и газовые включения, а также реликты замещенных минералов и новообразований кальцита, сфена, чешуйки хлорита. Среди флогопита нередко сохраняются реликты оливиновых зерен с сеткой прожилков раннего серпентина, четко рассекаемых табличками слюды (табл. XVIII, 1). Кроме того, новообразования флогопита в виде мелких (доли миллиметра) табличек и чешуек развиваются иногда и в самих серпентинитовых жилах (табл. XVIII, 2).

По оптическим свойствам ($N_g = 1,596 \div 1,610$) и результатам химических анализов флогопит пегматоидных образований и слюдитов относится к типу маложелезистых слюд ($f = 9-15\%$) с повышенным содержанием TiO_2 .

По данным С. М. Прохоровой и др. (1966), железистость флогопитов находится в прямой зависимости от состава замещаемых пород. Она выше ($f = 28 \div 42$ ат. %) для флогопитов из жил мельтейгит-пегматитов, где, вероятно, замещается высокожелезистый клинопироксен по сравнению с флогопитом из пород, содержащих переменные количества мелилита ($f = 14 \div 25$ ат. %) и много ниже для флогопитов из оливинитов ($f = 9 \div 14$ ат. %).

Химические анализы флогопитов из различных ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района приведены в табл. 19. По этим данным, флогопиты существенно различаются между собой по содержанию окиси титана (от 0,26 до 9,04 вес. %) и общей железистости $f = 9,1 \div 34,7$ ат. %).

В одной из своих работ В. С. Соболев (1949) обращал особое внимание на значительное влияние содержаний Fe_2O_3 и TiO_2 на показатели преломления силикатных минералов. На показатели преломления минералов флогопит-биотитового ряда существенное влияние оказывает не только суммарное содержание железа, но и примеси других ионов — титана, марганца и, по-видимому, замена гидроксила на фтор (Дир и др., 1966). При этом было установлено, что при вхождении 1% TiO_2 в состав флогопита N_g минерала увеличивается примерно на 0,005.

Используя результаты химических анализов флогопитов, приведенные в табл. 19 и в работе С. М. Прохоровой и др. (1966), мы рассчитали уравнения линейной регрессии и построили график состав—свойство (показатель преломления — железистость) для флогопитов Маймеча-Котуйского района (Васильев, Гулецкая и др., 1974).

Уравнения регрессии, графическое изображение которых дано на рис. 55, имеют следующий вид:

$$N_g = 1,582 + 0,0017 f \text{ и } N_g = 1,589 + 0,0012 f', \text{ где}$$

$$f = \frac{(Fe^{2+} + Fe^{3+}) \times 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg}; \quad f' = \frac{(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti) \times 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti + Mg}.$$

Проведенное нами сопоставление оптических свойств и составов серии флогопит-биотита из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского и Норильского районов севера Сибирской платформы подтверждает выводы других исследователей (Лицарев, Белянкина, 1971; Белянкина, 1971) о необходимости построения диаграмм для оценки железистости слюд по соотношению химизма и оптики для каждой конкретной группы объектов (в зависимости от степени их изученности).

По данным рентгеноструктурного анализа (лаборатория ИГиГ СО АН), анализированные слюды относятся к политипной модификации М-1 (флогопит) с параметрами элементарной ячейки: $a = 5,32 \pm 0,008 \text{ \AA}$, $b = 9,20 \pm 0,002 \text{ \AA}$, $c = 10,27 \pm 0,005 \text{ \AA}$, $\beta = 100^\circ 15' \pm 5'$.

| | | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cr | — | 0,019 | — | — | — | — | 0,052 | — | — |
| Al | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ti | — | — | — | 0,139 | 0,117 | 0,015 | 0,126 | — | — |
| Fe ³⁺ | — | — | 0,166 | 0,115 | 0,324 | 0,361 | 0,328 | 0,589 | — |
| Fe ²⁺ | 0,393 | 0,393 | 0,523 | 0,598 | 0,580 | 0,525 | 0,587 | 1,143 | 0,639 |
| Mn | 0,008 | — | 0,008 | — | 0,008 | 0,009 | — | 0,009 | — |
| Mg | 5,598 | 5,694 | 5,381 | 5,143 | 5,102 | 5,228 | 4,775 | 3,517 | 3,465 |
| Ca | — | 0,025 | — | 0,067 | 0,094 | 0,103 | 0,034 | 0,080 | 0,018 |
| Na | 0,136 | 0,052 | 0,188 | 0,304 | 0,222 | 0,292 | 0,172 | 0,376 | 0,180 |
| K | 1,794 | 1,886 | 1,714 | 1,414 | 1,656 | 1,428 | 1,296 | 1,588 | 1,594 |
| OH | 3,710 | 3,650 | 3,702 | 3,216 | 2,986 | 3,336 | 3,817 | 2,572 | 2,632 |
| F | 0,290 | 0,350 | 0,180 | 0,354 | 0,179 | 0,181 | 0,183 | 0,259 | 0,286 |
| H ₂ O | 0,21 | 0,06 | — | — | — | — | 0,83 | — | — |

Железистость (в ат.%) и показатели преломления минералов

| | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>f</i> | 9,1 | 10,1 | 12,4 | 12,3 | 15,0 | 14,6 | 16,1 | 31,2 | 34,7 |
| <i>f'</i> | 10,1 | 10,8 | 14,7 | 14,6 | 17,2 | 17,2 | 17,5 | 39,7 | 45,2 |
| <i>Nm</i> | 1,589 | 1,595 | 1,596 | 1,597 | 1,598 | 1,600 | 1,652 | 1,654 | 1,627 |

Примечание. $f = \frac{(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) \cdot 100}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}}$; $f' = \frac{(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) \cdot 100}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Mg}}$

Места взятия и ассоциирующие минералы проанализированных слюд. **Кугда:** 1 — обр. 311е, оливиниты — оливин, титаномагнетит, хризолит, клиногумит; 2 — обр. 314в, оливиниты — оливин, титаномагнетит, перовскит, хризолит, клиногумит. **Бор-Урих:** 3 — обр. 519, оливинит из жилки слюдита с титаномагнетитом. **Одхичча:** 4 — обр. 254, оливинит в контакте с нефелин-клинопироксеновой породой — клинопироксен, титаномагнетит, нефелин; 5 — обр. 254б, то же; 6 — 314-5, то же. В том числе ВаО — 0,20 вес. %. **Гулнская интрузия:** 7 — обр. 195, перидотит — псевдоморфозы по клинопироксену. В том числе NiO — 0,13, Со — 0,01 вес. %; 8 — обр. 65-4, шонкинит (?) из дунита — клинопироксен, титаномагнетит, бурая роговая обманка, апатит, нефелин (?). В том числе V₂O₅ — 0,12 вес. %; 9 — обр. 77-2, дунит-клинопироксен-флогопитовая жила с титаномагнетитом. В том числе NiO — 0,20 вес. %.

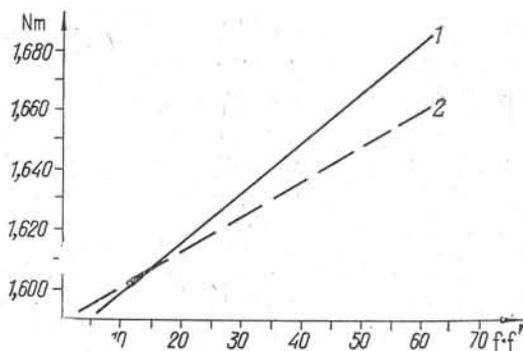


Рис. 55. Диаграмма состав—свойство (железистость — показатель преломления) для минералов флогопит-биотитовой серии из интрузий Маймеча-Котуйского района:
1 — для f' 2 — для f .

оливин, клиногумит следует за флогопитом, образуя внешние зоны замещенных участков. Первым в таких участках выделяется титаномagnetит, за ним следует флогопит, образующий широкие оторочки вокруг рудных минералов, а внешняя неширокая зона представлена клиногумитом, который замещает оливин, достраивая резорбированные грани оливина до мелких ограненных кристалликов клиногумита (табл. XIX, 1). В шлифах минерал окрашен в желтый цвет, отчетливо плеохроирует от светло-желтого по Ng до ярко-желтого, почти оранжевого по Np , по схеме $Np > Nm > Ng$. Часто наблюдаются полисинтетические двойники по (001). Кристаллооптические свойства минерала следующие: $Ng=1,675-1,690$, $Np=1,646-1,660$, $+2V=70-72^\circ$.

По результатам химических анализов (табл. 20) клиногумиты из пегматоидных жил Бор-Уряха и Кугды принадлежат к титанистым разновидностям с высоким содержанием фтора. В табл. 24 приведены результаты рентгеноструктурного анализа клиногумитов из пегматоидных жил интрузий Бор-Урях и Кугды.

Амфиболы представлены в пегматоидных жилах роговой обманкой и тремолитом.

Роговая обманка в небольшом количестве встречается в оливинитах и пегматоидных жилах Бор-Уряха, где она замещает оливин и клинопироксен, образуя неправильные зерна и плохо ограненные кристаллики размером до 1,5 мм по удлинению. Зерна роговой обманки содержат реликты клинопироксена, включения титаномagnetита, перовскита, апатита и находятся в тесном срастании с флогопитом. Минерал окрашен в буроватый цвет, слабо плеохроирует от темного буро-зеленого цвета по Ng до более светлого буро-зеленого по Np , $cNg=24-26^\circ$, $-2V=75-80^\circ$, $Ng=1,680$, $Np=1,662$.

Более широко распространен **тремолит**, развивающийся по пироксену в диопсидовых и диопсид-флогопитовых пегматоидных породах руч. Эбе-Юрях (интрузия Одихинча) и в пироксен-флогопитовых жилах интрузии Бор-Урях. Макроскопически тремолит образует волокнистые снопы и розетковидные агрегаты серого цвета с шелковистым блеском. Показатели преломления минерала $Ng=1,636-1,640$, $Np=1,613-1,615$, $cNg=17-19^\circ$. Совместно с тремолитом встречается голубовато-зеленая роговая обманка, имеющая $cNg=22-23^\circ$ и $+2V=58-70^\circ$.

Апатит как акцессорный минерал пегматоидных жил встречается довольно часто в ассоциации с флогопитом, титаномagnetитом, кальцитом. Но крупные скопления апатита редки и наблюдались нами только в некоторых жилах интрузии Бор-Урях. В таких участках апатит представлен сахаровидными агрегатами светлых зеленовато-желтых зерен, замещаю-

Клиногумит в пегматоидных жилах встречается в небольшом количестве, но он хорошо заметен благодаря яркой малиново-красной или оранжевой окраске. Минерал образует пятнистые скопления мелких зерен и крайне редко встречается в виде не полностью ограненных кристаллов размером до 1,0 см по удлинению.

Клиногумит замещает оливин, развиваясь по нему в виде пятен и почти полных гомоосевых псевдоморфоз. В наблюдаемой последовательности выделения минералов, замещающих

Результаты химических анализов клиногумитов и количества катионов, рассчитанные на 18(O)

| Оксиды | | | Элемент | | |
|--------------------------------|--------|---------|------------------|------|------|
| | 1 | 2 | | 1 | 2 |
| SiO ₂ | 37,21 | 37,60 | Si | 3,94 | 3,94 |
| TiO ₂ | 2,16 | 1,90 | Ti | 0,17 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 0,52 | 0,82 | Al | 0,06 | 0,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,38 | 0,71 | Fe ³⁺ | 0,04 | 0,05 |
| Cr ₂ O ₃ | Сл. | Не обн. | Cr | — | — |
| FeO | 5,41 | 5,32 | | | |
| MnO | 0,26 | 0,24 | Fe ²⁺ | 0,48 | 0,47 |
| NiO | — | 0,01 | Mn | 0,03 | 0,02 |
| MgO | 51,34 | 51,91 | Ni | — | — |
| CaO | 0,12 | Не обн. | Mg | 8,10 | 8,09 |
| Na ₂ O | 0,20 | 0,06 | Ca | 0,01 | — |
| K ₂ O | 0,18 | 0,11 | Na | 0,04 | — |
| Li ₂ O | Сл. | — | K | 0,02 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | Не обн. | Li | — | — |
| V ₂ O ₅ | Сл. | — | P | — | — |
| CoO | — | — | V | — | — |
| S | — | — | Co | — | — |
| H ₂ O- | 0,25 | — | S | — | — |
| П. п. п. | — | 0,88 | OH | 0,92 | 0,49 |
| H ₂ O+ | 1,03 | 0,70 | F | 0,47 | 0,76 |
| F | 1,40 | 2,30 | | | |
| Сумма | 100,58 | 100,16 | f | 6,4 | 6,4 |

Примечание. 1 — обр. 5046, из пегматоидной жилы интрузии Бор-Урях; 2 — обр. 311н, из пегматоидной жилы интрузии Кугда.

щих оливин и титаномагнетит. Особенно хорошо это видно в шлифах (табл. XIX, 2), где среди зернистой массы апатита (размер полигональных зерен апатита достигает 1,5 мм) сохраняются реликты оливина и чешуйки флогошита. Корродированные зерна титаномагнетита и оливина содержат многочисленные вросстки апатита.

Шпинель (герцинит) встречается в виде закономерных очень мелких (доли миллиметра) вростков в кристаллах титаномагнетита или более крупных (до 1,5 мм) зерен, ассоциирующих с листочками флогошита. Иногда такие включения сгруппированы в цепочки. Зерна шпинели имеют зеленую окраску, грубую отдельность в нескольких направлениях и высокий ($N > 1,750$) показатель преломления. Состав герцинита приведен в табл. 9.

Сфен присутствует в пегматоидах как аксессуарный минерал, развиваясь за счет перовскита и титаномагнетита в пироксен-флогошитовых, флогошитовых и других метасоматически измененных породах.

Карбонаты представлены в основном кальцитом, образующим в жилах вкрапленность, гнезда и прожилки, замещающие все ранее возникшие минералы. В гнездах и прожилках среди пегматоидных оливинитов кальцит ассоциирует с клиногумитом, содержит пластинки флогошита, октаэдрические кристаллы и корродированные зерна рудного минерала, часто присутствует в жилах позднего серпентина. Кальцит имеет белый или желтоватый цвет, в шлифах наблюдается в виде ксеноморфных зерен и кристаллов ромбоэдрического облика размером от долей до нескольких миллиметров.

Результаты рентгеноструктурного анализа клиногумитов из интрузий Бор-Урях (обр. 5046) и Кугда (обр. 311и)

| Обр. 5046 | | Обр. 311и | | Sahama (1953) | | Обр. 5046 | | Обр. 311и | | Sahama (1953) | |
|-----------|--------------|-----------|--------------|---------------|--------------|-----------|--------------|-----------|--------------|---------------|--------------|
| J | d_{α} | J | d_{α} | J | d_{α} | J | d_{α} | J | d_{α} | J | d_{α} |
| 26 | 5,04 | 60 | 5,04 | 2 | 5,02 | 6 | 2,15 | 20 | 2,15 | — | 2,15 |
| 19 | 4,46 | 30 | 4,46 | 1 | 4,44 | 6 | 2,09 | 20 | 2,08 | — | — |
| 15 | 3,88 | 40 | 3,86 | 5 | 3,86 | 7 | 1,78 | 25 | 1,79 | — | — |
| 39 | 3,72 | 70 | 3,70 | 1 | 3,70 | 100 | 1,75 | 85 | 1,74 | — | 1,74 |
| 26 | 3,49 | 35 | 3,47 | 10 | 3,48 | 19 | 1,69 | 40 | 1,68 | — | 1,68 |
| 26 | 3,45 | 45 | 3,46 | 1 | 3,44 | 19 | 1,63 | 40 | 1,63 | — | 1,62 |
| 17 | 3,35 | 30 | 3,38 | 9 | 3,35 | 19 | 1,59 | 35 | 1,54 | — | 1,54 |
| 22 | 3,34 | 40 | 3,22 | 10 | 3,22 | 13 | 1,51 | 20 | 1,509 | — | — |
| 6 | 2,93 | 20 | 2,93 | 1 | 2,91 | 26 | 1,50 | — | — | — | — |
| 58 | 2,77 | 100 | 2,76 | 1 | 2,76 | 39 | 1,49 | 70 | 1,48 | — | 1,48 |
| 30 | 2,73 | — | — | — | — | 19 | 1,40 | 45 | 1,40 | — | 1,40 |
| 10 | 2,69 | 30 | 2,66 | 1 | 2,68 | 6 | 1,37 | — | — | — | — |
| 20 | 2,61 | — | — | — | — | 19 | 1,35 | 40 | 1,35 | — | 1,35 |
| 60 | 2,55 | 60 | 2,54 | 5 | 2,54 | 7 | 1,32 | 20 | 1,32 | — | — |
| 58 | 2,51 | 80 | 2,51 | 1 | 2,51 | — | — | 20 | 1,19 | — | — |
| 25 | 2,41 | 50 | 2,40 | — | 2,40 | — | — | 20 | 1,16 | — | — |
| 32 | 2,36 | 55 | 2,36 | — | 2,36 | — | — | 25 | 1,13 | — | — |
| 14 | 2,30 | 20 | 2,30 | — | 2,30 | — | — | 20 | 1,10 | — | — |
| 58 | 2,26 | 95 | 2,26 | — | 2,26 | — | — | 25 | 1,07 | — | — |
| 6 | 2,18 | — | — | — | — | — | — | 25 | 1,03 | — | — |

Примечание. Прибор УРС-50ИМ, Cu — анод, 27 кV, 10 мА.

Минералы группы серпентина в жилах пегматоидов ультраосновного состава развиты неравномерно и изучены далеко не полно. Нами установлено, что серпентин образует петельчатые, сетчатые и жилковидные структуры замещения оливина до развития таких метасоматических минералов, как титаномагнетит, перовскит, клиношпроксен, флогопит. На последних этапах минералообразования, особенно в жилах интрузии Кугда, в значительных количествах появляется хризотил. Он образует плотные светлоокрашенные эмалевидные скопления или волокнистые агрегаты, содержащие реликты замещенных минералов (клиногумита, оливина, магнетита, флогопита) и ассоциирующие иногда с кальцитом. Показатели преломления минерала $N_g=1,564-1,568$, $N_p=1,558-1,564$. Химический анализ серпентина приведен в табл. 7.

Совместно с серпентином широко развит идингсит, дающий тонкочешуйчатые агрегаты бурого цвета с высоким двупреломлением, а с эмалевидным хризотилом ассоциируют золотисто-коричневые таблички вермикулита или гидрохлорита. По-видимому, минералы группы хлорита также являются довольно распространенными продуктами замещения пегматоидных образований ультраосновного состава.

О генезисе метасоматитов в ультраосновных пегматоидах и оливинитах интрузии Бор-Урях

Из вышеизложенного следует, что имеются все переходы от крупнозернистых пегматоидных оливинитов, состоящих практически из одного оливина, к пегматоидам, насыщенным как интерстиционной вкрапленностью, так и крупными кристаллами титаномагнетита, перовскита, флогопита, клиношпроксена и других минералов. Подобные же ассоциации минералов наблюдаются и в оливинитах, где они имеют площадное развитие.

Для выяснения генезиса этих образований наибольший интерес представляют пегматоиды, имеющие полный набор перечисленных минералов. Последовательность их возникновения описывается следующим рядом:

оливин хризолитового состава, титаномагнетит и перовскит, клинопироксен ($f \sim 10-25$ ат. %), флогопит ($f \sim 10-15$ ат. %), клиногумит и несколько позже апатит и карбонаты кальция. В определенных Р—Т условиях указанные минералы могут сосуществовать, будучи в равновесии не только с раствором, но и друг с другом, пока изменившиеся условия не приведут к полному замещению одних минералов и их ассоциаций другими. В наиболее раннем минерале пегматоидов — оливине под воздействием растворов происходит частичная или полная перекристаллизация и некоторое увеличение железистости его состава. Все последующие минералы пегматоидов развиваются в основном за счет более раннего оливина, наследуя его объем и инертные компоненты.

Сопоставление привноса-выноса компонентов при развитии метасоматитов по исходным породам приводит к схеме ряда относительной подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , Na_2O , K_2O , O_2 , F_2 , CaO , TiO_2 ; Al_2O_3 , (FeO, Fe_2O_3) , MgO , SiO_2 , где последние четыре члена являются наименее подвижными. Принимая во внимание, что железо, изоморфно замещая магний, в данном случае не может быть принято за независимый инертный компонент, а также учитывая его значительную местную подвижность, как и для титана, благодаря которой появляются даже мономинеральные скопления титаномагнетита, берем за инертные компоненты Al_2O_3 , MgO и SiO_2 . Имеющиеся химические анализы рассматриваемой ассоциации минералов позволяют провести ее парагенетический анализ (Коржинский, 1957). При этом в состав парагенезисов был включен и перовскит, который по основным его компонентам следовало бы, подобно кальциту, рассматривать как «осажденный» минерал (Коржинский, 1957). Однако наличие в нем микропримесей инертных компонентов, которые можно расценивать как изоморфные по отношению к кальцию и титану, дает возможность считать перовскит полноправным членом указанной парагенетической ассоциации. Тем не менее, учитывая эту специфику, парагенетические ассоциации с перовскитом на приводимых ниже диаграммах показаны пунктиром.

Матрица для расчета мультисистем, а также кристаллохимические формулы минералов, входящих в рассматриваемую парагенетическую ассоциацию, приводятся в табл. 22.

Расчет моновариантных минеральных равновесий позволил построить две мультисистемы с одной отрицательной степенью свободы, задаваясь попарно значениями химических потенциалов (μ) соответственно Na_2O и K_2O , а также H_2O и CaO и принимая постоянными μ остальных подвижных компонентов (рис. 56, 57). Построенные диаграммы позволяют оценить влияние на возникновение и смену парагенезисов минералов изменения химизма растворов в координатах μ — μ наиболее важных в данном случае подвижных компонентов. Мультисистемы (рис. 56, 57) соответственно включают по три нонвариантных пучка, состоящих из моновариантных лучей. Между лучами располагается 11 полей, для каждого из которых приводится треугольная парагенетическая диаграмма, где открытыми кружками обозначаются минералы, не участвующие в реакциях. За стабильные варианты мультисистем приняты те, в которые входит пучок без участия перовскита [Пер], отражающий обычно встречающийся 5-минеральный парагенезис. Уравнения реакций здесь не приводятся, поскольку данные о них имеются на каждом луче приводимых диаграмм.

Дополнительно к мультисистемам (см. рис. 56, 57) приводятся графические результаты расчета [Пер] пучка в координатах других подвижных компонентов попарно, считая μ остальных подвижных компонентов постоянными (рис. 58). На рис. 58 изображены пучки диаграмм: μTiO_2 — μFeO ; μH_2O — μTiO_2 ; μH_2O — μFeO ; μH_2O — μO_2 ; μH_2O — μF_2 ; μF_2 — μO_2 . Треугольные диаграммы к каждому из полей построенных пучков приводятся на рис. 58. Они совпадают по нумерации с таковыми [Пер] узла мультисистемы на рис. 57, построенной в координатах μH_2O — μCaO .

Матрица для расчета метасоматической ассоциации минералов в ультраосновных пегматондах и оливинитах интрузии Бор-Урх

| Минерал | Символ | Матрица для инертных компонентов | | | Кристаллохимическая формула и номер образца |
|----------------|---------------------|----------------------------------|------|------|--|
| | | Si | Mg | Al | |
| Оливин | Ол | 0,99 | 1,76 | 0,01 | $(Mg_{1,76}Fe_{0,21}^{2+}Fe_{0,01}^{3+}Mn_{0,01})_{1,99}$ [(Si _{0,99} Al _{0,01}) _{1,0} O ₄]; Обр. 311и |
| Клинопироксен | КлП | 1,95 | 0,76 | 0,06 | $(Ca_{0,87}Na_{0,10}K_{0,01})_{0,98}(Mg_{0,76}Fe_{0,19}^{2+} \times Fe_{0,09}^{3+}Al_{0,01}Mn_{0,01})_{1,06}[(Si_{1,95}Al_{0,05})_{2,0}O_6]$; Обр. 466 |
| Флогопит | Фл | 5,54 | 5,38 | 2,21 | $(K_{1,71}Na_{0,19})_{1,90}(Mg_{5,38}Fe_{0,52}^{2+}Fe_{0,24}^{3+} \times Mn_{0,01})_{6,15}[(Si_{5,54}Al_{2,21}Ti_{0,17})_{7,92}O_{20}] \times ((OH)_{3,70}F_{0,18}O_{0,12})_{4,0}$; Обр. 519 |
| Титаномагнетит | Мг | 0 | 0,26 | 0,10 | $Fe_{1,0}^{2+}(Fe_{1,34}^{3+}Al_{0,10}Ti_{0,26}Mg_{0,26}Cr_{0,04})_{2,0} \times O_{4,0}$; Обр. 341-7 |
| Клиногумит | КлГ | 3,94 | 8,09 | 0,10 | $(Mg_{8,09}Fe_{0,47}^{2+}Mn_{0,02}Fe_{0,05}^{3+}Al_{0,04}Ti_{0,15})_{8,82} \times [(Si_{3,94}Al_{0,06})_{4,0}O_{16}]((OH)_{0,49}F_{0,76} \times O_{0,75})_{2,0}$; Обр. 311п |
| Перовскит | Пер | 0,02 | 0,01 | 0,01 | $(Ca_{0,93}Sr_{0,01}Ce_{0,01}Mg_{0,01})_{0,96}(Si_{0,02}Ti_{0,97} \times Nb_{0,01}Fe_{0,01}^{3+}Al_{0,01})_{1,02}O_{3,0}$; Обр. 437 (Прохорова и др., 1966) |
| Кальцит | Осажденные минералы | | | | CaCO ₃ , Са ₃ (PO ₄) ₃ -F _{0,27} (OH) _{0,7} ; Обр. 78 (Прохорова и др., 1966). |
| Апатит | Ка | — | — | — | |

Расположение по одной из осей диаграмм значений μ_{H_2O} позволяет оценить, насколько сопряжено влияние того или иного подвижного компонента с изменением температуры (в обратной зависимости от изменения μ_{H_2O}), что представляет большой интерес и позволяет также оценивать по смене реальных парагенезисов общую направленность (прогрессивную или регрессивную) процесса.

Кратко прокомментируем приводимые диаграммы. Полей устойчивости отдельных минералов рассматриваемой ассоциации, кроме флогопита, на диаграммах не выявляется, что говорит об их устойчивости во всем интервале рассматриваемых условий.

Следует только подчеркнуть, что, судя по расположению невариантных пучков на рис. 56, 57, не участвуют в реакциях: оливин при высоких значениях μ_{H_2O} (относительно низких температурах), клиногумит при низких значениях μ_{Na_2O} , а перовскит при высоких значениях μ_{K_2O} и низких μ_{CaO} .

Поле устойчивости флогопита занимает область диаграмм с низкими и умеренными μ_{CaO} , умеренными и высокими μ_{K_2O} в широком

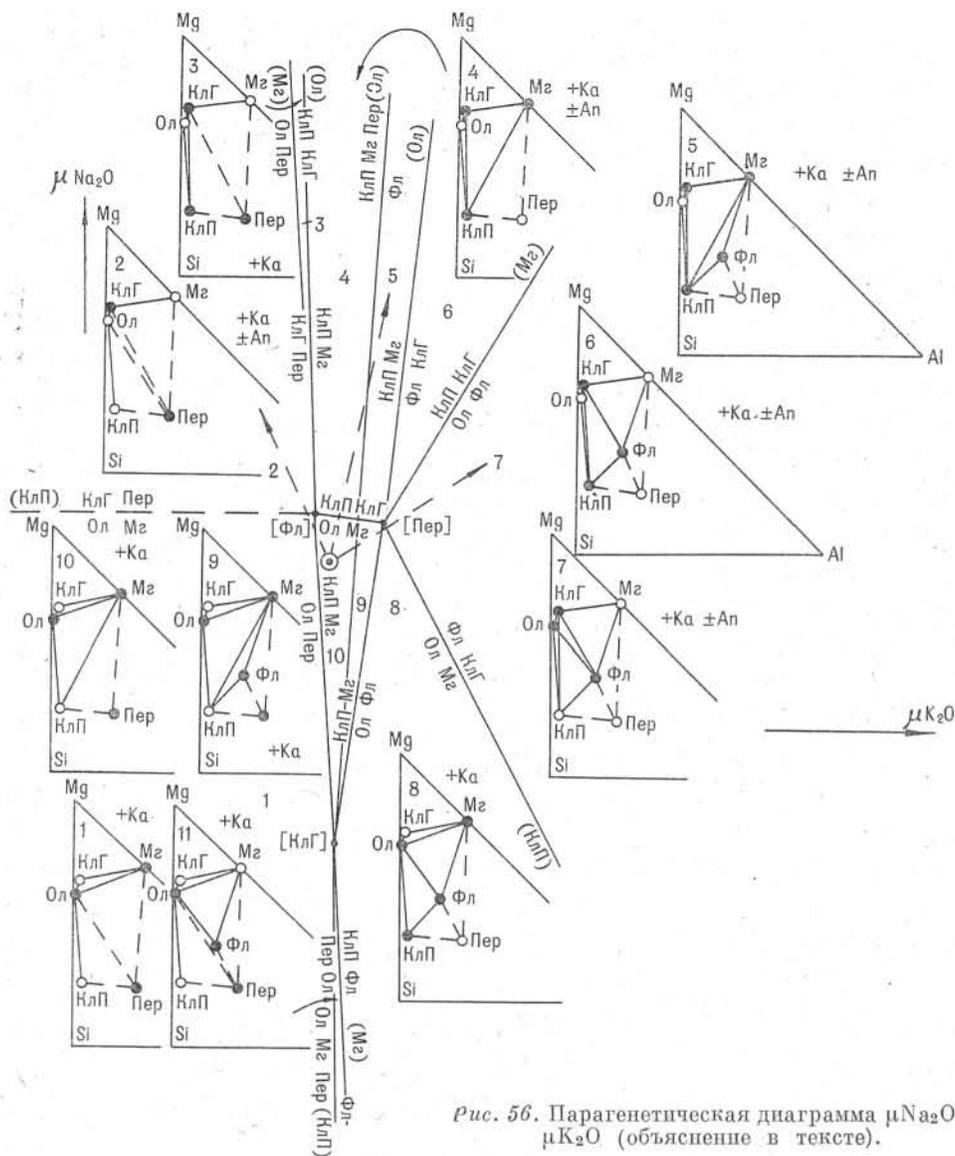


Рис. 56. Парагенетическая диаграмма $\mu\text{Na}_2\text{O}$ — $\mu\text{K}_2\text{O}$ (объяснение в тексте).

интервале $\mu\text{H}_2\text{O}$ и $\mu\text{Na}_2\text{O}$, слабо выклиниваясь в сторону низких значений $\mu\text{H}_2\text{O}$, $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и высоких $\mu\text{Na}_2\text{O}$.

Большой интерес представляет рассмотрение условий устойчивости бинарных ассоциаций, особенно тех, которые часто наблюдаются в описываемых метасоматитах. Остановимся на них в порядке распространенности.

Поле устойчивости ассоциации Ол, Мг располагается в области диаграмм с низкими и умеренными μCaO , H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и K_2O , частично перекрываясь полем флогопита. Благоприятны также умеренные и высокие μTiO_2 , FeO , O_2 и низкие μF_2 .

Поле устойчивости ассоциации располагается в области диаграмм с малыми μCaO , $\mu\text{H}_2\text{O}$, умеренными μFeO , $\mu\text{H}_2\text{O}$ (относительно умеренными температурами), умеренными и высокими $\mu\text{K}_2\text{O}$, низкими и умеренными μF_2 и $\mu\text{Na}_2\text{O}$, выклиниваясь в сторону высоких $\mu\text{Na}_2\text{O}$. Поле Ол, Фл

частично перекрывает поле ассоциации Ол, Мг, где наблюдается интересная для нас тройная ассоциация Ол, Мг, Фл.

Поле устойчивости ассоциации Фл, КлГ располагается в области диаграмм с умеренными и высокими μF_2 , H_2O (относительно низкие и умеренные температуры) и $\mu\text{K}_2\text{O}$, умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, низкими и умеренными μCaO , TiO_2 , FeO , O_2 . Это поле не перекрывается полями Ол, Мг и КлП, Мг, но перекрывается полями устойчивости Ол, Фл, давая распространенный тройной парагенезис Фл, Ол, КлГ, а также полем КлП, КлГ, давая тройной парагенезис Фл, КлГ, КлП.

Поле устойчивости ассоциации КлП, Мг занимает область диаграмм с малыми и умеренными μF_2 , H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), умеренными μCaO , K_2O , умеренными и высокими $\mu\text{Na}_2\text{O}$, TiO_2 , FeO , O_2 . Поле частично перекрывает поля Ол, Мг и КлП, Мг, КлГ.

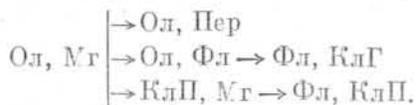
Поле устойчивости ассоциации Ол, Пер располагается в области диаграмм с малыми $\mu\text{K}_2\text{O}$, высокими μCaO в большом интервале $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и H_2O , слабо выклиниваясь в сторону высоких $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и H_2O (относительно низких температур). Поле Ол, Пер частично перекрывается полями Ол, Мг и КлГ, Пер, давая соответственно тройные парагенезисы Ол, Мг, Пер и Ол, КлГ, Пер. Оно располагается в области с более высокими значениями μTiO_2 , FeO , O_2 и F_2 , чем для рассчитанного [Пер] узла (см. рис. 58).

Поле устойчивости ассоциации Фл, КлП занимает обширную часть диаграмм с малыми и умеренными значениями μCaO , умеренными и высокими K_2O в широком интервале $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и H_2O . Поле Фл, КлП перекрывается полем устойчивости флогошита, а также полями Ол, Мг; Ол, Фл; Фл, КлГ; КлП, КлГ; КлП, Мг, давая соответствующие тройные парагенезисы: Фл, Ол, КлП; Фл, КлП, Мг; Фл, КлП, КлГ. По значениям μTiO_2 , FeO , O_2 и F_2 поле Фл, КлП соответствует местоположению на диаграммах [Пер] узла.

Поле устойчивости ассоциации КлП, КлГ располагается в области диаграмм с малыми и умеренными μFeO , умеренными $\mu\text{K}_2\text{O}$, μCaO , умеренными и высокими $\mu\text{Na}_2\text{O}$, TiO_2 , O_2 , F_2 и H_2O (относительно умеренными и низкими температурами). Поле КлП, КлГ частично перекрывает поля Фл, КлГ; КлП, Мг; КлП, Фл; КлГ, Пер, давая соответствующие тройные парагенезисы: КлП, КлГ, Фл; КлП, КлГ, Мг; КлП, КлГ, Пер.

Поле устойчивости ассоциации КлГ, Пер располагается в области диаграмм с умеренными и высокими μCaO , Na_2O , умеренными и малыми $\mu\text{K}_2\text{O}$ в широком интервале $\mu\text{H}_2\text{O}$, слабо выклиниваясь в сторону низких H_2O (относительно высоких температур). Поле КлГ, Пер частично перекрывается полями Ол, Пер; КлП, КлГ; Фл, КлГ, давая соответствующие тройные парагенезисы: КлГ, Пер, Ол; КлГ, Пер, КлП; КлГ, Пер, Фл. Поле располагается в области с более высокими значениями μTiO_2 , FeO , O_2 и F_2 , чем для рассчитанного [Пер] узла (см. рис. 58).

Основные «опорные» парагенезисы, реально наблюдаемые в метасоматитах ультраосновных пегматитов и оливинитов в порядке смены одних другими (зональность), располагаются в следующие ряды:



При этом роль исходного члена для выделенных рядов выполняет парагенезис Ол, Мг, являясь наиболее ранним и наиболее высокотемпературным (возникает и устойчив при наименьших $\mu\text{H}_2\text{O}$). На мультисистемах приводимых диаграмм (см. рис. 56, 57) стрелками, выходящими из точки исходного парагенезиса, показаны соответствующие парагенетические ряды. Последние возникают в зависимости от определенных соотношений

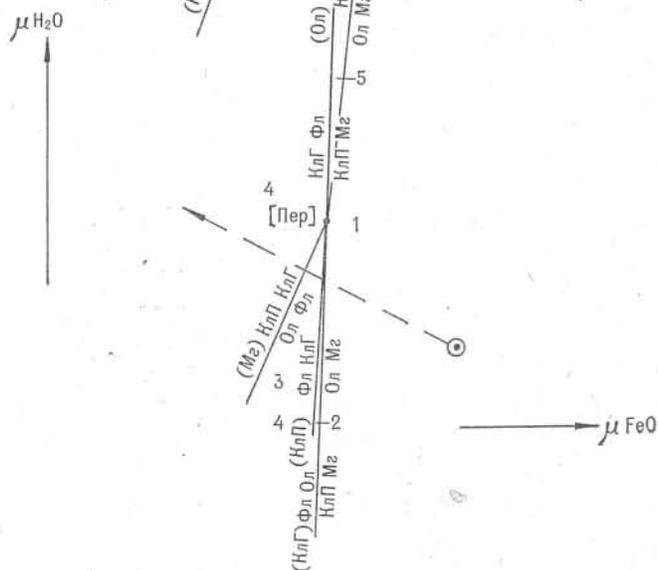
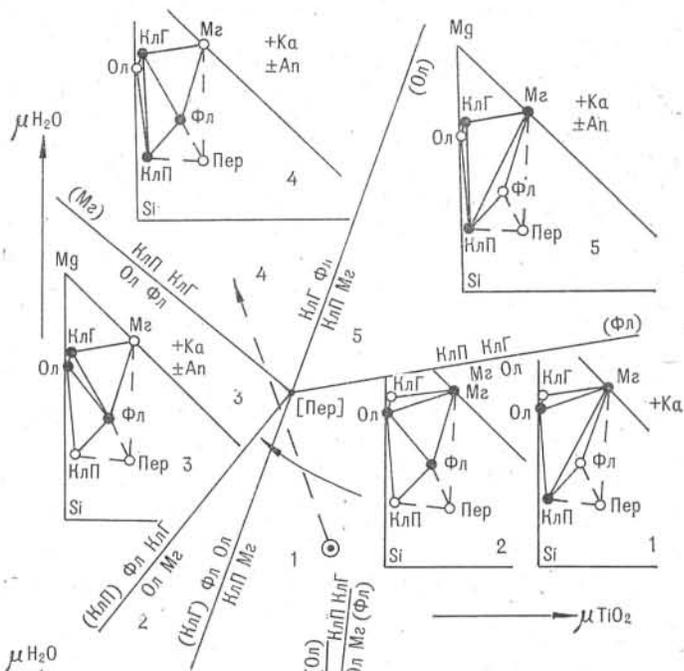
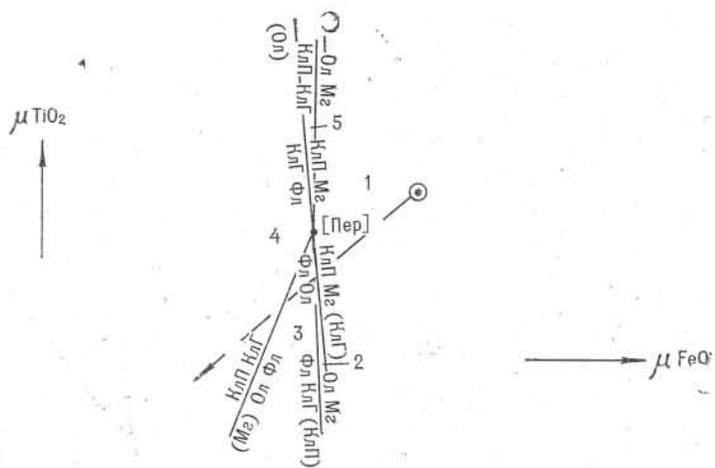
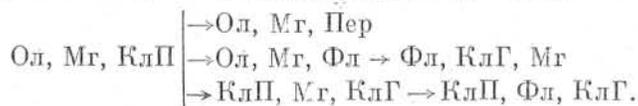


Рис. 58. Парагенетические диаграммы $\mu\text{TiO}_2-\mu\text{FeO}$; $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{TiO}_2$; $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{FeO}$;

режима подвижных компонентов. Так, например, на мультисистеме $\mu\text{H}_2\text{O}$ — μCaO можно видеть, что при увеличении μCaO значительно более интенсивно, чем $\mu\text{H}_2\text{O}$ (при слабом понижении температуры), осуществляется переход от Ол, Мг к Ол, Пер. При более интенсивном увеличении $\mu\text{H}_2\text{O}$ (понижении температуры) по сравнению с увеличением μCaO имеет место переход от Ол, Мг к Ол, Фл и Фл, КлГ. При промежуточных, приблизительно равных соотношениях и нарастании $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μCaO должен быть переход от Ол, Мг к КлП, Мг и Фл, КлП. Аналогично рассматриваются и другие построенные диаграммы. Замещение парагенезисов осуществляется при возрастании μ щелочей, кроме случая Ол, Мг→Ол, Пер, когда снижается $\mu\text{K}_2\text{O}$.

К подобным же результатам приводит рассмотрение смены и соответствующих тройных парагенезисов, принимая за исходный



Наблюдения над проявлением в метасоматитах «осажденного» минерала — кальцита убеждает, что наиболее интенсивное развитие его начинается в конце периода возникновения описываемых метасоматитов, когда он совместно с апатитом (иногда апатит преобладает) может полностью замещать более ранние метасоматиты. Тем не менее, нет сомнений, что это еще достаточно высокотемпературное образование, а не обычные низкотемпературные гидротермальные кальцитовые жилы. Включения в апатите из карбонатитовых жил Бор-Уреха показывают температуру заведомо больше 600°C , при которой они взрываются, не достигнув гомогенизации.

Из анализа парагенезисов следуют некоторые выводы о генезисе пегматоидных образований.

1. Последовательность смены реальных «опорных» парагенезисов в метасоматитах ультраосновных пегматоидов и оливинитов отвечает нормальной регрессивной направленности по отношению к температурным условиям.

2. В этой последовательности смена «опорных» парагенезисов свидетельствует о возрастании в растворах $\mu\text{H}_2\text{O}$, F_2 , CaO , Na_2O , K_2O (обычно) и снижении μFeO , TiO_2 , O_2 и K_2O (редко).

3. На ранней стадии формирования метасоматитов ультраосновных пегматоидов и оливинитов, отвечающей стадии кислотного выщелачивания (нарастания кислотности растворов), возникают, по-видимому, только рудные метасоматиты с составом Ол, Мг и Ол, КлП, Мг, являющиеся исходными для замещения более поздними метасоматитами.

4. Судя по эволюции μ подвижных компонентов в заключительную стадию формирования метасоматитов имеет место возрастание щелочности растворов, по-видимому, уже после прохождения экстремальной точки кислотности сквозь- и постмагматических растворов в эволюционной схеме Д. С. Коржинского (1955, 1970). При этом следует предполагать еще достаточно высокотемпературные условия ($>600^\circ\text{C}$), поскольку температура и кислотность — щелочность растворов прямо не коррелируют и при одной и той же температуре в разных случаях могут осуществляться различные стадии кислотно-щелочной эволюции растворов.

5. В конце заключительной части высокотемпературного метасоматического процесса в некоторых участках наблюдается наиболее интенсивное развитие осажденного минерала — кальцита (иногда с апатитом), приводящее изредка к появлению так называемых карбонатитов.

6. Ультраосновные пегматоиды, существенно сложенные различным зернистым оливином (от долей сантиметра до 10—15 см), возникают несколько позже вмещающих эти тела мелко- и среднезернистых оливинитов.

Судя по формам проявления пегматоидных тел в виде послойных (пологих) и вертикальных жил, они, по-видимому, не всегда образуются в результате кристаллизации внедрившегося остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами. Более убедительно допустить возникновение таких пегматоидных жил на месте путем перекристаллизации мелко- и среднезернистых оливинитов с предварительным их подплавлением при условии прорыва локального, но достаточно интенсивного потока летучих компонентов по механически ослабленным зонам в еще раскаленных породах массива. Снижение точки плавления оливина в присутствии летучих и клинопироксена можно ожидать до температуры порядка 1300° С (Кадик и др., 1971), что является реальным, судя по первым результатам температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах из меймечитов (Соболев и др., 1972).

Возникновение описываемых минеральных парагенезисов в ультраосновных пегматоидах в значительной мере обязано метасоматическому, вероятно инфильтрационному, процессу. На этом этапе происходит переработка оливинитов массива и существенно оливиновых пегматоидных жил под действием высокотемпературных растворов (сквозь- и постмагматических), вероятно связанных с более поздней щелочной интрузией.

Наблюдаемые взаимоотношения реликтов серпентинизированного оливина с метасоматическими минералами дают основание считать, что постмагматические изменения, связанные с ультраосновной магмой, ограничились серпентинизацией. Это свидетельствует о том, что ко времени наложения метасоматитов (титаномagnetита, клинопироксена, флогопита и др.), образующихся под воздействием растворов щелочной магматической фазы, массив оливинитов уже остыл, по крайней мере до температур возникновения серпентина. Поток глубинных растворов, устремляющийся прежде всего вдоль линейных механических нарушений, протопластовых трещин, первоначально приводит к перекристаллизации оливина исходных оливинитов с некоторым изменением их состава в сторону увеличения железистости, затем с понижением температуры и возрастанием кислотности растворов — к возникновению рудных оливинитов. Позже, с возрастанием щелочности растворов, последовательно образуются пироксеновые, флогопитовые и другие метасоматиты, приуроченные чаще всего к вертикальным зонам трещиноватости. Можно думать, что температурные условия, а также активность подвижных компонентов в растворах, проникающих в тело ультраосновных пород, не были однородными и определялись мощностью инфильтрационного потока в том или ином месте, а также тектоническими подвижками, перекрывающими пути их проникновения или, наоборот, создающими для них благоприятные условия. Благодаря этим факторам могли возникать пегматоиды безрудные, рудные с флогопитом и без флогопита и т. д. Можно думать, что в зонах наиболее активного движения растворов возникают пегматоиды с полным набором метасоматических минералов. Более того, чрезвычайно активный поток растворов, по-видимому, в конце концов приводит к разрушению пегматоидов с замещением их осажденными минералами: кальцитом (или карбонатами другого состава, например доломитом, анкеритом, магнетитом) и апатитом (иногда преобладающим). Примером этого могут служить располагающиеся среди оливинитов интрузии Бор-Урх сравнительно малоомощные пластинообразные тела карбонатитов совместно с апатитом. В таких телах лишь изредка сохраняются друзы крупных кристаллов магнетита, но можно ожидать относительной стабильности перовскита, если он был в более ранних метасоматитах пегматоидов.

7. Описываемые метасоматиты ультраосновных пегматоидов и оливинитов интрузии Бор-Урх имеют много общего со щелочными метасоматитами существенно клинопироксен-флогопитового состава в других интрузиях и, по-видимому, фиксируют ранний этап переработки ультраосновных пород глубинными растворами.

2. ОБ УСЛОВИЯХ ГЕНЕЗИСА ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ИНТРУЗИЯХ УЛЬТРАБАЗИТОВ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

В строении сложных массивов щелочные породы меллититового и главным образом нефелин-пироксенового состава принимают далеко не одинаковое участие. Как и ультрабазиты, в некоторых массивах (Бор-Урях, Гулинский) они присутствуют в незначительном объеме, в других составляют половину или основную часть интрузий (Кудда, Одихинча, Быхит, Кара-Мени и др.), в третьих преобладают (Романиха, Маган и др.). Взаимоотношение меллититовых и нефелин-пироксеновых пород с вмещающими их оливинитами имеет чрезвычайно сложный характер.

В последние годы многие исследователи обращались к вопросам генезиса серии пироксен-нефелиновых пород в сложных комплексах ультраосновных и щелочных пород, к которым относятся и изучаемые нами объекты. В результате большинство геологов пришли к выводу о гетерогенной природе этих пород (Бородин, 1971₁₋₂; Кононова, 1971; Глаголев, 1970; Багдасаров, Орлова, 1970; Дудкин, 1971; Золотухин, Васильев, 1973; и др.), которые могут быть как магматическими, так и метасоматическими, причем близко совмещенными во времени и в пространстве. Предлагался целый ряд признаков (в основном структурного характера) для разделения метасоматических и магматических пород нефелин-пироксеновой серии (Бородин, 1971; Кононова, 1971; Дудкин, 1971), однако подчеркивалось, что это непростая задача, если учесть близость их минералогического и химического состава. Еще более сложно разрешить задачу разделения этих пород метасоматического генезиса на ранние метасоматиты магматической стадии и метасоматиты того же состава постмагматические (Кононова, 1971). Нам представляется, что на данном этапе их изучения пока оправдано более грубое деление пироксен-нефелиновых пород на магматические и метасоматические. Не затрагивая здесь вопроса магматического их генезиса, обратимся к выяснению условий возникновения нефелин-пироксеновых метасоматитов, ассоциирующих с целым рядом минералов, имеющих заведомо немагматический характер. В этой связи наибольший интерес представляют клинопироксен-флогопитовые и клинопироксен-нефелиновые новообразования, развивающиеся вдоль явных механических нарушений в оливинитах и дунитах изученных интрузий (Одихинча, Кудда, Гулинский), явившихся путями фильтрации для растворов, связанных с более поздней щелочной фазой магматизма (Эпштейн и др., 1961). Новообразованные пироксениты, а также налагающиеся на них новообразования флогопита и нефелина четко приурочены к системе трещин, оперяющих более крупные трещины, давая кое-где даже мономинеральные гнезда и прожилки клинопироксена, флогопита и нефелина. В то же время среди подобных новообразований могут сохраняться в виде корродированных реликтов как отдельные зерна оливина, так и фрагменты исходных оливинитов и дунитов. Интересна и последовательность появления минералов новообразований, фиксируемая в таких прожилках, а также в зонах вокруг реликтов исходных оливинитов и дунитов (рис. 59). Первоначально возникают анхимономинеральные пироксеновые зонки, на которые накладываются рассеянные новообразования флогопита вплоть до мономинеральных его прожилков и отдельные метакристаллы нефелина, затем сливающиеся в гнезда и прожилки. Нефелин в таком случае проникает в виде мелких рассеянных зерен и в сопредельные зоны флогопитового и клинопироксенового состава, давая двойные и тройные парагенезисы.

На приводимых в Приложении микрофотографиях можно видеть (табл. XX, 1, 2) взаимоотношения существенно нефелиновых пород с дунитами. На табл. XX, 1 мономинеральная жилка крупнозернистого нефелина развивается по трещинке в дуните. Контакты жилки неровные,

огранка зерен нефелина и более редких кристаллов зеленого клинопироксена нередко приспособляется к огранке зерен оливина. Оливин дунита гранулирован, частично замещен пироксеном, бурой роговой обманкой и флогопитом. Изредка в этой ассоциации встречаются небольшие зерна нефелина.

На табл. XX, 2 показана краевая зонка более мощной мономинеральной жилки нефелина, контактирующей с дунитом. Как видно на фотографии, эндоконтактовая зона этой жилки, состоящая из мелкозернистого гранобластового агрегата пироксена, флогопита, нефелина, роговой обманки и магнетита, содержит крупные (до 0,5 см) порфиробласты нефелина и реликты незамещенных кристаллов оливина.

В других случаях к указанной ассоциации минералов добавляется титаномagnetит (чаще совместно с клинопироксеном и флогопитом), меллитит (чаще совместно с нефелином, клинопироксеном и титаномagnetитом), гранат и амфибол (чаще совместно с флогопитом и клинопироксеном). В этих ассоциациях могут наблюдаться также карбонаты (чаще кальцит) и апатит как в виде вкрапленности отдельных зерен, так и в виде значительных скоплений, вплоть до анхимономинеральных. Хорошим примером подобных ассоциаций с огромными кристаллами (достигающими нескольких сантиметров) клинопироксена, флогопита, граната, меллитита, магнетита, нефелина, кальцита и апатита может служить поле метасоматических пород, примыкающее к карбонатитовым телам Гулинской интрузии и известное в литературе как Гулинское флогопитовое месторождение (Эпштейн и др., 1961; Прохорова и др., 1966). Известны подобные ассоциации (правда иногда не столь многочисленные по количеству минералов) практически на всех флогопитовых месторождениях и проявлениях Маймеча-Котуйской провинции (Прохорова и др., 1966).

Уже при общем сопоставлении химизма исходных дунитов с «опорными» метасоматитами клинопироксен-флогопитового и нефелин-клинопироксенового состава с целью оценки привноса-выноса компонентов выявляется (табл. 23) следующая схема ряда относительной подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , O_2 , Na_2O , K_2O , CaO , TiO_2 ; Al_2O_3 , $(FeO + Fe_2O_3)$, MgO , SiO_2 , где последние четыре члена являются наименее подвижными*. Учитывая, что железо, изоморфно замещая магний, в данном случае не может быть принято за независимый инертный компонент, а также его значительную местную подвижность, приводящую к образованию скопления титаномagnetита, принимаем за инертные компоненты Al_2O_3 , MgO и SiO_2 . Так же они расценивались в свое время и Е. М. Эпштейном (Эпштейн и др., 1961).

В качестве примера ниже за основу взята метасоматическая ассоциация минералов массива Одихинча, хорошо охарактеризованная химическими анализами. Исходя из имеющихся у нас и в литературе химических составов всех минералов метасоматитов Одихинчи, мы составили матрицу

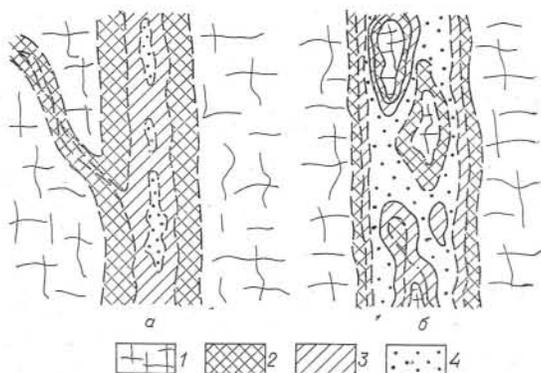


Рис. 59. Этапы замещения оливинитов метасоматитами существенно клинопироксен-флогопитового состава (а) и дальнейшее их развитие в нефелин-клинопироксеновые породы с реликтами измененных оливинитов (б):

1 — оливинит, 2 — существенно клинопироксеновая зона, 3 — существенно флогопитовая зона, 4 — гнезда нефелина среди флогопита (а) и существенно нефелин-клинопироксеновая порода (б).

* Интересно также отметить полный вынос никеля и хрома и относительную инертность марганца.

Результаты расчета привноса-выноса компонентов методом Барта при развитии метасоматитов по дунитам (оливинитам)

| Оксиды | I Дунит (ср. из 12 обр.), вес. % | II КнП Фл. обр. 786-20, вес. % | III Неф- КнП, обр. 342-1, вес. % | Количество ионов в стандартной ячейке | | | Разница в колич. ионов в соест. породах | | | Привнос-вынос + ионов, % к исходному колич. | | |
|--------------------------------|---|---|---|---------------------------------------|-----|-----|---|-------|--------|---|-------|--------|
| | | | | I | II | III | II-I | III-I | III-II | II-I | III-I | III-II |
| | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 38,44 | 38,42 | 48,81 | 327 | 399 | 469 | +72 | +142 | +70 | +22 | +43 | +18 |
| TiO ₂ | 0,71 | 5,28 | 1,09 | 5 | 41 | 18 | +36 | +13 | -23 | +720 | +260 | -56 |
| Al ₂ O ₃ | 0,94 | 4,24 | 7,12 | 10 | 51 | 80 | +41 | +70 | +29 | +410 | +700 | +57 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,42 | 9,40 | 2,86 | 41 | 73 | 21 | +32 | -20 | -51 | +78 | -49 | -70 |
| FeO | 8,78 | 7,89 | 2,65 | 62 | 69 | 22 | +7 | -40 | -47 | +11 | -64 | -68 |
| MnO | 0,20 | 0,31 | 0,12 | 2 | 3 | 1 | +1 | -1 | -2 | +50 | -50 | -33 |
| MgO | 38,54 | 11,64 | 12,08 | 489 | 180 | 173 | -309 | -316 | -7 | -63 | -65 | -4 |
| CaO | 1,74 | 16,69 | 19,61 | 15 | 130 | 201 | +115 | +186 | +70 | +767 | +1240 | +54 |
| Na ₂ O | 0,26 | 0,89 | 3,68 | 4 | 19 | 69 | +15 | +65 | +50 | +380 | +1625 | +263 |
| K ₂ O | 0,19 | 2,33 | 1,32 | 2 | 30 | 16 | +18 | +14 | -14 | +900 | +700 | -47 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,38 | — | Сл. | 3 | — | — | -3 | -3 | -3 | -100 | -100 | -100 |
| NiO | 0,24 | — | 0,01 | 2 | — | — | -2 | -2 | -2 | -100 | -100 | -100 |
| П. п. п. | 5,08 | 1,77 | 0,85 | 283 | 125 | 54 | -178 | -229 | -71 | -63 | -81 | -57 |

(табл. 24) для расчета парагенетических диаграмм (Коржинский, 1957).

Расчет моновариантных минеральных равновесий дает возможность построить приводимые здесь мультисистемы с двумя отрицательными степенями свободы, задаваясь попарно значениями химических потенциалов (μ) соответственно Na₂O и K₂O, а затем CaO и H₂O и принимая постоянными μ остальных подвижных компонентов. Построение диаграммы (рис. 60—65) позволяют оценить, как влияет на возникновение и смену парагенезисов минералов изменение химизма растворов в координатах μ — μ наиболее важных, в данном случае подвижных компонентов. Мультисистемы включают по 8 неинвариантных пучков, состоящих из моновариантных лучей, между которыми располагается 27 пронумерованных полей, для каждого из которых приводится треугольная парагенетическая диаграмма*. Основу стабильного варианта мультисистем составляет сочетание на них [Гр, Амф], [Мг, Амф], [Фл, Амф] узлов, к которым добавляется на диаграмме μ Na₂O— μ K₂O [Мел, Амф] узел, а на диаграмме μ H₂O— μ CaO [Неф, Амф] узел, что и определяет своеобразное дальнейшее развитие каждой из диаграмм. За стабильный вариант мультисистем в конечном счете принимается тот, в котором участвует [Гр, Амф] узел, отражающий соответствующую реально наблюдавшуюся 5-минеральную ассоциацию минералов. Спорадически наблюдавшиеся в парагенезисах кальцит и апатит, слагающие иногда значительную часть породы, принимаются за «осажденные» вполне подвижные минералы (Коржинский, 1957). Уравнения реакций здесь не приводятся, поскольку данные о них имеются на каждом из лучей мультисистем. Представляет интерес также диаграмма μ H₂O— μ O₂, построенная для группы безамфиболовых пучков (см. рис. 64—65), на которой мы остановимся далее.

Следует подчеркнуть, что в основу диаграмм положен стабильный, наиболее часто встречающийся в данных парагенезисах состав минералов, в то время как на самом деле у минералов с переменным составом он несколько изменяется в различных парагенезисах. Это касается прежде всего железистости клинопироксена, флогопита, амфибола, граната, а

* Светлые кружки на ней показывают, что минерал хотя и устойчив, но не участвует в реакциях.

Матрица для расчета парагенетической ассоциации щелочных метасоматитов массива Одихинца

| Минерал | Сим-вол | Матрица для инертных компонентов | | | Кристаллохимическая формула, номер образца, характер ассоциации |
|----------------|---------|----------------------------------|------|------|---|
| | | Si | Mg | Al | |
| Клиношпроксен | КлП | 1,86 | 0,81 | 0,13 | $(Ca_{0,92}Na_{0,06})_{0,98}(Fe_{0,09}^{2+}Mg_{0,81}Fe_{0,10}^{3+} \times Ti_{0,04})_{1,04}[(Si_{1,86}Al_{0,13})_{1,99}O_6]$; Из Неф-КлП зоны, обр. 341-4 |
| Нефелин | Неф | 0,99 | 0 | 0,98 | $(Na_{0,61}K_{0,22})_{0,83}(Al_{0,98}Fe_{0,03}^{3+})_{1,01}[Si_{0,99}O_4]$; Из Неф-КлП пегматондной породы, обр. 84 |
| Флогопит | Фл | 2,80 | 2,33 | 1,25 | $(K_{0,90}Na_{0,10})_{1,0}(Mg_{2,33}Fe_{0,43}^{2+}Mn_{0,02}Fe_{0,45}^{3+} \times Al_{0,07})_{3,0}((OH)_{1,86}F_{0,11}O_{0,03})_{2,0}[(Si_{2,80} \times Al_{1,18}Ti_{0,02})]_{4,0}$; Из КлП-Неф жилы, обр. 18* |
| Титаномагнетит | Мг | 0 | 0,26 | 0,40 | $Fe_{1,0}^{2+}(Fe_{1,34}^{3+}Al_{0,10}Ti_{0,26}Mg_{0,26}Cr_{0,04})_{2,0}O_4$; Из КлП-Фл зоны, обр. 341-7 |
| Мелилит | Мел | 1,98 | 0,43 | 0,43 | $(Ca_{1,52}Na_{0,41}K_{0,02})_{1,95}(Mg_{0,43}Al_{0,40}Fe_{0,12}^{2+} \times Fe_{0,06}^{3+})_{1,01}[(Si_{1,98}Al_{0,02})_{2,0}O_7] \cdot 0,03H_2O$; Из Неф-КлП пегматондной породы, обр.44* |
| Гранат | Гр | 2,98 | 0,05 | 0,28 | $(Ca_{2,88}Fe_{0,03}^{2+}Mg_{0,05})_{2,96}(Fe_{1,68}^{3+}Ti_{0,06} \times Al_{0,28})_{2,02}[(Si_{2,98}Ti_{0,02})_{3,0}O_{12}]$; Из Неф-КлП породы с Ка, обр. 83* |
| На-тремолит | Амф | 7,67 | 4,30 | 0,31 | $Ca_{0,98}Na_{1,76}K_{0,25}Mg_{4,30}Fe_{0,27}^{2+}Mn_{0,01}Fe_{0,38}^{3+} \times Al_{0,03}(OH)_{2,30}[(Si_{7,67}Ti_{0,05}Al_{0,28})_8O_{22}]$; Из пегматондной КлП-Фл жилы, обр. 169* |
| Апатит | Ап | — | — | — | Осажденные минералы $Ca_5(PO_4)_3(F_{0,27}OH_{0,73})$; Из пегматондной флогопитоносной жилы, обр. 78* |
| Кальцит | Ка | — | — | — | $CaCO_3$ |

* По С. М. Прохоровой и др. (1966).

также изменений в составе нефелина. Выявление закономерностей, основывающихся на тонких количественных изменениях ряда компонентов в составе минералов от парагенезиса к парагенезису, уже использовалось (Расс, 1971) и будет использоваться в дальнейшем. В данном же случае нас интересуют закономерности более крупного — качественного порядка в смене одних парагенезисов другими и выявление оптимальных условий для возникновения нефелин-пироксеновых и нефелин-пироксен-мелилитовых метасоматитов на фоне всей массы возможных здесь парагенезисов, образующихся в более широком диапазоне условий. Именно эти оптимальные условия определяют щелочную специфику описываемых метасоматитов.

Кратко прокомментируем построенные диаграммы. Они разбиваются на поля устойчивости трех минералов.

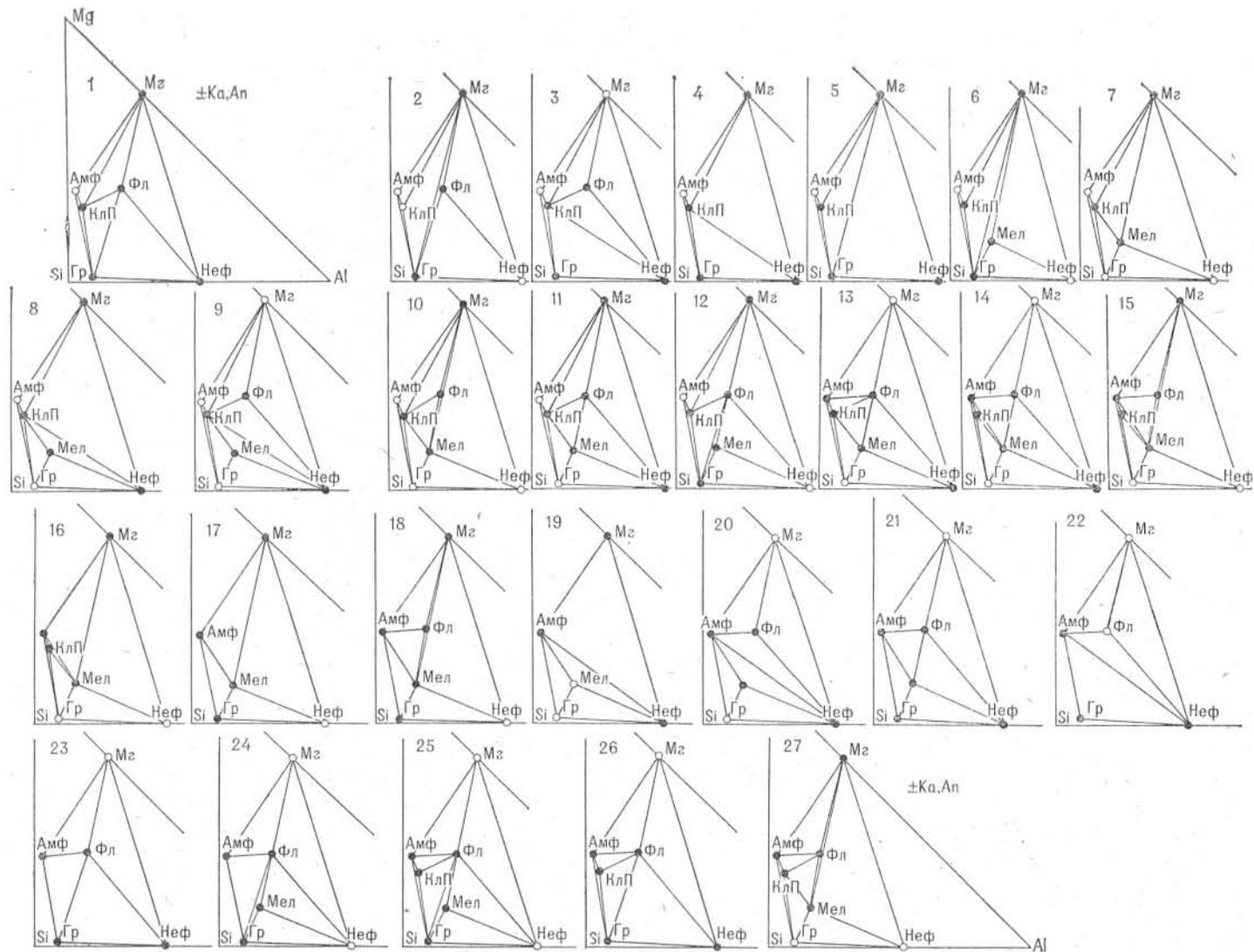


Рис. 61. Диаграммы парагенетических треугольников к рис. 60.

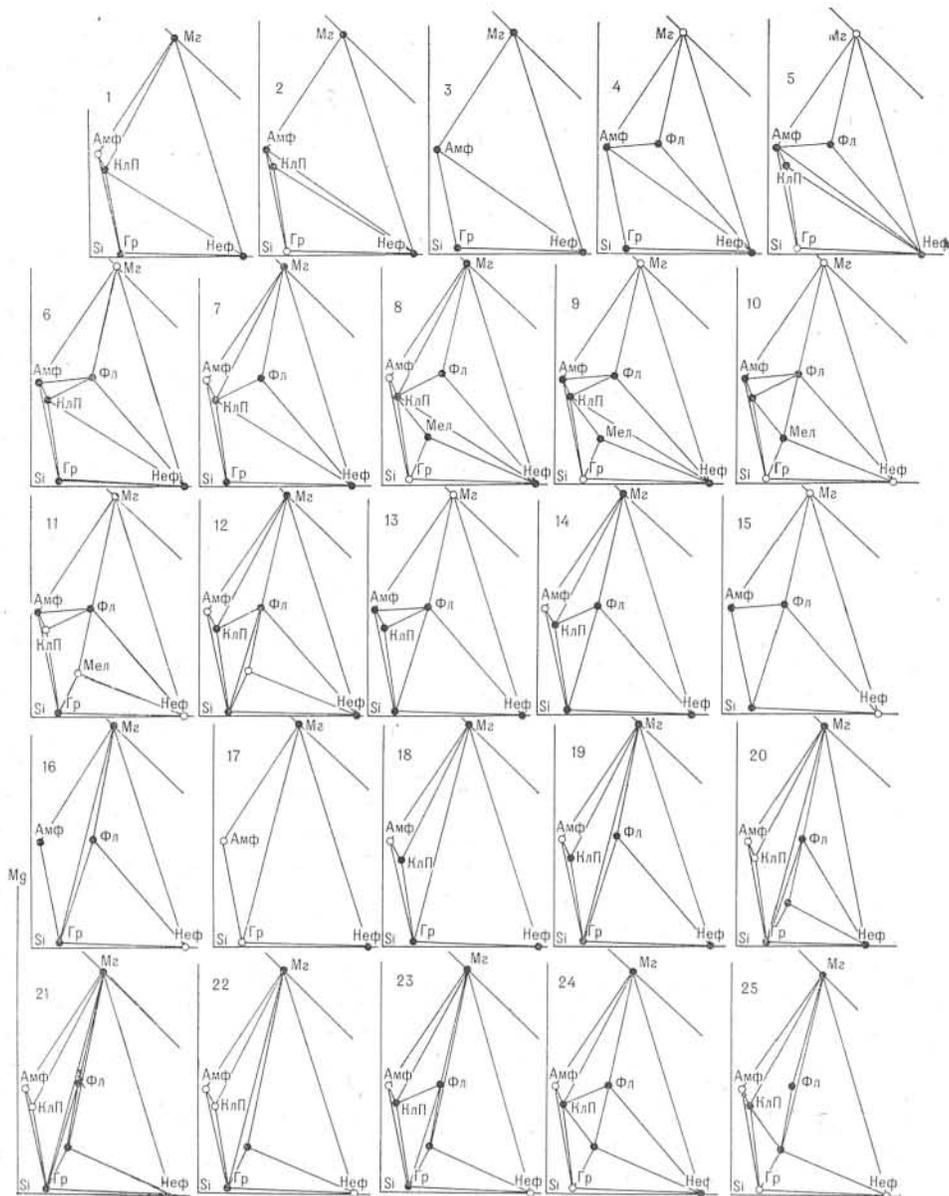
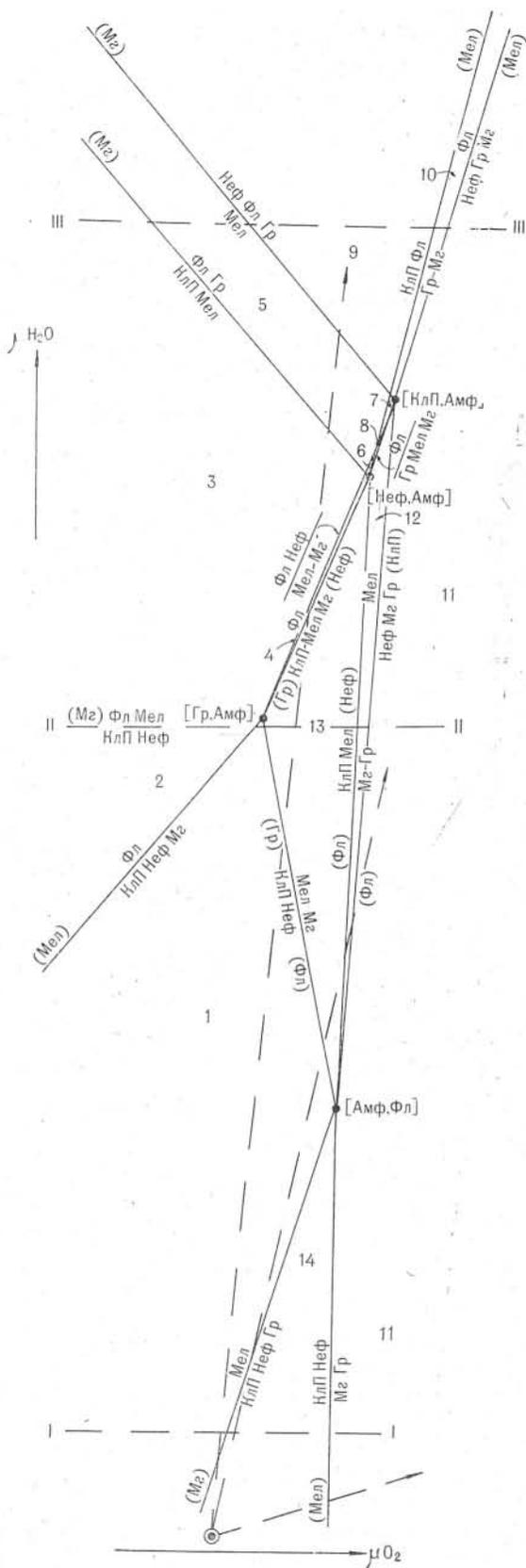


Рис. 63. Диаграммы парагенетических треугольников к рис. 62.

Поле устойчивости флогопита занимает область диаграмм с высокими и умеренными $\mu\text{H}_2\text{O}$, K_2O , малыми и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, CaO , O_2 , резко выклиниваясь в сторону низких $\mu\text{H}_2\text{O}$, K_2O и высоких μCaO и Na_2O .

По мере возрастания уровня $\mu\text{H}_2\text{O}$, CaO и O_2 при нарастании μCaO и O_2 Фл последовательно разлагается на следующие тройные ассоциации $\text{Heф, Mg, Амф} \rightarrow \text{КлП, Heф, Mg} \rightarrow \text{Мел, КлП, Mg} \rightarrow \text{Mg, Gr, Мел} \rightarrow \text{Heф, Mg, Gr}$ с последовательной заменой внутри них: $\text{Амф} \rightarrow \text{КлП}$; $\text{Heф} \rightarrow \text{Мел}$; $\text{КлП} \rightarrow \text{Gr}$; $\text{Мел} \rightarrow \text{Heф}$. При этом можно видеть, что влияние μCaO на возникающие парагенезисы более интенсивно, чем влияние $\mu\text{H}_2\text{O}$, так как в противном случае парагенезисы с Амф появлялись бы лишь при максимальных $\mu\text{H}_2\text{O}$. Соответствующий ряд тройных парагенезисов наблюдается при разложении Фл с возрастанием уровня $\mu\text{Na}_2\text{O}$ при снижении $\mu\text{K}_2\text{O}$: $\text{Heф, Mg, Gr} \rightarrow \text{КлГ, Heф, Mg} \rightarrow \text{КлП, Mg, Мел} \rightarrow \text{Амф, Mg,}$



Мел → Неф, Мг, Амф с последовательной заменой внутри них: Гр → КлП; Неф → → Мел; КлП → Амф; Мел → → Неф.

Поле устойчивости клинопироксена охватывает область диаграмм с малыми и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, K_2O , H_2O , умеренных и высоких μCaO , заметно выклиниваясь в сторону высоких $\mu\text{H}_2\text{O}$, K_2O , Na_2O и низких μCaO . Поля устойчивости клинопироксена и флогопита частично перекрываются, а именно в области диаграмм с умеренными $\mu\text{H}_2\text{O}$, CaO , K_2O и низкими и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$. По мере возрастания уровня $\mu\text{H}_2\text{O}$ и CaO при нарастании $\mu\text{H}_2\text{O}$ КлП разлагается на следующий ряд тройных ассоциаций: Неф, Амф, Гр → Гр, Фл, Амф → Мг, Амф, Гр с последовательной заменой внутри них: Неф → Фл → → Мг. Прогрессивный температурный режим (при понижении $\mu\text{H}_2\text{O}$) и снижение μCaO дадут обратную последовательность: Мг → Фл → → Неф. С возрастанием уровня $\mu\text{K}_2\text{O}$ при увеличении $\mu\text{Na}_2\text{O}$ КлП разлагается на Гр, Мел, Амф → Фл, Гр, Амф с заменой внутри ассоциаций Мел → Фл.

Поле устойчивости мелилита занимает область диаграмм с умеренными и высокими $\mu\text{Na}_2\text{O}$, низкими и умеренными $\mu\text{K}_2\text{O}$, H_2O , O_2 и умеренными μCaO . Интересно отметить, что на диаграмме $\mu\text{CaO} - \mu\text{H}_2\text{O}$ мелилит устойчив в замкнутом треугольном поле, частично перекрываемом полем биотита (умеренные $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μCaO) и полностью полем клино-

Рис. 64. Диаграмма $\mu\text{H}_2\text{O} - \mu\text{O}_2$ (объяснение в тексте).

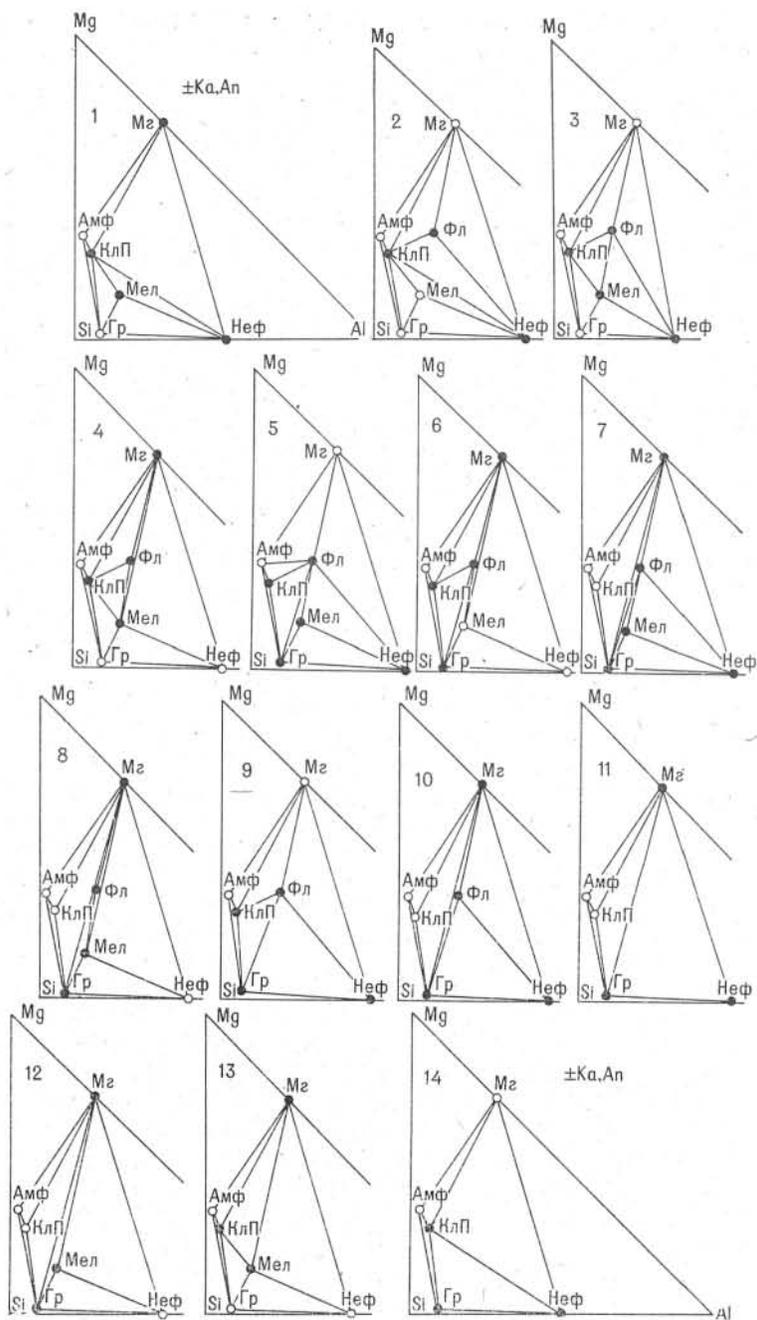


Рис. 65. Диаграммы парагенетических треугольников к рис. 64.

пироксена. На диаграмме $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{K}_2\text{O}$ поля устойчивости мелилита и клинопироксена перекрываются в области с малыми и умеренными $\mu\text{K}_2\text{O}$ и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, мелилита и флогопита — в области с умеренными и высокими $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и умеренными $\mu\text{K}_2\text{O}$. При изменении оптимального уровня μCaO и H_2O мелилит разлагается при повышении μO_2 на следующие тройные ассоциации: Гр, КлП, Неф \rightarrow Неф, Фл, Гр (при понижении μCaO) и Неф, Mg, Гр (при возрастании μCaO) с заменой внутри них при этом КлП \rightarrow Фл \rightarrow Mg. Ряд тройных парагенезисов наблюдается при разложении мелилита, при снижении $\mu\text{Na}_2\text{O}$ с возрастанием уровня

μK_2O : Неф, Мг, Гр \rightarrow Неф, КлП, Гр \rightarrow Фл, Гр, Неф \rightarrow Неф, Гр, Амф, с последовательной заменой внутри них: Мг \rightarrow КлП \rightarrow Фл \rightarrow Амф. Помимо полей устойчивости перечисленных отдельных минералов, большой интерес представляют поля устойчивости бинарных ассоциаций. Условия для их стабильности рассмотрим ниже, придерживаясь при этом порядка относительной распространенности в реальных парагенезисах (от большей к меньшей).

Поле устойчивости ассоциации КлП, Неф располагается в области умеренных μNa_2O , K_2O , СаО, малых и умеренных μO_2 и μH_2O (высокие и умеренные температуры). Поле частично перекрывается полями устойчивости Фл и Мел, давая соответственно тройные парагенезисы КлП, Неф, Фл и КлП, Неф, Мел. В участке поля без Фл и Мел имеют место тройные парагенезисы Неф, КлП, Мг и Неф, КлП, Гр. С возрастанием μH_2O (снижением температуры) при сопутствующем понижающемся уровне μCaO ассоциация КлП, Неф последовательно замещается на ассоциацию Мг, Гр \rightarrow Мг, Мел \rightarrow Фл, Мел \rightarrow Фл, Гр. При возрастании μK_2O ассоциация Неф, КлП замещается бинарными ассоциациями с Фл, при снижении μK_2O — с Мг. При возрастании μNa_2O ассоциация КлП, Неф замещается бинарными ассоциациями с Мел при снижении μNa_2O — с Гр.

Поле устойчивости ассоциации КлП, Фл располагается в области малых и умеренных значений μNa_2O , O_2 , умеренных μCaO , H_2O и умеренных до высоких μK_2O . С одной стороны поле ограничивается лучом разложения КлП, с другой — лучом разложения Фл. При низких μNa_2O ассоциация КлП, Фл замещается ассоциацией Гр, Мг, при высоких μNa_2O — Мел, Амф. Соответственно при снижении μCaO замещается Неф, Амф, а при повышении — Мг, Гр. Поле ассоциации КлП, Фл частично перекрывается полем Мел (давая тройной парагенезис КлП, Фл, Мел), а также полями устойчивости бинарных ассоциаций Неф, КлП (давая тройной парагенезис Неф, КлП, Фл), Фл, Гр (парагенезис КлП, Фл, Гр), КлП, Мг (давая ассоциацию КлП, Фл, Мг), Фл, Амф (давая парагенезис КлП, Фл, Амф), Мел, Мг и т. д.

Поле устойчивости ассоциации Фл, Гр находится в области диаграмм с малыми и умеренными μNa_2O , умеренными μCaO , O_2 , умеренными и высокими μK_2O и H_2O (умеренные и относительно малые температуры). С одной стороны поле ограничено лучом разложения флогопита. В порядке возрастания уровня μK_2O при сопряженном увеличении μNa_2O ассоциация Фл, Гр последовательно замещается ассоциациями КлП, Неф \rightarrow Мел, КлП \rightarrow Мел, Амф \rightarrow Неф, Амф. При снижении μCaO в порядке возрастания μH_2O (снижения температуры) ассоциация Фл, Гр замещается КлП, Неф \rightarrow Неф, Амф, при возрастании μCaO возникает ассоциация КлП, Мел. Поле Фл, Гр частично перекрывается полями устойчивости КлП и Мел (давая соответственно тройные парагенезисы Фл, Гр, КлП и Фл, Гр, Мел), а также бинарных парагенезисов КлП, Фл; КлП, Мг; Фл, Амф с возникновением соответствующих тройных парагенезисов.

Поле устойчивости ассоциации КлП, Мг располагается в области диаграмм с малыми и умеренными μNa_2O , K_2O , O_2 , H_2O (высокие и умеренные температуры), умеренных и высоких μCaO . С возрастанием уровня μNa_2O ассоциация замещается бинарными ассоциациями Фл, Амф и Мел, Амф, с возрастанием уровня μCaO при повышении μH_2O (снижении температуры) ассоциация КлП, Мг замещается парагенезисами Неф, Амф; Фл, Амф. Поле КлП, Мг частично перекрывается полями устойчивости Фл; Мел (давая тройные парагенезисы КлП, Мг, Фл и КлП, Мг, Мел) и бинарных ассоциаций Фл, Гр; КлП, Фл; Неф, КлП; Гр, Мг; Мел, Мг; КлП, Мел; Мел, Фл; Неф, Фл, давая соответствующие тройные парагенезисы.

Поле устойчивости ассоциации Гр, Мг располагается в области диаграмм с малыми значениями μNa_2O , K_2O , малыми и умеренными μH_2O

(высокими и умеренными температурами), умеренными и высокими μO_2 , высокими μCaO . С возрастанием $\mu\text{K}_2\text{O}$ ассоциация последовательно замещается КлП, Мг \rightarrow КлП, Неф \rightarrow КлП, Фл, с замещением внутри них Мг \rightarrow Неф \rightarrow Фл. При повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ (понижении температуры) с возрастанием μCaO ассоциация Гр, Мг последовательно замещается КлП, Неф \rightarrow КлП, Мел \rightarrow КлП, Фл \rightarrow Фл, Амф с замещением внутри них: Неф \rightarrow Мел \rightarrow Фл и, наконец, КлП \rightarrow Амф. Поле Гр, Мг частично перекрывается полями устойчивости Фл; Мел; КлП, давая соответствующие тройные парагенезисы: Гр, Мг, Фл; Гр, Мг, Мел; Гр, Мг, КлП. Поля устойчивости тройных парагенезисов Неф, Мг, Гр и Мг, Гр, Амф также частично перекрывают поле Гр, Мг.

Поле устойчивости ассоциации Мел, Мг располагается в области диаграмм с малыми $\mu\text{K}_2\text{O}$ и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, СаО, O_2 и H_2O . С возрастанием $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и $\mu\text{K}_2\text{O}$ ассоциация последовательно замещается КлП, Неф \rightarrow Неф, Фл \rightarrow Неф, Амф с замещением внутри них: КлП \rightarrow Фл \rightarrow Амф. Эта же тенденция наблюдается при уменьшении μCaO и возрастании уровня $\mu\text{H}_2\text{O}$ (снижении температуры). Поле Мел, Мг частично перекрывается полями Фл; КлП; КлП, Мг; Мел, КлП, давая тройные парагенезисы Мел, Мг, Фл и Мел, Мг, КлП.

Поле устойчивости ассоциации Мел, КлП располагается в области малых и умеренных $\mu\text{K}_2\text{O}$, O_2 и умеренных $\mu\text{Na}_2\text{O}$, СаО и H_2O . Оно ограничивается с двух сторон лучами разложения Мел и КлП. Поле Мел, КлП частично перекрывается полями устойчивости Фл; КлП, Мг; Фл, Амф; КлП, Фл; Неф, Фл и Мел, Фл, давая соответствующие тройные парагенезисы (Мел, КлП, Мг; Мел, КлП, Фл; и т. д.).

Парагенезис Фл, Мел устойчив в области с малыми μO_2 и умеренными значениями $\mu\text{K}_2\text{O}$, Na_2O , СаО и H_2O . С понижением μ этих компонентов замещается ассоциацией КлП, Неф, с повышением $\mu\text{Na}_2\text{O}$ — ассоциацией Неф, Амф. Поле ограничивается также лучами разложения Мел и Фл и частично перекрывается полями КлП; КлП, Мг; Фл, Амф; Мел, Мг и т. д., давая соответствующие тройные парагенезисы.

Поле устойчивости ассоциации Фл, Неф располагается в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, СаО, O_2 , умеренными и высокими $\mu\text{K}_2\text{O}$ и H_2O , будучи частично ограничено лучами разложения Фл. При возрастании μCaO , Na_2O и падении $\mu\text{K}_2\text{O}$ и H_2O ассоциация Фл, Неф замещается Мг, Мел. Частично перекрывается полями Мел; КлП; КлП, Мг; Мел, Фл; Мел, КлП и т. д., давая соответствующие тройные парагенезисы.

Парагенезис Неф, Амф устойчив в области с низкими μCaO , умеренными до высоких $\mu\text{K}_2\text{O}$, высоких $\mu\text{Na}_2\text{O}$ в широком интервале $\mu\text{H}_2\text{O}$ (и температур). С возрастанием уровня $\mu\text{H}_2\text{O}$ (понижением температуры) при увеличении μCaO ассоциация Неф, Амф последовательно замещается ассоциациями КлП, Мг \rightarrow Фл, КлП \rightarrow Фл, Гр с заменой внутри них: Мг \rightarrow Фл; КлП \rightarrow Гр. С возрастанием уровня $\mu\text{K}_2\text{O}$ при снижении $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ассоциация Неф, Амф последовательно замещается на: Мел, Мг \rightarrow Фл, Мел \rightarrow Фл, Гр с заменой внутри них: Мг \rightarrow Фл; Мел \rightarrow Гр. Поле частично перекрывается полями устойчивости Фл и Мел на диаграмме $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{K}_2\text{O}$ и Фл и КлП — на диаграмме $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$, давая соответствующие тройные парагенезисы.

Поле устойчивости ассоциации Фл, Амф располагается в области с малыми и умеренными μCaO , умеренными и высокими $\mu\text{Na}_2\text{O}$, K_2O и H_2O (умеренные и относительно низкие температуры), частично ограничиваясь лучами разложения Фл. С увеличением уровня $\mu\text{H}_2\text{O}$ (понижением температуры) и возрастанием μCaO ассоциация Фл, Амф последовательно замещается на: КлП, Мг \rightarrow Мг, Гр с заменой внутри них: КлП \rightarrow Гр.

Поле устойчивости тройного парагенезиса Неф, Мг, Гр располагается в области диаграмм с малыми $\mu\text{Na}_2\text{O}$, K_2O , малыми и умерен-

ными $\mu\text{H}_2\text{O}$ и высокими μCaO , O_2 . В зависимости от уровня $\mu\text{H}_2\text{O}$ (температуры) при снижении μCaO за счет ассоциации возникает Мел (умеренные $\mu\text{H}_2\text{O}$) и Фл (высокие $\mu\text{H}_2\text{O}$). Аналогично при возрастании $\mu\text{Na}_2\text{O}$ за счет тройной ассоциации возникает Мел, при возрастании $\mu\text{K}_2\text{O}$ — Фл. Поле ассоциации перекрывается полем КлП, давая соответствующие тройные парагенезисы с его участием, отображенные на треугольных диаграммах.

Поле устойчивости тройного парагенезиса Неф, КлП, Гр располагается в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, K_2O , H_2O (высокие и умеренные температуры) умеренными μCaO , O_2 . Поле частично перекрывается полями Неф, КлП; КлП; Фл; КлП, Мг; Фл, Амф и т. д., дающими соответствующие тройные парагенезисы, отображенные на треугольных диаграммах. При возрастании $\mu\text{Na}_2\text{O}$ (либо снижении $\mu\text{K}_2\text{O}$) CaO и H_2O тройная ассоциация Неф, КлП, Гр замещается Мел.

Поле устойчивости тройного парагенезиса Фл, Гр, Неф располагается в области диаграмм с низкими и умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, умеренными μCaO , O_2 , умеренными и высокими $\mu\text{K}_2\text{O}$ и $\mu\text{H}_2\text{O}$. При возрастании μCaO , Na_2O и снижении $\mu\text{K}_2\text{O}$ и H_2O ассоциация замещается Мел. Поле тройной ассоциации Фл, Гр, Неф в значительной части перекрывает поле ассоциации Фл, Гр, которое частично ограничивает поле первой. Частично же это поле ограничено лучом разложения Фл и перекрывается полями КлП; КлП, Мг; КлП, Фл; Амф; Мг, Гр, что дает развитие соответствующих тройных парагенезисов, указанных на треугольных диаграммах.

Интересно подчеркнуть особенности взаимного расположения пучков приводимых диаграмм (см. рис. 60—63). В частности, группа безамфиболовых узлов располагается в областях диаграмм с малыми до умеренных $\mu\text{Na}_2\text{O}$, K_2O , H_2O (высокие и умеренные температуры), умеренными и высокими μCaO . Отметим, что именно в эту область попадают парагенезисы метасоматитов КлП, Неф, а также КлП, Неф, Мел, составляющие их основную массу, в данном случае их щелочную специфику, ибо разные количественные соотношения Мел, Неф и КлП и дают здесь в основном серии как щелочных метасоматитов, так и щелочных пород вообще. Подчеркнем, что для их развития не должны иметь место максимальные $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и K_2O (!?), что вносит существенные коррективы в общие теоретические представления. В то же время для этого совершенно необходимы высокие или хотя бы умеренные температуры (малые до умеренных $\mu\text{H}_2\text{O}$) и умеренные до высоких (для парагенезисов с мелилитом) μCaO . Важно отметить и расположение цепи безмелилитовых узлов в области диаграммы (см. рис. 62, 63) с относительно малыми значениями μCaO , повышающимися по мере роста $\mu\text{H}_2\text{O}$ (падения температуры). Характерно, что в условиях крайне высоких $\mu\text{H}_2\text{O}$ (относительно низких температур) и высоких μCaO появляется узел без обоих основных щелочных минералов — [Мел, Неф], знаменуя появление оптимальных условий для возникновения обычных (нещелочных) метасоматитов в составе рассматриваемой ассоциации минералов.

Представляет интерес смена парагенезисов метасоматитов в зависимости от возрастающих уровней значений $\mu\text{H}_2\text{O}$ (снижения температурных уровней) в условиях нарастания μCaO с учетом крутого наклона большинства лучей к оси μCaO . В условиях наивысших температур (уровень I—I) наблюдается переход от тройных парагенезисов Неф, Мг, Амф (минимальные μCaO) через КлП, Неф, Мг (умеренные μCaO) к Мг, Гр, Неф (высокие μCaO) с соответствующей сменой Амф \rightarrow КлП; КлП \rightarrow Гр. При снижении температуры (уровень II—II) имеет место соответствующий переход от Неф, Амф, Гр и Неф, Амф, Фл через Неф, КлП, Фл; КлП, Неф, Мг и КлП, Неф, Мел к Мел, КлП, Мг; Мел, Мг, Гр и, наконец, Неф, Мг, Гр с последовательной сменой в этих парагенезисах: Гр \rightarrow Фл и Амф \rightarrow КлП; Фл \rightarrow Мг и Мг \rightarrow Мел; Неф \rightarrow Мг; КлП \rightarrow Гр;

Мел → Неф. Дальнейшее снижение температуры (уровень III—III) приводит в условиях нарастания μCaO к следующей смене парагенезисов: Неф, Амф, Гр → Гр, Фл, Амф → Неф, Фл, Гр → Фл, Гр, Мел → Гр, Мел, Мг → Неф, Мг, Гр с последовательной сменой в парагенезисах Амф → Фл и Амф → Неф; Неф → Мел; Фл → Мг. При относительно самых низких температурах наблюдается следующая смена парагенезисов: Неф, Амф, Гр → Гр, Фл, Амф → Мг, Амф, Гр → Неф, Мг, Гр → КлП, Гр, Мг с последовательной заменой в парагенезисах Неф → Фл, Фл → Мг; Амф → Неф; Неф → КлП.

Рассмотренная закономерность имеет смысл для уяснения возможных метасоматических реакций на разном удалении от центров питания растворов и в конечном счете в зависимости от расстояния до внедряющейся магмы щелочных интрузий как продуцирующих эти растворы, так и служащих для них тепловым флюидопроводником, сохраняющим к тому же их наивысшую температуру (Поспелов, 1963).

Что касается эволюции в смене парагенезисов в зависимости от изменения обоих сочетающихся факторов (как $\mu\text{H}_2\text{O}$, так и μCaO) в порядке понижения температуры растворов (возрастания $\mu\text{H}_2\text{O}$), то здесь возможны, по крайней мере, три варианта. Один из вариантов, предусматривающий более интенсивное нарастание $\mu\text{H}_2\text{O}$ (падения температуры) по сравнению с μCaO , характеризуется сменой парагенезисов: КлП, Мг, Неф → Фл, КлП, Неф → Амф, КлП, Фл → Неф, Амф, КлП → Неф, Амф, Фл с последовательным замещением внутри парагенезисов: Мг → Фл; Неф → Амф; Фл → Неф; КлП → Фл. Второй вариант, допускающий примерно одинаковую интенсивность нарастания $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μCaO , характеризуется такой последовательностью смены парагенезисов: КлП, Неф, Мг → Фл, КлП, Неф → КлП, Мел, Неф → КлП, Фл, Мел → Фл, Мел, Неф → Гр, Мел, Фл → КлП, Гр, Фл → Гр, Фл, Амф с последовательной заменой в парагенезисах: Мг → Фл; Фл → Мел; Неф → Фл; КлП → Неф; Неф → Гр; Мел → КлП; КлП → Амф. Для третьего варианта, с более интенсивным изменением μCaO по сравнению с $\mu\text{H}_2\text{O}$ (падением температуры), характерна следующая смена парагенезисов: КлП, Неф, Мг → КлП, Неф, Мел → КлП, Мел, Мг → Мг, Гр, Мел → Неф, Мг, Гр → КлП, Гр, Мг с последовательным замещением в парагенезисах: Мг → Мел; Неф → Мг; КлП → Гр, Мел → Неф; Неф → КлП. Вполне понятно, что прогрессивный по температурности процесс приведет к обратной последовательности в смене рассмотренных парагенезисов и отдельных минералов. Характер замещения парагенезисов и минералов в них, наблюдающийся в реальных парагенезисах, находится между первым и вторым вариантом, о чем говорят такие замещения, как Мг → Фл; Фл → Неф; КлП → Фл; КлП → Неф; КлП → Амф и т. д., подтверждающие нормальную (регрессивную в смысле температурности) последовательность. Третий возможный вариант, по-видимому, осуществляется редко и приводит к образованию рудных скарнов как с нефелином, так и без него (парагенезисы КлП, Гр, Мг и Неф, Мг, Гр) и породам, аналогичным «святоноситам». О нормальной (регрессивной) температурной последовательности свидетельствует также наблюдаемая смена реальных парагенезисов: КлП, Неф → КлП, Неф, Мел → КлП, Мел → КлП, Фл, Гр → КлП, Фл, Амф, совпадающая с последовательностью второго обсуждаемого варианта (от щелочных к нещелочным метасоматитам вдоль линии, соединяющей на рис. 62 [Гр, Мел] и [Мел, Неф] узлы).

Остановимся на некоторых закономерностях, которые вытекают из парагенетического анализа диаграммы $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 60). В зависимости от различного соотношения $\mu\text{K}_2\text{O}$ и $\mu\text{Na}_2\text{O}$ находится расположение групп узлов без того или иного минерала. Так, при более интенсивном возрастании $\mu\text{Na}_2\text{O}$ по сравнению с $\mu\text{K}_2\text{O}$ (линия I), либо при одинаковом возрастании их обоих (линия II) осуществляется переход от группы безамфиболовых узлов через безнефелиновые к бесклинопи-

роксеновым узлам. При большей интенсивности возрастания $\mu\text{K}_2\text{O}$ (линия III) имеет место переход от безамфиболовых к безмагнетитовым невариантным ассоциациям. Промежуточная линия II проходит вдоль узлов без граната. Вдоль линии IV из исходной точки (с парагенезисами КлП, Неф, Мг и Неф, КлП, Гр), при снижении $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и $\mu\text{K}_2\text{O}$ можно попасть в поле без Амф, Фл и Мел, где имеет место парагенезис Неф, Мг, Гр с соответствующим замещением в парагенезисах КлП \rightarrow Гр и КлП \rightarrow Мг.

В более обычных случаях (линии I—III) смена парагенезисов осуществляется при нарастании μ щелочей. При более интенсивном возрастании $\mu\text{Na}_2\text{O}$ (линия I) осуществляется следующая смена парагенезисов: КлП, Неф, Гр \rightarrow КлП, Неф, Мг \rightarrow КлП, Неф, Мел \rightarrow КлП, Мел, Мг \rightarrow КлП, Мел, Амф \rightarrow Амф, Мел, Мг \rightarrow Амф, Мг, Неф с последовательным замещением в парагенезисах: Гр \rightarrow Мг; Мг \rightarrow Мел; Неф \rightarrow Мг; Мг \rightarrow Амф; КлП \rightarrow Мг; Мел \rightarrow Неф. При одинаковой интенсивности изменения $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и $\mu\text{K}_2\text{O}$ (линия II) имеет место следующая смена парагенезисов: КлП, Неф, Гр \rightarrow КлП, Неф, Мг \rightarrow КлП, Неф, Мел \rightarrow КлП, Неф, Фл \rightarrow КлП, Фл, Мел \rightarrow КлП, Амф, Фл \rightarrow Амф, КлП, Мел \rightarrow Амф, Фл, Мел \rightarrow Амф, Неф, Мел с замещением внутри парагенезисов: Гр \rightarrow Мг; Мг \rightarrow Мел; Мел \rightarrow Фл; Неф \rightarrow Мел; Мел \rightarrow Амф; Фл \rightarrow Мел; КлП \rightarrow Фл; Фл \rightarrow Неф. При более интенсивном изменении $\mu\text{K}_2\text{O}$ (линия III) смена парагенезисов следующая: КлП, Неф, Мг \rightarrow КлП, Неф, Гр \rightarrow Неф, КлП, Фл \rightarrow Фл, Гр, Неф \rightarrow КлП, Фл, Гр \rightarrow КлП, Амф, Фл \rightarrow Фл, Гр, Амф с замещением внутри парагенезисов: Мг \rightarrow Гр; Гр \rightarrow Фл; КлП \rightarrow Гр; Неф \rightarrow КлП; Гр \rightarrow Амф; КлП \rightarrow Гр. Судя по наиболее часто встречающимся реальным парагенезисам, их смене и замещению одних минералов другими, следует признать оптимальным вариантом, приближающимся к реальному, линию II, которая следует от безамфиболовых невариантных ассоциаций вдоль безгранатовых узлов к [Гр, КлП] узлу и предполагает последовательное образование трех групп, а именно безамфиболовых, безгранатовых и бесклинопироксеновых щелочных метасоматитов. Образование щелочных метасоматитов при снижении μ щелочей (линия IV), по-видимому, является редким случаем, когда при сопутствующих максимальных μCaO и O_2 может появиться ассоциация Гр, Мг, Неф, слагающая специфические породы, аналогичные «святоносцам».

Некоторые интересные особенности следуют и из парагенетического анализа на базе построения фрагмента диаграммы $\mu\text{H}_2\text{O} - \mu\text{O}_2 -$ мультисистемы с одной отрицательной степенью свободы для группы безамфиболовых узлов (см. рис. 64, 65). Как и для диаграммы $\mu\text{CaO} - \mu\text{H}_2\text{O}$, может быть выделен ряд температурных уровней (уровней $\mu\text{H}_2\text{O}$), в пределах которых при возрастании μO_2 наблюдается определенная смена парагенезисов. При наиболее высоких температурах (низких $\mu\text{H}_2\text{O}$) с возрастанием μO_2 (линия I на рис. 64) осуществляется следующий переход: КлП, Неф, Фл \rightarrow КлП, Неф, Мг \rightarrow КлП, Неф, Гр \rightarrow Неф, Гр, Мг с последовательной сменой внутри ассоциаций: Фл \rightarrow Мг \rightarrow Гр; КлП \rightarrow Мг. При снижении $\mu\text{H}_2\text{O}$ (промежуточном температурном уровне, отвечающем линии II на рис. 64) имеет место переход: Фл, Мел, Неф \rightarrow КлП, Неф, Фл \rightarrow КлП, Неф, Мг \rightarrow КлП, Мел, Мг \rightarrow Мел, Гр, Мг \rightarrow Неф, Гр, Мг с последовательной сменой внутри ассоциаций: Мел \rightarrow КлП; Фл \rightarrow Мг; Неф \rightarrow Мел; КлП \rightarrow Гр; Мел \rightarrow Неф. При еще более низком температурном уровне, отвечающем линии III, наблюдается следующая смена парагенезисов: Фл, Мел, Неф \rightarrow Гр, Мел, Фл \rightarrow Неф, Фл, Гр \rightarrow Гр, Мг, Фл \rightarrow Неф, Гр, Мг с последовательной заменой внутри парагенезисов: Неф \rightarrow Гр; Мел \rightarrow Неф; Неф \rightarrow Мг; Фл \rightarrow Неф. Рассмотрение смены парагенезисов в зависимости от температурных уровней имеет смысл в случае минералообразования на разном удалении от зон, питающих горячими растворами.

Есть много оснований, однако, считать, что температура данного метасоматического процесса не остается постоянной, а постепенно снижается вместе с остывающими интрузиями. Исходя из этого, можно себе представить три варианта соотношения $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μO_2 , показанных на диаграмме стрелками, исходящими из наиболее высокотемпературного поля 14 с парагенезисами КлП, Неф, Мг и КлП, Неф, Гр. Один из вариантов предусматривает значительно более интенсивное возрастание $\mu\text{H}_2\text{O}$ (снижение температуры) по сравнению с возрастанием μO_2 . В этом направлении имеет место следующая смена парагенезисов: КлП, Неф, Мг и КлП, Неф, Гр \rightarrow КлП, Неф, Мел \rightarrow КлП, Мел, Мг \rightarrow Мг, Мел, Фл \rightarrow Фл, Мел, Неф \rightarrow Мел, Фл, Гр \rightarrow Неф, Фл, Гр с последовательной сменой внутри ассоциаций: Гр \rightarrow Мел; Неф \rightarrow Мг; КлП \rightarrow Фл; Мг \rightarrow Неф, Неф \rightarrow Гр; Мел \rightarrow Неф. При варианте равного нарастания $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μO_2 осуществляется следующая смена парагенезисов: КлП, Неф, Мг и КлП, Неф, Гр \rightarrow КлП, Неф, Мел \rightarrow КлП, Мел, Мг \rightarrow Гр, Мел, Мг \rightarrow Неф, Мг, Гр с последовательной сменой внутри ассоциаций: Гр \rightarrow Мел; Неф \rightarrow \rightarrow Мг; КлП \rightarrow Гр; Мел \rightarrow Неф. При резком возрастании μO_2 и малом возрастании $\mu\text{H}_2\text{O}$ (снижение температуры) наблюдается переход КлП, Неф, Мг и КлП, Неф, Гр \rightarrow Неф, Мг, Гр с замещением КлП \rightarrow Гр и КлП \rightarrow Мг. Наиболее вероятными природными вариантами являются как случай одинакового возрастания $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μO_2 со сменой «щелочных» пироксен-нефелиновых парагенезисов пироксен-нефелин-мелилитовыми и далее пироксен-мелилитовыми парагенезисами без флогопита, так и более быстрого увеличения $\mu\text{H}_2\text{O}$ по сравнению с μO_2 с достижением поля устойчивости флогопита, когда в указанных парагенезисах уже появляется флогопит.

Кальцит и апатит, неравномерно распределенные в метасоматитах (от одиночных зерен до анхимономинеральных скоплений), являются вполне подвижными (осажденными) минералами, выполняющими свободный объем, возникающий в виде полостей, трещиноватости и т. д. Порою подобных полостей настолько много, что они сливаются с образованием карбонатитов и апатитов. Имеются все переходы от пород с вкрапленностью карбонатов (обычно кальцита) через существенно карбонатную породу с небольшим количеством силикатов и магнетита к сплошной карбонатной породе (карбонатиту). Интересно отметить во многих случаях признаки последовательного замещения более раннего кальцита другими карбонатами (чаще всего доломитом), что убедительно показано в ряде работ (например, Эпштейн и др., 1961). В карбонатитах часто содержится и переменное количество апатита.

Из приведенных выше данных по минералогии и условиям возникновения щелочных метасоматитов вытекает ряд выводов:

1. Важнейшие парагенезисы минералов в описываемых щелочных метасоматитах практически повторяют парагенезисы в магматических щелочных породах при близком составе их минералов (см. парагенетические диаграммы: Костюк, 1972; Бородин, 1971; Егоров и др., 1961; Эпштейн и др., 1961).

2. Пространственные взаимоотношения щелочных метасоматитов и соответствующих магматических пород, хотя и не совсем ясны, но дают все основания предполагать, что во вмещающих ультрабазитах метасоматиты проявляются в апикальных частях интрузий щелочного состава и что глубже, под участками развития щелочных метасоматитов, располагаются собственно магматические щелочные интрузивные породы. Таким образом, соотношения метасоматитов и интрузивных щелочных пород, по-видимому, зависят во многом от денудационного среза, и можно последовательно проследить все уровни — от сплошного развития метасоматитов до сплошного развития обычных магматических щелочных пород.

3. Как следует из диаграммы $\mu\text{CaO} - \mu\text{H}_2\text{O}$, ореол метасоматитов над щелочными интрузиями неоднороден и верхняя периферическая его

часть теряет щелочной характер, в то время как внутренняя часть ореола, прилегающая к интрузивным щелочным породам, представлена щелочными клинопироксен-нефелиновыми и меллититовыми метасоматитами. В этой связи можно думать, что метасоматиты ультраосновных пегматитов (см. раздел 1 настоящей главы) представляют собой нещелочные метасоматиты этого внешнего ореола.

4. Судя по реликтам ультрабазитов разного размера, среди щелочных интрузивных пород и щелочных метасоматитов от крупных масс до исчезающе мелких «обломков» ультрабазиты замещаются щелочными породами (объем на объем), что можно представить только как магматическое замещение. Подобное замещение предполагает интенсивный привнос-вынос компонентов, ибо по химизму замещаемая и замещающая породы резко различны. Это условие может быть выполнено, если первым этапом магматического замещения является метасоматическая переработка исходного тугоплавкого ультраосновного материала с приведением состава образующихся метасоматитов в равновесие с составом фильтрующихся глубинных щелочных растворов и доведение метасоматитов до эвтектического соотношения минералов. Вторым этапом магматического замещения должно быть расплавление метасоматитов при эвтектическом соотношении минералов и подъеме температуры до необходимого для этого «критического» уровня. Первоначально должны возникнуть среди метасоматитов мигматиты щелочных пород с последующим их слиянием в сплошные массы интрузивных щелочных пород. Таким образом, щелочные метасоматиты, по-видимому, фиксируют собой передовой фронт внедряющейся щелочной магмы * и возникают за счет реакции с ультрабазитами растворов, опережающих магму и насыщенных всеми ее компонентами. По мере движения вверх падает концентрация этих компонентов (и температура), а образующиеся метасоматиты внешнего ореола (передового фронта замещения) теряют щелочную специфику.

5. Обращает на себя внимание один из основных выводов проделанного парагенетического анализа, что для возникновения щелочных метасоматитов в растворах не должно быть максимальной активности щелочей, что отвечает не щелочной, а субщелочной специфике растворов. В то же время должны быть высокие температуры (малые $\mu\text{H}_2\text{O}$) и значительные μCaO . Большое влияние μCaO на возникновение щелочной специфики в парагенезисах метасоматитов из интрузии ультрабазитов и щелочных пород уже отмечалось ранее (Расс, 1971). К аналогичным выводам в отношении μCaO приходим и мы. Можно сказать, что режим μCaO играл не меньшую роль, чем μ щелочей в процессе возникновения как самих щелочных метасоматитов, так и карбонатитов, с ними связанных. Судя по смене реальных парагенезисов, ход эволюции активности щелочей в растворах (см. рис. 60, линия II) приводит к последовательному образованию безамфиболовых, безгранатовых и бесклинопироксеновых щелочных метасоматитов, что обусловлено одинаковым по интенсивности возрастанием $\mu\text{K}_2\text{O}$ и $\mu\text{Na}_2\text{O}$.

Диаграмма $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{K}_2\text{O}$ дает ответ и на спорный вопрос (Эпштейн и др., 1964; Егоров, 1960), предшествовал ли калиевый метасоматоз натриевому или, наоборот, натриевый калиевому. Выясняется, что и при одинаковой интенсивности возрастания $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и $\mu\text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 60, линия II) в парагенезисах может осуществляться последовательная замена натрийсодержащего минерала на калиевый, а затем наоборот, что хорошо видно на примере: Мел \rightarrow Фл и Фл \rightarrow Мел. Кроме того, в условиях наибольших значений μ одновременно и для K_2O и для Na_2O имеет место последовательное замещение в парагенезисах КлП \rightarrow Фл и Фл \rightarrow Неф, что отвечает реальным, наблюдаемым нами, взаимоотношениям.

* К подобным же выводам для щелочных пород Прибайкалья приходит Г. В. Андреев (1971).

6. Если учесть, что комплекс ультраосновных и щелочных пород характерен для платформ, где часто наблюдается приуроченность более молодых щелочных пород к более древним ультраосновным, и то, что первые магматически замещают вторые, то становится понятной такая избирательность замещения. С одной стороны, в среде плотных ультраосновных пород наблюдается обилие поздних механических нарушений, которые могут быть путями для поднимающихся растворов. С другой стороны, сквозь- и постмагматические растворы не щелочного, а субщелочного либо даже нормального характера, попадая в среду высокомагнезиальных пород, благодаря кислотно-основному взаимодействию растворов и среды (Коржинский, 1956, 1960) характеризуются возрастанием активности оснований и прежде всего щелочей. Эта специфика «ощелочения» растворов, по-видимому, играет также значительную роль как в возникновении щелочных метасоматитов, замещающих ультрабазиты, так и самих щелочных пород.

7. В этой связи следует напомнить, что источником сквозьмагматических гранитизирующих растворов, несущих щелочи, является верхняя мантия (Коржинский, 1952, 1970).

Из сказанного вытекает, что щелочные породы в данном случае, по-видимому, являются не мантийными, а коровыми магматическими образованиями. Можно думать, что заложение очагов щелочной магмы связано с участками пересечения путей горячих подкорковых флюидов и среды, богатой сильными основаниями. Внедрению щелочной магмы вверх и ее стабильному температурному состоянию способствует продолжающийся подток глубинных субщелочных растворов. Для платформенных комплексов интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов можно предполагать не генетический, а парагенетический характер связи ультраосновного и щелочного магматизма, определяемый общностью путей проникновения к поверхности Земли ультраосновной магмы и более поздних субщелочных подкорковых растворов. Глубинность заложения очагов щелочной магмы тем не менее остается пока неясной ввиду возможной приуроченности к тем же каналам и более ранних щелочных базальтоидов.

ГЛАВА VII

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ПЛАТФОРМЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Одной из актуальных проблем изучения магматизма устойчивых областей Земли является проблема генезиса платформенных ультрабазитов, их связь и взаимоотношения с базальтовым, щелочным и кимберлитовым магматизмом, особенности их металлогении, формационная принадлежность и т. д. (Годлевский, 1968, 1972; Кухаренко и др., 1971; Егоров, 1970, Шейнманн, 1968).

На Сибирской платформе ультрабазиты, представленные дунитами, оливинитами, перидотитами и меймечитами, входят в состав сложных интрузий, и поэтому вопросы их генезиса должны рассматриваться совместно с историей формирования других пород этих многофазных массивов. Кроме того, с подобными массивами нередко ассоциируют проявления щелочно-ультраосновного и основного магматизма, роль которых в общей схеме развития платформенного магматизма оценивается по-разному. Например, Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов на севере Сибирской платформы. Здесь в пространственной близости с интрузиями ультрабазитов, щелочных пород и карбо-

натитов располагаются и другие магматические образования пермо-триасового возраста — интрузивные тела и вулканогенные толщи трапшовой формации, вулканогенно-туфовые и дайковые образования щелочно-ультраосновного и щелочного состава, проявления кимберлитов. Сближенность, а иногда и тесная перемежаемость (как это имеет место в вулканогенных толщах) вышеперечисленных магматических образований является уникальной для магматических провинций подобного рода и служит причиной возникновения различных гипотез происхождения наблюдаемых природных ассоциаций.

1. ОБЗОР ГИПОТЕЗ О ПРОИСХОЖДЕНИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Большинство исследователей ультрабазиты сложных интрузий Маймеча-Котуйского района рассматривают как продукт эволюции гипотетического исходного расплава, давшего все разнообразие пород района. По мнению этих исследователей (Бутакова, Егоров, 1962; Леонтьев и др., 1965; Геншафт и др., 1967; Шихорина, 1969; и др.), исходный расплав, возникающий при частичном или полном плавлении мантии, отвечал по составу или щелочному базальту, или меймечиту, или трахибазальту. Сложная эволюция любого из этих расплавов в магматической колонне и промежуточных очагах могла дать, по их мнению, комагматичную серию разнообразных эффузивных и интрузивных пород от ультрабазитов до пород основного и щелочного состава.

Достаточно обоснованная критика подобных взглядов дана в работе Л. С. Егорова (1970), который на основании анализа геологической обстановки и петрохимических данных, подтвержденных расчетами, показал, что любой из предполагаемых «исходных» расплавов не может в процессе глубинной дифференциации дать серии наблюдаемых пород. Л. С. Егоров (1970) приходит к выводу о том, что Маймеча-Котуйский комплекс, как и подобные комплексы других регионов, представляет собой сложную группу разновозрастных (пермо-триасовых) магматических формаций, для которых характерна петрогенетическая независимость, структурная обособленность и петрографическая контрастность таких магматических образований, как ультраосновные-щелочные породы (эффузивы, сложные интрузии центрального типа, силлы, дайки и трубки взрыва), недифференцированные трапши (эффузивы, силлы, дайки) и дифференцированная серия щелочно-основных, средних и субкислых пород (эффузивы, силлы, дайки). Вернее всего серии этих пород формировались из нескольких независимо эволюционирующих глубинных очагов.

При таком разделении магматических образований района проявления ультраосновного-щелочного магматизма выделяются в самостоятельную группу, внутри которой сложные интрузии ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов занимают обособленное положение, локализуясь в крупнейших тектонических швах платформы.

Предполагается, что в отличие от эффузивных излияний, глубинная дифференциация «исходной» щелочно-ультраосновной магмы в период интрузивной деятельности была более контрастной, протекала строго направленно и таким образом, что последовательность внедрения интрузивных фаз соответствовала гомодромной схеме внедрения — от высокотемпературных ультраосновных пород к более низкотемпературным щелочным и несиликатным дериватам.

Существует, однако, много неясного в механизме, определившем разделение и закономерный порядок внедрения главных дифференциатов

глубинного очага. Большинство геологов обходят эту проблему, констатируя сам факт гомодромной последовательности формирования пород, в то время как другая часть исследователей привлекает для объяснения этих фактов различные петрогенетические схемы (гравитационную и кристаллизационную дифференциацию в промежуточных очагах, ликвацию, зонную плавку, вертикальную миграцию фронта плавления в дифференцированной соответствующим образом мантии и коре, многократное прохождение дифференцированной по вертикали колонны щелочно-ультраосновной магмы, прогрессивное нарастание щелочности расплава при эволюции ультраосновного магматического очага (Воробьева, 1963) и т.п.). Все эти схемы не могут объяснить, почему ультрабазитовая жидкость или «кашеобразная» масса оливина (первый продукт гравитационного фракционирования) всегда опережает при своем внедрении более легкие и мобильные фракции исходной магмы. То же можно сказать о существенно мелилитовой магме по отношению к мельтейгитовой и о ийолитовой — к щелочно-сиенитовой и карбонатитовой. Не ясно также, чем обусловлена чистота сепарации внедряющихся дифференциатов в виде существенно мономинеральных оливинитов, мелилититов, щелочных пород, карбонатитов, какой состав имела «исходная» магма и т. д.

В настоящее время взгляды всех исследователей на происхождение сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов можно разделить на две группы. Первая объединяет сторонников образования всего многообразия пород интрузий в процессе глубоинной дифференциации (и отчасти ликвации) «исходной» щелочно-ультраосновной магмы. Ко второй группе относятся геологи, считающие, что многообразие пород в этих интрузиях возникает в результате воздействия глубинных щелочных эманаций и магм на ранее внедрившиеся ультраосновные тела.

В работах А. А. Кухаренко с соавторами (1965, 1971) наиболее полно рассматривается возможная модель формирования сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов из единого щелочно-ультраосновного расплава, вероятнее всего отвечающего по составу оливиновой мельтейгит-порфиру. В поднимающейся магматической колонне исходного расплава, по мнению этих исследователей, возникают ассоциации субтаксических групп состава $(\text{SiO}_2)^{2-}$ с катионами Mg^{2+} и Ca^{2+} . Вследствие этого в процессе магматической дифференциации в гравитационном поле Земли (Кадик, 1963) в головных частях магматической колонны концентрируются не только летучие компоненты, щелочи, Al_2O_3 , SiO_2 , но и элементы волластонитовой «молекулы», прежде всего Ca^{2+} , обладающие малой плотностью, а также Fe, Ti, Nb, Zr, редкие земли и т. д.

Становление подобной дифференцированной колонны приводит к вертикальной зональности массива. В привершинных его частях формируются разнообразные карбонатиты и щелочные сиениты, сменяющиеся в более глубоких горизонтах нефелин-пироксеновыми и мелилитовыми породами, ниже которых залегают гипербазиты. Именно такая закономерность должна наблюдаться в массивах в зависимости от глубины их эрозионного среза. По материалам А. А. Кухаренко и др. (1965), А. И. Гинзбурга и Е. М. Эштейна (1968), подобная зональность предполагается для некоторых массивов Кольского полуострова и Восточной Сибири. Данная ими (Гинзбург, Эштейн, 1968) схема формирования массивов «закрытого» или «открытого» типа также основана на гомодромном порядке внедрения пород от ультрабазитов к карбонатитам, а предполагаемая вертикальная зональность объясняется проникновением «легкоплавких» фаз в более высокие горизонты вмещающих пород по сравнению с уровнем становления ультрабазитов, или выходом их на поверхность в виде изливаний лав или жерловой фации, как это имеет место в некоторых массивах Танзании, Уганды, Замбии и других районов Африки.

Геологическая практика показывает, что для массивов севера Сибирской платформы, такая зональность не характерна. Независимо от глубины эрозионного среза в строении таких массивов могут преобладать или ультрабазиты (например, Гулинский плутон, массивы Бор-Урях, Кугда,) или, наоборот, щелочные породы (например, нефелин-пироксеновые в массиве Одихинча и в целом ряде других тел). Характер наблюдаемых взаимоотношений с несомненностью свидетельствует о более позднем, чем ультрабазиты, формировании больших масс нефелин-пироксеновых пород и карбонатитов, соизмеримых по площади выхода с этими массивами (Одихинча, Маган, Немакит, Ессей и др.). Для объяснения таких взаимоотношений в сложных интрузивных телах Кольского полуострова А. А. Кухаренко и др. (1965) прибегают к повторному внедрению «... щелочных расплавов, проникающих по тем же каналам и испытавших дальнейшую дифференциацию в промежуточных очагах» (стр. 753). Эти магмы, обогащенные подвижными компонентами, оказывали огромное химическое воздействие на ранее возникшие интрузивные тела, особенно гипербазиты, преобразуя их в разнообразные по составу метасоматические породы, содержащие промышленные концентрации разнообразных полезных ископаемых. Не исключено, что в подобных промежуточных очагах при изменении термодинамических условий эволюционирующий расплав мог ликвидировать на силикатные и несиликатные дериваты (Ланда, 1967).

Принципиальная возможность формирования интрузий сложного состава именно таким образом не исключена. Но в этом случае необходимо объяснить, почему во всех интрузиях наблюдается единый гомодромный порядок внедрения фаз: ультрабазиты — меллитовые породы — нефелин-пироксеновые породы — щелочные сyenиты — карбонатиты. Трудно говорить и о составе исходного расплава, поскольку в формировании массива принимают участие несколько промежуточных очагов, время возникновения которых и состав расплавов, их выполняющих, остаются неизвестными.

Таким образом, механизм формирования сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, предложенный вышеупомянутыми геологами, расчленен на два этапа. В первый этап происходило формирование и становление дифференцированной по вертикали щелочно-ультраосновной магматической колонны, объем возникавших дифференциатов в которой зависел от состава исходного расплава и длительности процессов дифференциации. На втором этапе в строго определенном порядке шло внедрение щелочных и прочих расплавов из промежуточных очагов, что привело к метасоматическому преобразованию ранее сформированных интрузий и возникновению петрографического разнообразия пород, наблюдаемого на современном эрозионном срезе.

Другая группа исследователей считает, что наблюдаемое разнообразие пород в этих интрузиях обязано воздействию глубинных щелочных эманаций или расплавов на ранее внедрившиеся тела ультрабазитов. На протяжении многих лет подобные представления на механизм формирования сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов развиваются Л. С. Бородиным (1958, 1961, 1971). При изучении комплексных массивов Кольского полуострова и Маймеча-Котуйской провинции группа сотрудников ИМГРЭ, возглавляемая Л. С. Бородиным, пришла к выводу, что основные особенности петрологии этих массивов не являются следствием дифференциации особой щелочно-ультраосновной магмы. По их мнению, петрографическая и геохимическая специфика этих массивов, наблюдаемая зональность в распределении пород и их взаимоотношения в значительной степени обусловлены широким развитием процессов метасоматического изменения первичных гипербазитов под воздействием глубинных щелочных и карбонатных растворов.

Таким образом, формирование массивов начинается с внедрения тел гипербазитов. В дальнейшем по зонам кольцевых и линейных нарушений происходит интенсивная инфильтрация щелочных растворов, образуются мощные зоны метасоматических нефелин-пироксеновых, флогопит-диопсидовых, меллититсодержащих и других пород. На последующих стадиях в некоторых массивах происходит внедрение интрузивных тел ийолит-мельтейгитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов, формируются тела форстерит-магнетитовых пород и карбонатиты. Широкое развитие фенитизированных пород вокруг штоков этих интрузий также подтверждает существование мощных глубинных потоков щелочных эманаций.

В настоящее время, пожалуй, большинство геологов, изучающих подобные массивы, считают, что существенно нефелин-пироксеновые породы могут возникать как магматическим, так и метасоматическим путем, но масштабы проявления тех или иных процессов оцениваются ими по-разному. При этом значительно усложнилось и представление о магматических ийолитах. Если раньше термин «магматический» был одновременно синонимом слова «интрузивный», то теперь нередко предполагается, что магматические ийолиты возникают не интрузивным путем, а в процессе замещения — ийолитизации, что подтверждается целым рядом геологических и минералого-петрографических фактов (Бородин, 1971; Кононова, 1971). Не исключено также, что внедрение ультраосновных интрузий и формирование щелочных и других пород может быть разделено значительным интервалом времени, это подтверждается геологическими наблюдениями и результатами определений абсолютного возраста пород (Рожков и др., 1962; Ельянов, 1968; Ельянов, Моралев, 1961, 1972; Кононова, Свешникова, 1971; Кухаренко и др., 1971).

Вышеизложенная трактовка проблемы формирования сложных интрузий решает положительно такие важные вопросы, как гомодромный характер формирования пород, что связывается с развитием соответствующих метасоматических колонок; объемные соотношения пород, слагающих интрузии, количество которых, например нефелин-пироксеновых пород, зависит от интенсивности процессов метасоматоза и магматического замещения; гетерогенность природы щелочных пород и карбонатитов; чрезвычайно широкое развитие разнообразных метасоматитов в ультрабазитах, пространственно не ассоциирующих с какими-либо щелочными (нефелин-содержащими) породами.

И все же модель формирования комплексных интрузий данного типа нельзя считать универсальной, поскольку она требует решения таких двух важных петрологических проблем, как возникновение ультрабазитов и природа более поздних щелочных эманаций.

2. ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ПЛАТФОРМЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

В последнее время для объяснения генезиса сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов геологи все чаще используют результаты экспериментальных работ, объясняющих многие стороны этого сложного процесса. Среди экспериментальных работ, имеющих отношение к условиям формирования пород в этих массивах, можно выделить три основных направления.

1. Изучение включений минералообразующей среды в породообразующих минералах этих интрузий.

Такого рода исследования в широком масштабе проводятся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством акад. В. С. Соболева. К настоящему времени получены интересные результаты по целому ряду пород, входящих в состав сложных интрузий Маймеча-Котуй-

ского комплекса (Соболев, Панина, Чепуров, 1972; Костюк, Панина, 1970; Панина, Шацкий, 1973₁₋₂; Панина, Васильев, 1974). Установлено (Соболев и др., 1972), что оливин и клинопироксен в меймечитах содержат расплавленные включения, гомогенизация которых происходит соответственно при температуре 1450 ± 30 и $1170-1230^\circ\text{C}$. В оливинитах интрузии Одихинча температура гомогенизации расплавленных включений не превышает $1360 \pm 40^\circ\text{C}$. Эти данные свидетельствуют о несомненном участии высокотемпературных (не менее 1500°C) расплавов ультраосновного состава в формировании интрузий данного комплекса. Доказана также магматическая природа значительной части нефелин-пироксеновых пород массива Одихинча (Панина, Васильев, 1974). Расплавленные включения в кристаллах клинопироксена из этих пород гомогенизируются при температуре 1230°C , а в нефелине — при $1050-1170^\circ\text{C}$, что сопоставимо с температурами кристаллизации этих же минералов в нефелиновых перidotитах Гулинского плутона (Костюк, Панина, 1970). Интересные результаты получены также Л. И. Паниной и В. С. Шацким (1973₁₋₂) по температурам минералообразования существенно карбонатитовой интрузии Ессей. В частности ими были гомогенизированы при температуре $1140-1170^\circ\text{C}$ включения расплава (?) в апатитах из магнетит-apatит-форстеритовых пород, что подтверждает предположение некоторых исследователей о вероятности магматической природы подобных образований, возможно, при ликвации остаточных несиликатных жидкостей.

Подобного рода минерало-термобарометрические исследования расплавленных включений проведены для целого ряда пород сложных интрузий Алданской провинции (Чепуров, 1972, 1973), а также для некоторых вулканитов и интрузивных пород карбонатитовых комплексов рифтовых зон западной и восточной Африки (Наумов, Поляков, 1974; Наумов и др., 1972; Романчев, 1972).

2. Изучение систем, близких по составу щелочно-ультраосновным породам.

Обзор подобных систем применительно к генезису щелочно-ультраосновных пород дан в монографии Н. Ф. Шинкарева (1970). Эти же вопросы обсуждаются в работах Д. К. Бейли и Дж. Ф. Шерера (1970), Дж. Ф. Шерера и Х. С. Йодера (1971) (Schairer, Yoder, 1968), О. Косуки, У. Кензо (O. Kosuke, Y. Kenzo, 1968), М. О. Хара, Г. Биггар (O'Hara, Biggar, 1969) и др.

Суть подобных исследований заключается, как правило, в изучении путей кристаллизации щелочно-ультраосновных составов в системах, содержащих щелочи, алюминий и кальций, например, в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{Ca}_2\text{SiO}_4$ (Куширо, Йодер, 1969) или $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (O'Hara, Biggar, 1969).

Возникающие в таких системах минеральные ассоциации (оливин + меллитит + нефелин + пироксен, оливин + нефелин + пироксен, меллитит + нефелин + пироксен и т. д.), несомненно, близки к природным и встречаются в провинциях щелочно-ультраосновного магматизма в составе лавовых излияний, дайковых тел и гипабиссальных интрузий. Изменение термодинамических условий кристаллизации и составов исходных расплавов приводит в близком соответствии с изученными системами к смене одних минеральных парагенезисов другими. Перенесение же результатов этих исследований на интрузивные тела сложного состава неизбежно сталкивается с трудно объяснимыми фактами, требующими, например, в случае образования мономинеральных оливиновых или меллититовых пород, последовательного обособления и внедрения более «легких» и подвижных расплавов вслед за более тяжелыми. Как справедливо отмечает Н. Ф. Шинкарев (1970, стр. 104), «... механизм обособления оливинового «расплава» из первичной щелочно-ультраосновной магмы пока не известен». По-видимому, следует признать, что применение систем, близких по составу к природным щелочно-ультраосновным породам, вполне спра-

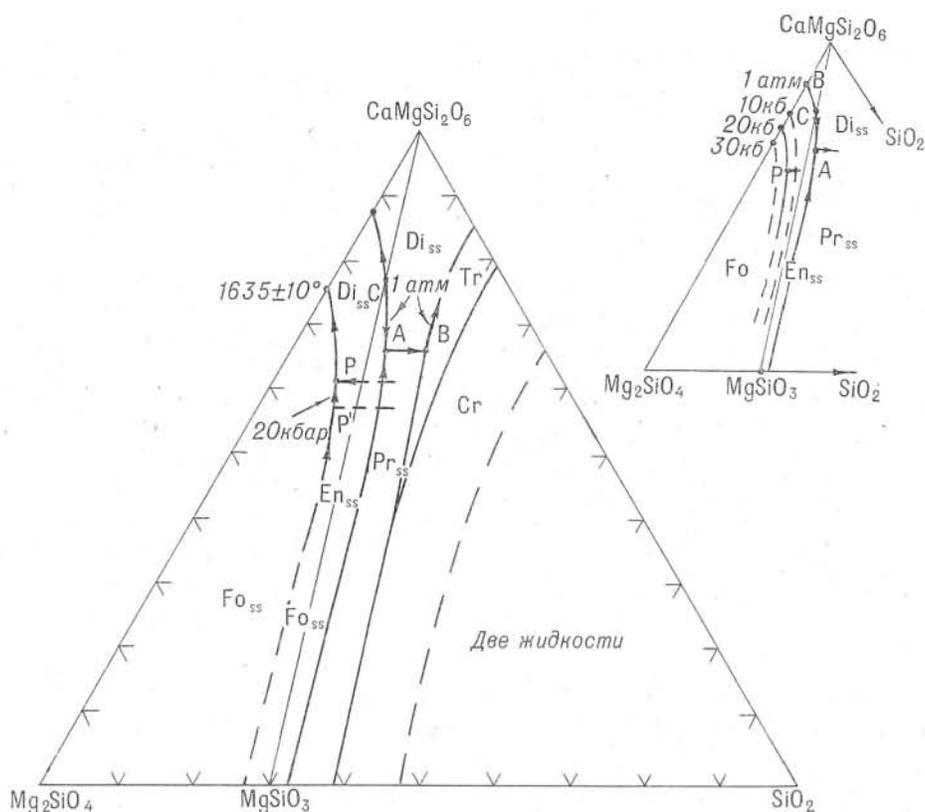


Рис. 66. Диаграмма системы форстерит — диопсид — кремнезем при 20 кбарах. Треугольник вверху справа — положение линии ликвидуса форстерит — пироксен при различном давлении (Kushiro, 1969).

ведливо для вулканогенных пород и гипабиссальных недифференцированных или слабо дифференцированных интрузий, но требует более внимательной оценки геологической ситуации в сложных интрузиях ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.

Остановимся несколько подробнее на системе форстерит — диопсид — кремнезем, изученной Куширо и Шейрером (Kushiro, 1969; Куширо, Шейрер, 1969) при давлении 20 кбар (рис. 66). При высоком давлении в бинарной системе диопсид — форстерит* было установлено изменение состава эвтектики с 89% диопсида и 11% форстерита при давлении 1 атм до 77% диопсида и 23% форстерита при давлении 20 кбар и температуре $1635 \pm 10^\circ\text{C}$.

При давлении 20 кбар происходит значительное смещение пограничной линии, разделяющей поля пироксена и форстерита к вершине Mg_2SiO_4 и расширение, таким образом, поля пироксенов (см. рис. 66). Смещение котектической линии форстерит — диопсид к вершине форстерита определяет путь кристаллизации любых составов в поле оливина по направлению к эвтектике форстерит-диопсид. Конгруэнтный характер плавления пироксена при высоком давлении приводит к сохранности кристаллов оливина и их незначительной резорбции при подъеме расплавов в верхние горизонты земной коры, что мы наблюдаем в таких породах, как меймечиты, главными породообразующими минералами которых являются круп-

* Линия форстерит — диопсид на рис. 66, строго говоря, не является бинарной, так как диопсид и форстерит при 20 кбарах кристаллизуются как твердые растворы, содержащие небольшие количества CaMgSiO_4 и MgSiO_3 соответственно.

ные вкрапленники магнезиального оливина и пироксен основной массы авгит-диопсидового состава.

Благодаря отсутствию при высоких давлениях реакционных взаимоотношений между кристаллами оливина и расплавом вполне возможна их аккумуляция как на глубине, так и в промежуточных очагах вплоть до современной камеры и формирование за счет этого процесса существенно оливиновых пород перидотитового и дунитового (оливинитового) состава. Подобный процесс, вероятно, имел место при образовании ультраосновных пород Гулинского плутона.

3. Экспериментальные исследования плавления пород мантийного происхождения.

Исследования по плавлению пород мантийного происхождения в последнее время приобрели широкий размах. Они проводятся с целью выяснения количественной и качественной оценки процесса образования расплавов при различных термодинамических условиях, соответствующих верхней мантии, и дальнейшей их эволюции при подъеме в верхние горизонты земной коры (Геншафт и др., 1967, 1968, 1970, 1971; Наседкин, Геншафт, 1973; Куширо и др., 1971, М. О. Hara, 1963; М. О. Hara a. all., 1971; Kushiro a. all., 1968; Ito K., Kennedy, 1967; Davis, England, 1963; и др.).

Неоднократно объектом исследований при различных температурах и давлениях был меймечит севера Сибирской платформы (Геншафт и др., 1967, 1968; Наседкин, Геншафт, 1973).

Эксперименты с меймечитом (Геншафт и др., 1968) показали, что из меймечита (или ультраосновных пород, близких по составу к меймечиту) при Р—Т условиях, отвечающих глубинам 100—120 км, могут быть генерированы базальтовые магмы в количестве 20—30% объема исходной породы. В процессе эволюции меймечитового расплава в условиях эксперимента могут возникать различные минеральные ассоциации ультраосновных пород (оливиниты, рудные оливиниты и т. д.).

Изучение фазовых превращений промежуточных образований меймечит — щелочной базальт было проведено при давлениях в 25 и 50 кбар (Наседкин, Геншафт, 1973). Результаты этих исследований приведены на рис. 67.

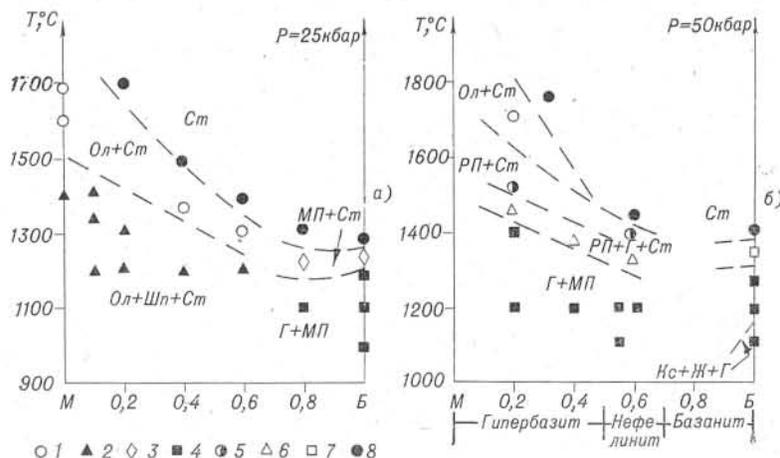


Рис. 67. Диаграмма составов — свойство для системы меймечит-щелочной базальт: для давления 25 кбар (а), для давления 50 кбар (б). Объяснение в тексте (М — меймечит, Б — щелочной базальт): 1 — оливин+стекло (Ол+Ст); 2 — оливин+шпинель+стекло (Ол+Шп+Ст); 3 — моноклинный пироксен+стекло (МП+Ст); 4 — гранат+моноклинный пироксен (Г+МП); 5 — ромбический пироксен+стекло (РП+Ст); 6 — ромбический пироксен+гранат+стекло (РП+Г+Ст); 7 — коэсит+жедрит+стекло (Кс+Ж+Ст); 8 — стекло (Ст).

При давлении 25 кбар на диаграмме (см. рис. 67, а) отчетливо выделяются два поля кристаллизации. В левом поле располагаются составы, отвечающие щелочным ультраосновным породам. Температура начала кристаллизации пород (первым кристаллизуется магнезиальный оливин) по мере добавления к меймечиту щелочного базальта снижается с 1700° (для чистого меймечита) до 1300°С (при соотношении меймечит:базальт 1 : 1). Остаточные расплавы по мере выделения оливина обогащаются SiO₂. В поле щелочного базальта первым кристаллизуется клинопироксен, к которому в интервале температур 950—1150°С добавляется гранат.

При давлении 50 кбар на диаграмме также выделяются два поля кристаллизации (см. рис. 67, б). В правом поле при высокотемпературной кристаллизации пород ультраосновного состава (ромбический пироксен + расплав; ромбический пироксен + гранат + расплав) остаточные жидкости обедняются SiO₂. В поле базальтоидов кристаллизация начинается с граната, к которому при более низких температурах добавляется моноклинный пироксен. Для температур ниже 1100°С характерен парагенезис коэсит + жадеит + гранат. Опыты проводились при наличии воды, количество которой не превышало 3—4%, так что парциальное давление водяного пара всегда было меньше общего давления нагрузки.

Проведенные эксперименты по плавлению меймечитов показали, что примеси щелочей и других легкоплавких компонентов, входящих в состав щелочного базальта, резко снижают температуру начала кристаллизации полученных расплавов даже при высоких давлениях порядка 50 кбар. При давлении 25 кбар и даже выше (для чистых меймечитов 38 кбар) остаточные расплавы обогащаются SiO₂, а при давлении в 50 кбар и выше, когда происходит смена выделяющихся минеральных ассоциаций, остаточные расплавы, наоборот, обедняются SiO₂. Интерпретируя полученные данные, можно предполагать, что на глубинах земли до 150 км из субстрата мантии, близкого по составу к меймечиту (с примесью щелочей и других легкоплавких компонентов), вероятно выплавление базальтовых расплавов, в то время как на больших глубинах (>150 км) появляются сильно недосыщенные SiO₂ расплавы, возможно, соответствующие по составу нефелинитам.

Прямое плавление меймечита происходит при температуре порядка 1500°С при атмосферном давлении, повышаясь до 1650°С при 30 кбарах. Эти температуры близки или соответствуют температурам гомогенизации расплавных включений в кристаллах оливина из меймечитов (Соболев и др., 1972).

Исследования, проведенные по плавлению и кристаллизации пород широкого диапазона составов (меймечиты, шпинелевые и гранатовые перидотиты, пироксениты, щелочные базальты) при высоких давлениях и температурах, показали, что при частичном плавлении этих пород возникают расплавы близких составов, но объемы выплавляемых магм будут различными. Опыты показали, что из перидотита мантии в различных P—T условиях могут быть выплавлены основные магмы переменного состава от близких к пикриту до андезито-базальтовых. Основной объем щелочно-ультраосновных магм, по-видимому, образуется на больших глубинах, соответствующих давлениям свыше 25 кбар, в области устойчивости таких барофильных минералов, как пироп и алмаз. Температура солидуса ультраосновных пород значительно снижается в присутствии летучих фаз и легкоплавких элементов (Seifert, Schreyer, 1968), что делает возможным, в определенных условиях, появление расплавов ультраосновного состава. На разных стадиях эволюции такого расплава (например, сходного по составу с меймечитом) в условиях эксперимента могут быть синтезированы минеральные ассоциации, весьма близкие к ультраосновным и щелочно-ультраосновным разновидностям пород.

Экспериментальные исследования по плавлению и кристаллизации пород различного состава подтверждают современные представления о су-

щественно перидотитовом составе верхней мантии, обладающей значительной неоднородностью в вертикальном и горизонтальном направлениях. Частичное или полное плавление вещества мантии на различных глубинах может приводить к образованию расплавов различного состава — от ультраосновных до щелочно-ультраосновных (кимберлитовых), меймечитовых, пикритовых и т. п.

3. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ПЛАТФОРМЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Вопросы генезиса платформенных ультрабазитов, имея свои специфические особенности, являются в то же время частью общей проблемы ультраосновного магматизма. По нашему мнению, проблема генезиса платформенных ультрабазитов включает в себя решение двух основных задач: 1) состояние интродуцируемого ультраосновного материала; 2) форма связи ультраосновного магматизма с щелочными проявлениями.

Мы считаем, что изложенные выше данные по термометрическим исследованиям расплавных включений в оливинах ультраосновных пород с несомненностью свидетельствуют о существовании ультраосновного расплава перидотитового (меймечитового) состава. Гравитационная отсадка оливина из такого расплава может приводить к формированию пород дунитового и перидотитового состава. Примером служит Гулинский плутон, дайки и пластовые тела меймечит-перидотитов Маймеча-Котуйского района и Сихотэ-Алиня (Мартынюк, 1973). Температура расплава, из которого формировались ультраосновные породы Гулинского плутона, была не менее 1500°C в промежуточном очаге, где кристаллизовался оливин, и не менее $1250\text{—}1300^{\circ}\text{C}$ в современной камере. Это подтверждается и характером термального метаморфизма вмещающих пород (базальтов), превращенных в контакте с ультрабазитами в пироксен-плагноклазовые роговики. В разнообразные роговики высокотемпературной стадии термального метаморфизма превращены также терригенно-карбонатные породы в контакте с оливинитами интрузии Бор-Урях.

Внутрикамерная дифференциация ультраосновного расплава в современной камере Гулинского плутона не приводит к появлению пород, обогащенных щелочами, или щелочных дифференциатов. Имеющиеся здесь проявления щелочных пород являются результатом самостоятельной щелочной фазы магматизма и метасоматоза, не имеющей связи с дифференциацией исходного ультраосновного расплава. Отсутствуют также какие-либо факты, подтверждающие участие больших количеств щелочей в процессе формирования других оливинитовых тел.

Основываясь на обширной геологической и геофизической информации, на результатах экспериментальных работ и петрологических расчетах, многие исследователи считают, что альцинотипные гипербазиты представляют собой не результат кристаллизации ультраосновного расплава, а тугоплавкий остаток, внедрившийся в верхние горизонты земной коры в виде «каши» кристаллов с минимальным количеством межзерновой жидкости или в виде раскаленного твердого тела. Исчерпывающий обзор литературы по этому вопросу дан в монографии Г. В. Пинуса, В. В. Велинского и др. (1973). По имеющимся данным начало плавления дунитов в атмосферных условиях происходит при $1650 \pm 50^{\circ}\text{C}$, а совершенно свежих оливинитов — при $1550 \pm 50^{\circ}\text{C}$ (Базилевский, 1966; Базилевский, Уханов, 1967). Температура плавления серпентинизированных дунитов и оливинитов, а также перидотитов, меймечитов, кимберлитов и оливин-монтичеллитовых пород еще ниже ($1425\text{—}1025^{\circ}\text{C}$). Температуры плавления этих и других ультраосновных пород значительно снижаются (на $100\text{—}150^{\circ}\text{C}$) в присутствии паров воды и, наоборот, существенно возра-

стают с увеличением давления, т. е. с глубиной заложения магматических очагов.

Относительно платформенных ультрабазитов (имеются в виду ультрабазиты сложных интрузий) существует широко распространенное мнение, что они являются дифференциатом (гравитационным или иным) гипотетического щелочно-ультраосновного расплава, способного продуцировать не только оливиниты (дуниты), но и целый ряд других щелочно-ультраосновных, щелочных и даже карбонатитовых расплавов, дающих интрузивные фазы и комагматичные им серии эффузивных пород.

Изучение Гулинского плутона показало, что слагающие его ультраосновные породы являются нормальными по щелочности гипербазитами, вероятнее всего возникающими в процессе дифференциации меймечитового (перидотитового) расплава. Судя по гомогенизации расплавных включений в оливинах, температура этого исходного расплава была не менее $1500 \pm 50^\circ\text{C}$.

Что касается существенно оливинитовых пород других интрузий (Бор-Урях, Кугда, Одихинча, Лесная Варака, Ковдор и др.), то условия их образования изучены еще далеко не достаточно. Первые результаты гомогенизации расплавных включений в оливинитах интрузии Одихинча (Панина, Васильев, 1974) дают температуры не ниже 1400°C , т. е. близкие к таковым для ультраосновных пород Гулинского плутона и вполне вероятные для ультраосновных расплавов с относительно высоким содержанием железа, алюминия, кальция, щелочей и летучих компонентов.

Дело в том, что по своим петрохимическим особенностям, изложенным выше, оливиниты отличаются от дунитов складчатых областей более высоким содержанием железа (почти в два раза), титана, алюминия, кальция, щелочей. Присутствие алюминия, кальция и щелочей в исходном расплаве подтверждается их вхождением в решетку оливина в виде изоморфной примеси (см. табл. XV, 2) или самостоятельных минеральных фаз (Агафонов и др., 1973; Глазунов и др., 1973). Кроме того, в составе оливинитов всегда присутствует в небольшом количестве клинопироксен и такие акцессорные минералы, как апатит, перовскит, титаномагнетит и др. (Золотарев, 1971). Судя по газовой фазе, ассоциирующей со стекловатыми или многофазными включениями минералообразующей среды, ультраосновной расплав содержал летучие компоненты, количество и состав которых оценить трудно. По-видимому, значительную роль в составе флюидов играла углекислота, способствующая обезвоживанию ультраосновного магматического расплава (Кадик, Луканин, 1973) и формированию вследствие этого очень свежих оливинитов, почти не затронутых процессами серпентинизации. Участие летучих компонентов в формировании оливинитовых массивов подтверждается также пегматоидными телами оливинитов, в образовании которых значительную роль могли играть остаточные порции ультраосновного расплава, обогащенные летучими и легкоплавкими компонентами. Многочисленные первичные включения подобного флюид-расплава присутствуют в кристаллах оливина из пегматоидных тел оливинитов интрузии Бор-Урях (Васильев, Золотухин, 1974).

Итак, учитывая изложенные выше геологические, минералого-петрографические, петрохимические и др. особенности оливинитов, можем уверенно считать, что оливиниты являются продуктом кристаллизации самостоятельного ультраосновного расплава с повышенным по сравнению с дунитами содержанием в нем титана, алюминия, железа, кальция, щелочей и летучих компонентов. Суммарное влияние этих компонентов, по-видимому, явилось основной причиной снижения температуры плавления мантийного субстрата предположительно до $1600\text{--}1700^\circ\text{C}$. Возможность значительного снижения температуры ликвидуса ультраосновных расплавов в присутствии щелочей экспериментально доказана Е. Зайфертом и В. Шрейером (Seifert, Schreyer, 1968) и подтверждается плавлe-

нием ультраосновных пород с повышенным содержанием щелочей (Базилевский, 1966; Базилевский, Уханов, 1967; Наседкин, Генштафт, 1973; и др.).

Мы не рассматриваем здесь условия образования ультраосновных расплавов в мантии и механизм их внедрения в верхние горизонты земной коры. Возможность подобных процессов обоснована экспериментальными и теоретическими исследованиями последних лет (Рамберг, 1970; Сычева-Михайлова, 1970; Berner H. a. all., 1972; и др.). Вполне понятно, что в зависимости от целого ряда факторов, определяющих физико-химические свойства возникающих ультраосновных расплавов, и геотектонической обстановки становление ультрабазитовых тел может произойти на различных уровнях земной коры — от приповерхностных до больших глубин. Так, Гулинский ультраосновной плутон, прорывающий и метаморфизирующий пермо-триасовые вулканогенные толщи, является, несомненно, приповерхностным массивом, глубина становления которого не превышает 1,0—1,5 км. По-видимому, немногим больше была глубина формирования оливинитовой интрузии Бор-Урях, а для целого ряда подобных тел из других районов она не превышала первых сотен метров, что подтверждается интерпретацией геологических наблюдений (Ельянов, Моралев, 1972, 1974). Присутствие ультраосновных тел оливинитов на более глубоких уровнях, не вскрытых эрозией, предполагается по геофизическим данным и по наличию ксенолитов оливинитов среди щелочных пород, слагающих массивы.

Результаты петрографических и микроструктурных исследований показали, что на последних этапах своего внедрения ультраосновная магма содержала многочисленные протовыделения оливина и фактически представляла собой «кашу» из кристаллов оливина и межзерновой жидкости. В это время оливин приобретал четкую линейную и плоскостную ориентировку, указывающую на ее возникновение в движущейся среде. На конечных этапах заполнения интрузивных камер, вероятно, имело место движение раскристаллизованной массы в пластичном состоянии. Движение оливинитовых штоков в породах платформенного чехла происходило в достаточной степени медленно и сопровождалось пластическими деформациями вмещающих пород, образующих характерные «диапировые» структуры большой амплитуды.

Относительно форм взаимосвязи ультрабазитов со щелочными породами можно высказать следующие соображения, основанные на геологических наблюдениях. Щелочные породы, ассоциирующие с ультрабазитами центральных интрузий, всегда являются более поздними по отношению к ним и вероятнее всего возникают в результате воздействия глубинных флюидов на ультраосновные породы. В соответствии с представлениями Д. С. Коржинского (1970), В. С. Соболева (1973), Ю. А. Кузнецова, Э. П. Изоха (1969), А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука (1974) и ряда других исследователей на происхождение и эволюцию трансмагматических флюидов глубинные потоки щелочных эманаций могут оцелачивать очаги ультраосновной магмы, с чем, вероятно, связано образование части субщелочных пикритов. Используя колонны ультраосновных пород как тепловые флюидопроводящие каналы, эти растворы за счет кислотно-основного взаимодействия со средой сами становятся активными и преобразуют ультрабазиты в разнообразные метасоматиты и породы магматического генезиса (магматическое замещение). Широкое развитие фениitized пород вокруг интрузивных тел этой формации подтверждает существование мощных глубинных потоков щелочных эманаций, участвующих в процессе преобразования ультрабазитов и вмещающих пород. Не исключено также, что очаги щелочной магмы могут возникать на определенных уровнях земной коры при теплообмене магматической колонны ультрабазитов с вмещающими породами. Глубинные потоки флюидов в этом случае будут играть роль теплопереносчиков, поддерживающих

процесс плавления. Принципиальная возможность возникновения магматических очагов в таких или близких условиях рассматривается в работах А. Н. Дударева и др., 1972; В. В. Велинского и др., 1970.

Самостоятельное, вне связи с интрузиями центрального типа, возникновение и развитие очагов щелочно-ультраосновной магмы на различных уровнях верхней мантии и ее дальнейшая эволюция в различных термодинамических условиях приводят к образованию кимберлитов и разнообразных по составу и формам проявления пикритовых порфиритов, альнеитов и т. п.

4. О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Целенаправленные исследования по формационному делению ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород устойчивых областей нами не проводились. Высказанные ниже предположения о их формационной принадлежности следует считать предварительными. Они основаны на литературных данных и наших петрологических наблюдениях над сложными интрузиями центрального типа севера Сибирской платформы, Кольского полуострова и Алданского щита.

Многофазные интрузии центрального типа, сложенные ультраосновными и щелочными породами, впервые на Сибирской платформе были выделены в самостоятельную формацию ультраосновных щелочных пород Ю. М. Шейнманном (Шейнманн и др., 1961). Несколько раньше в ранге комплекса интрузии ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и Северной Карелии были изучены и затем описаны А. А. Кухаренко с соавторами (Кухаренко и др., 1965). Ю. А. Кузнецов (1964) эти массивы объединяет в формацию центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Он отмечает их пестрый петрографический состав и возможность выделения среди этой формации нескольких типов интрузий с преобладанием тех или иных петрографических разновидностей пород, но дающих переходы друг к другу. Интрузии этой формации известны во многих районах Сибири, в советской части Фенноскандии, а также в Швеции, Норвегии, Бразилии, Северной Америке и Африке.

Существуют и другие мнения о формационной принадлежности этих сложных интрузий. Так, Л. С. Бородин (Бородин и др., 1970) предлагает выделять щелочно-ультраосновную формацию, сложенную щелочно-ультраосновными и ультраосновными породами, комагматичность которых весьма спорна, среди других формаций щелочных пород. Многие исследователи, учитывая пространственную сопряженность щелочно-ультраосновных массивов с щелочными кимберлитами, карбонатитами и разнообразными пикритами, склонны объединять эти группы пород в единую щелочно-ультраосновную формацию на основании генетического единства исходной магмы (Францессон, 1968; Кухаренко и др., 1971; Милашев, 1972).

Л. С. Егоров (1970), рассматривая формационную принадлежность разнообразных пород Маймеча-Котуйского района, приходит к выводу, что интрузии ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов представляют собой самостоятельную формацию в ряду других разновозрастных формаций. В свою очередь, Е. В. Свешникова (1973) предлагает выделять сообщества пород центральных магматических комплексов. К числу наиболее типичных сложных сообществ она относит: а) ультраосновные и щелочные породы интрузий Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской провинций, некоторые массивы Африки и Бразилии; б) ультраосновные—гранитоидные—щелочные породные ассоциации, примером которых могут служить массивы Алданской провинции (Кондер, Инагли, Чад).

Как известно (Ельянов, Моралев, 1961, 1972; Корчагин, 1972; Богомолов, 1963), некоторые интрузии центрального типа на Алданском щите (например, интрузии Инагли, Кондер, Чад) состоят из дунитовых «ядер» и кольцевых периферических интрузий габброидного и сиенитового состава. Подобного рода интрузии центрального типа с «ядрами» ультрабазитов встречаются и в складчатых областях. Так, Х. П. Тейлор Дж. А. Нобл (1963_{1,2}) и П. Дж. Уилли (1972) выделяют на Аляске пояс ультраосновных тел, среди которых многие имеют цилиндрическую форму и зональное расположение пород. Дунитовые «ядра» занимают в таких массивах центральное положение, сменяясь к периферии оливинитовыми и роговообманковыми перидотитами и пироксенитами. Внешняя зона таких массивов представлена разнообразными габбро (от диоритов до роговообманковых габбро и норитов). Массивы подобного строения встречаются и в других складчатых районах мира (Тейлор, Нобл, 1963₂; Уилли, 1972). Эти исследователи считают, что порядок внедрения пород в массивах Аляски был антидромным, от кислых пород к ультраосновным, с чем не согласен Уолтон (Walton, 1951). В отдельных случаях отмечается крутое задираание полого залегающих вмещающих пород в контакте с дунитовыми телами (Раген, 1972).

Геологические наблюдения (Рожков и др., 1962) и данные абсолютного возраста (Ельянов, Моралев, 1961; Кононова, Свешникова, 1971; Кухаренко и др., 1971, и др.) свидетельствуют о возможности значительного перерыва между внедрением ультраосновных и щелочных пород и длительностью существования очагов щелочной магмы на протяжении десятков и даже сотен миллионов лет, как это имеет место для щелочных пород интрузии Ковдор (Кононова, Свешникова, 1971). Для Кургинского массива на Кольском полуострове разрыв во времени между внедрением ультрабазитов и щелочных пород равен двум миллиардам лет (Кухаренко и др., 1971), а для интрузий Инагли и Кондер на Алданском щите этот разрыв исчисляется примерно 500 млн. лет (Корчагин, 1972; Ельянов, Моралев, 1961). Все это позволило А. А. Ельянову (1968) предложить выделение самостоятельной формации «древних ультраосновных ядер» и более молодого комплекса щелочных пород.

Результаты определений абсолютного возраста пород из интрузий Маймеча-Котуйской и Алданской провинций приводятся в табл. 25. Как следует из этой таблицы, основная масса анализов относится к щелочным или основным породам, в то время как данные для ультрабазитов единичны. Для ультрабазитов (дунитов и оливинитов) Маймеча-Котуйского района такие данные отсутствуют вообще. Поэтому можно только предполагать возможность разрыва во времени между внедрением оливинитовых тел, метаморфизирующих терригенно-карбонатные толщи кембрия, и щелочными породами, прорывающими оливиниты. Для Гулинского плутона такой разрыв, если он есть, должен быть минимальным, так как ультрабазиты массива прорывают и термально метаморфизуют вулканогенные толщи пермо-триаса (236 млн. лет), и такой же или близкий возраст имеют щелочные породы массива (220—240 млн. лет).

Из приведенной выше краткой характеристики следует, что ассоциации ультрабазитов со щелочными (основными) породами и карбонатами представляют собой совокупность гетерогенной серии пород, объединенных общностью сонахождения. Все они, за редким исключением, образуют интрузии центрального типа, характеризующиеся очень пестрым петрографическим набором пород, но определенной последовательностью их формирования: ультрабазиты — щелочные или основные породы разнообразного состава — карбонатиты. Нередко наблюдается зональное (кольцевое) расположение пород различного состава, а в экзоконтактных зонах интрузивных тел отмечается развитие, иногда значительное, фенитизированных пород.

Результаты определений абсолютного возраста различных пород из некоторых интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов

| Местонахождение, массив | Минерал, порода | Абсолютный возраст (млн. лет) | Литературный источник |
|---------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------|
| Сибирская платформа, Гулинский | 1. Флогопит из апомелилитовой породы | 220 | Прохорова и др., 1966 |
| | 2. Флогопит из пегматоидной нефелин-пироксеновой породы | 240 | » |
| | 3. Шонкинит | 245 | » |
| | 4. Щелочной сиенит | 240 | » |
| | 5. Трахит из дельканской свиты | 236 | Черепанов, Муррина, 1966 |
| Одихинча | 1. Флогопит из пегматоидной флогопит-диоксидовой жилы | 245 | Прохорова и др., 1966 |
| | 2. Флогопит из нефелин-пироксеновой жилы | 245 | » |
| | 3. Флогопит из оливинита | 225 | » |
| Бор-Урях Маган | Флогопит из оливинита | 225 | » |
| | Флогопит из пегматоидной нефелин-пироксеновой породы | 235 | » |
| Кольский полуостров, Кургинский | 1. Биотит из щелочной породы | 404 | Кухаренко и др., 1971 |
| | 2. Биотит из биотит-плагноклаз-амфиболовой породы | 430 | » |
| | 3. Биотит из биотит-пироксенового сиенит-порфира | 432 | » |
| | 4. Керсутит из амфибол-плагноклазовой породы | 405 | » |
| | 5. Пироксен из пироксенитов гипербазитового массива | 2440 | » |
| Алданский щит, Кондер | 1. Микроклин-пертит из гранитного пегматита | 155 | Ельянов, Моралев, 1961 |
| | 2. Ортоклаз-пертит из щелочного пегматита | 90 | » |
| | 3. Биотит из биотит-пироксеновой породы | 650 | » |
| Инагли | 1. Шонкинит | 105 | » |
| | 2. Щелочной сиенит | 140 | » |
| | 3. Дунит (?) | 600 (?) | Корчагин, 1972 |
| Массив Чад | Биотит из диорита | 160 | Богомолов, 1963 |

Петрографический состав и количественные соотношения пород, слагающих массивы, могут значительно изменяться от преобладания тех или иных разновидностей до их полного исчезновения. В первую очередь это относится к ультраосновным породам, которые полностью отсутствуют в составе большинства подобных интрузий на территории Африки, Америки и Фенноскандии. Только на севере Сибирской платформы, на Кольском полуострове, на Алданском щите и в складчатых областях ультраосновные породы (дуниты, оливиниты) слагают преобладающую или значительную часть объема некоторых массивов данного типа.

Не исключено, что внедрение интрузивных фаз было иногда значительно разорвано во времени, а формирование сходных по составу фаз, например щелочных пород, происходило на протяжении длительного периода, исчисляемого многими миллионами лет (Кононова, Свешникова, 1971). Во всех случаях расположение интрузивных тел подобного строения контролируется зонами активизации глубинных разломов на платформах, щитах и в складчатых областях, а также зонами сквозьеструктурных разломов типа великих разломов восточной Африки.

Таким образом, интрузии центрального типа устойчивых и складчатых областей обладают сходными морфологическими чертами и целым рядом общих вещественно-структурных признаков.

Если рассматривать магматическую формацию как ...«парагенез магматических пород и слагаемых ими тел, обладающих некоторой степенью внутренней геологической связанности...» (Ю. А. Кузнецов, 1973, стр. 4), то в состав выделяемой им (Кузнецов, 1964) формации центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами следует включить также и упомянутые выше интрузии центрального типа складчатых областей. В этом случае в понятие «формация» не вкладывается какой-либо генетический смысл или стремление ограничить ее распространение рамками той или иной тектонической области. Понятие формация приобретает широкий региональный смысл.

По-видимому, следует несколько расширить наименование формации и называть ее формацией центральных интрузий ультраосновных, основных и щелочных пород (или ультрабазитов, щелочных и основных пород). Для обособленных районов подобного магматизма следует выделять комплексы, как более дробные единицы формационного подразделения, обладающие общностью признаков, присущих не только формации в целом, но и данному комплексу. Такими признаками могут быть прежде всего особенности петрографического и петрохимического состава пород, что может быть отражено в названии комплекса. Например, для Маймеча-Котуйского района Сибирской платформы и для Кольского полуострова в составе формации следует выделить комплексы центральных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, для Алданского щита — ультрабазитов и щелочных пород, для складчатых областей — ультрабазитов и основных пород.

Внутри комплекса в зависимости от количественных соотношений пород в массивах можно выделять, как это было предложено ранее Ю. А. Кузнецовым (1964), наиболее характерные типы породных ассоциаций. В составе Маймеча-Котуйского комплекса можно выделить центральные интрузии существенно оливинитового (Бор-Урях), карбонатитового (Ессей) или щелочного (уртит-пйолит-мельтейгитового) состава (Немакит, Маган, Далбыха и др.), а также массивы, состоящие из оливинитов, щелочных пород и карбонатитов (Одихинча, Кугда). Подобное же деление массивов по ассоциациям пород можно провести и для других комплексов данной формации.

Широко развитые на севере Сибирской платформы кимберлиты относятся, по Ю. А. Кузнецову (1964), к одноименной формации. Формация кимберлитов имеет в достаточной степени четкие ограничения по составу пород, формам залегания и расположению в пределах устойчивых зон земной коры. Для кимберлитов в целом характерны ультраосновной состав с несколько повышенной щелочностью и довольно однообразный набор породообразующих минералов. Главным образом это оливин, менее моноклинный пироксен, пироп, флогопит, пикроильменит, перовскит, апатит, магнетит, монтичеллит и др. Как правило, кимберлиты интенсивно замещаются серпентином и карбонатом. Кимберлитовые брекчии содержат многочисленные обломки вмещающих и метаморфических пород чехла и фундамента, а также ксенолиты ультраосновных пород, вынесенных из глубин верхней мантии. Наличие в составе кимберлитов алмазов, пироба и обломков вещества верхней мантии свидетельствует о глубинном происхождении кимберлитовых расплавов. Весьма характерна морфология кимберлитовых тел. Преимущественно это небольшие по размерам тела трубчатой формы, сложенные кимберлитовой брекчией, и реже дайковые тела с раздувами, пережимами, полосчатым строением и т. д. Дайковые тела нередко сложены монокристаллическим (интрузивным) кимберлитом.

Разносторонняя характеристика кимберлитовой формации дана в многочисленных статьях и монографиях, часть которых приведена в списке литературы.

На севере Сибирской платформы имеется еще одна обширная группа пород щелочно-ультраосновного состава. К ней принадлежат разнообразные по составу пикриты, бесполовошпатовые пикритовые порфириты, анкаратриты, лимбургиты, монтичеллитовые пикриты и т. д., а также так называемые кимберлитоподобные породы. Все они имеют порфировую структуру, содержат переменное количество вкрапленников магнезиального оливина, иногда совместно с вкрапленниками клинопироксена, погруженных в стекло щелочного состава или в тонкозернистый агрегат минералов, представленных титанистым клинопироксеном, керсутитом, биотитом, менее меллилитом, нефелином или монтичеллитом. В составе аксессуаров преобладают ильменит, титаномагнетит, менее хромит, апатит, перовскит и др. Пикриты образуют преимущественно дайковые тела небольших размеров, основная масса которых сосредоточена в районах развития кимберлитового магматизма и в пространственной близости с интрузиями ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Выделение этих пород в отдельную формацию (или комплекс) дайковых пикритов нам кажется необходимым в силу того, что эти дайковые тела представляют собой вполне самостоятельные образования (Егоров, 1971; Жабин, Сурина, 1970), дающие переходы как к заведомо щелочным породам, так и к кимберлитам, с которыми их иногда объединяют (Милашев, 1971) или выделяют группу кимберлитоподобных пород.

Таким образом, среди интрузивных проявлений ультраосновного магматизма на севере Сибирской платформы можно выделить формацию центральных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, формацию кимберлитов и предположительно формацию пикритов, границы и масштабы развития которой пока еще четко не определены.

Вышеизложенный материал позволяет сделать следующие основные выводы

1. Ультраосновные породы играют значительную, а иногда и ведущую роль в строении сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов севера Сибирской платформы.

Особое положение среди этих интрузий занимает Гулинский ультраосновной плутон, представляющий собой, по нашим наблюдениям, мощную полого залегающую пластину с псевдослоистым строением. В обнаженной части массива сверху вниз по разрезу интрузии располагаются меймечиты, перидотиты и дуниты, обладающие общностью минералогическими, петрографическими, петрохимическими, геохимическими и текстурно-структурными признаками. Установлено, что так называемые «туфы» меймечитов, в том числе с полосчатой текстурой, представляют собой интенсивно серпентинизированные брекчии и псевдобрекчии одноименных монолитных пород и по своим особенностям (по форме, размерности и характеру сортировки обломков, наличию полосчатых текстур, степени измененности и т. д.) аналогичны «туфам» из кимберлитовых трубок.

Аналогом подобных тел ультрабазитов могут служить меньшие по размерам пластовые интрузии меймечит-перидотитов Сихотэ-Алиня (Мартынюк, 1973), также имеющие меймечитовые зоны закалки, псевдослоистое внутреннее строение и горизонты туфоподобных пород меймечитового состава в брекчированных участках эндоконтактных зон.

В составе других интрузий Маймеча-Котуйского района ультрабазиты, если они есть, представлены структурно однородными оливинитами, присутствующими в различных количественных соотношениях с другими породами.

Особый петрологический интерес для выяснения вопросов механизма формирования ультраосновных массивов центрального типа представляют интрузии, в составе которых оливиниты преобладают (Бор-Урях) или составляют значительную часть их объема (Кугда, Одихинча). Обширную информацию о механизме формирования ультраосновных тел района дают также дайки меймечитов и пикритовых порфиритов.

Следует особо подчеркнуть, что такие существенно ультрабазитовые интрузии, как Гулинская и Бор-Урях, оказывают на вмещающие их вулканогенные и терригенно-карбонатные породы термальное воздействие, преобразуя их в роговики высокотемпературной пироксен-роговиковой фации метаморфизма.

2. По совокупности петрохимических и геохимических признаков, выявленных различными методами, ультраосновные породы Маймеча-Котуйского района подразделяются на три группы.

Первая из них объединяет ультрабазиты Гулинского плутона (дуниты, перидотиты, меймечиты), обладающие только им присущими особенностями химизма: недосыщенностью кремнеземом, относительно высо-

кой железистостью и магнезиальностью, одновременным присутствием высоких содержаний титана, хрома и никеля. Вторая группа пород включает в себя оливиниты других интрузий района со свойственными им чертами сходства и существенных различий с ультрабазитами Гулинского массива. К третьей группе собственно щелочно-ультраосновных пород принадлежат пикритовые порфириты района, отличающиеся от сходных с ними по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям меймечитов меньшей магнезиальностью, высокой щелочностью, обогащенностью титаном, редкими землями и некоторыми элементами-примесями, а также очень низким содержанием хрома и никеля.

Сопоставление ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района с одноименными или близкими по составу породами из других регионов, проведенное методами петрохимии, статистики и логико-дискретного анализа, выявило как признаки сходства, так и значимые различия химических составов однотипных ультраосновных пород различных формаций и комплексов.

3. Весь комплекс проведенных исследований (геологические наблюдения, минералого-петрографическое и петрохимическое изучение пород, микроструктурный анализ, выявивший отчетливую линейную и плоскостную ориентировку породообразующих минералов, гомогенизация расплавных включений в оливинах, наличие «горячих» контактов с вмещающими породами, превращенными в роговики, и т. д.) свидетельствует о том, что формирование ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района на современном эрозионном уровне происходило в процессе внедрения и кристаллизации гетерогенных (состоящих из кристаллов оливина и жидкости) ультраосновных расплавов, имевших к началу кристаллизации оливина температуру не ниже 1500—1600° С.

Для ультраосновных пород Гулинского плутона состав такого исходного расплава вероятнее всего соответствовал составу меймечита. Оливиниты других интрузий, по-видимому, формировались из ультраосновных расплавов, близких к составу этих пород, т. е. содержащих повышенные количества железа, титана, алюминия, кальция, щелочей и летучих компонентов. Последние составляют значительный объем многочисленных флюидрасплавных включений, насыщающих кристаллы оливина в пегматоидных жилах оливинитов. Не исключено, что формирование таких пегматоидных тел происходило при участии остаточных порций расплава, обогащенных летучими и легкоплавкими компонентами. Пикритовые порфириты кристаллизовались из гетерогенных ультраосновных расплавов, обогащенных щелочами, минимальное количество которых в жилках стекла с вкрапленниками магнезиального оливина равно 1,0—1,5 вес. %, что близко к среднему содержанию щелочей в этих породах.

4. Общеизвестно, что ультрабазиты являются наиболее ранней интрузивной фазой в процессе формирования многообразия пород, слагающих сложнопостроенные массивы севера Сибирской платформы и других регионов.

Щелочные породы и карбонатиты всегда формируются после ультрабазитов и представляют собой самостоятельные проявления щелочного магматизма и метасоматоза, что подтверждается ниже следующими фактами.

Среди интрузий этой формации можно выделить существенно оливинитовые массивы, в которых щелочные породы (и карбонатиты) образуют одиночные тела небольших размеров и зоны метасоматитов (Бор-Урх, Лесная Варака), а также интрузии, в строении которых щелочные породы составляют значительный процент их объема (Кугда, Ковдор) или преобладают (Одихинча) вплоть до полного исчезновения ультрабазитов (Немакит, Маган и др.).

Между внедрением ультраосновных тел и формированием щелочных пород по данным абсолютного возраста в ряде случаев отмечается разрыв во времени, исчисляемый сотнями миллионов лет (Корчагин, 1972; Кухаренко и др., 1971; Ельянов, Моралев, 1961). Процесс формирования щелочных пород, в свою очередь, может происходить в течение многих десятков и даже сотен миллионов лет (Кононова, Свешникова, 1974).

Наблюдаемые минеральные парагенезисы свидетельствуют об активном преобразовании ультраосновных пород под воздействием щелочных растворов в разнообразные метасоматиты вплоть до появления магматических щелочных пород (процесс магматического замещения). Развитие мощных зон фенитизированных пород вокруг некоторых интрузий связывается с этим же потоком щелочных эманаций (Сергеев, 1967).

Таким образом, конкретные геологические наблюдения и соображения общего порядка, основанные на результатах экспериментальных работ, имеющих отношение к щелочно-ультраосновному магматизму, не позволяют расценивать проявления щелочных пород в сложных интрузиях как результат дифференциации исходного (мантийного) расплава ультраосновного или щелочно-ультраосновного состава.

Вероятнее всего колонны внедрившихся ультраосновных магм могли воздействовать на боковые породы таким образом, что в процессе теплообмена на определенных глубинах могли возникать очаги несколько более поздних специфических по составу магм, развитие которых поддерживалось подтоком глубинных флюидов. Колонны ультраосновных пород использовались при этом как тепловые флюидопроводники для миграции щелочных растворов, активность которых возрастала при взаимодействии с основной средой и приводила в конечном счете к метасоматическому и магматическому замещению ультраосновных пород щелочными. Дальнейшее функционирование этих очагов могло приводить и к самостоятельным проявлениям щелочного магматизма. По-видимому, аналогичные результаты должны возникать при активизации щелочей в растворах в среде ультраосновных пород и при временном разрыве в проявлениях ультраосновного и щелочного магматизма.

5. В процессе метасоматического преобразования ультрабазитов щелочными растворами в них происходит локальная концентрация таких минералов, как магнетит (титаномагнетит), флогопит, клинопироксен, хризолит, апатит и др., образующих иногда крупные месторождения одноименных руд (Гулинское, Одихинча, Кугда, Бор-Урях, Ковдор, Инагли и др.). Кроме того, ультрабазиты нередко являются вмещающими породами по отношению к щелочным и карбонатитовым проявлениям, с которыми также взаимосвязаны концентрации таких полезных ископаемых, как апатит, магнетит, флогопит, редкие земли и т. д.

- Абдуллин А. А. и др. Центральные-кольцевые структуры Казахстана, их типы и механизм формирования.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1972, № 1, с. 3—18.
- Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов.— «Сов. геология», 1965, № 10, с. 50—66.
- Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Щербакова М. Д., Истомин В. Е. Диагностика магнетита в оливинах методом электронного парамагнитного резонанса.— «Геол. и геофиз.», № 7, 1973, с. 99—102.
- Акимов А. П., Генштафт Ю. С. Условия формирования разнофациальных кимберлитов Сибирской платформы.— «Бюлл. МОИП», 1972, т. 47, № 2, с. 95—107.
- Андреев Г. В. Ковдерская интрузия центрального типа в пределах Алданской плиты.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Андреев Г. В. Происхождение сынырского комплекса нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (Северное Прибайкалье). Автореф. докт. дисс. М., ВИМС, 1971, 48 с.
- Артемов В. Р. Серпентиниты и типы серпентинизации. Автореф. докт. дисс. Л., 1970, 48 с.
- Атласов И. П. Схема развития структуры северной части Сибирской платформы.— «Информ. бюлл. НИИГА», 1958, вып. 7, с. 17—23.
- Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы.— «Тр. НИИГА». Л., Гостоптехиздат, 1960, т. 106, 169 с.
- Атласов И. П., Полькин Я. И. Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы.— «Тр. НИИГА, регион. геол.», 1969, вып. 14, с. 83—98.
- Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений. Коллектив авторов: Додин Д. А., Батуев Б. Н., Митенков Г. Н., Изюмко В. М. Л., «Недра», 1971, 560 с.
- Афанасьев Б. В., Сулимов Б. П., Терновой В. П. Схема формирования Ковдорского массива ультраосновных щелочных пород (Кольский полуостров).— «Изв. высш. учебн. заведений, геол. и разведка», 1970, № 11, с. 83—90.
- Базилевский А. Т. К вопросу о температуре внедрения ультраосновных интрузий.— «Геохимия», 1966, № 4, с. 404—410.
- Базилевский А. Т., Уханов А. В. Температура плавления гипербазитов и температура кристаллизации гипербазитовых расплавов.— «Геохимия», 1967, № 12, с. 1500—1503.
- Балашов Ю. А., Шарапкин Д. Я. Генетическое значение редкоземельных элементов в породах ультраосновных—щелочных серий.— «Геология», 1966, № 1, с. 48—60.
- Багдасаров Э. А. О явлениях нефелинизации, флогопитизации и перовскитизации в комплексе ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудопроявлении. М., «Недра», 1966, с. 127—132.
- Багдасаров Э. А., Орлова М. П. О направленности явлений метасоматоза в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 318—327.
- Багдасаров Э. А., Нечаева Е. А., Фролов А. А. Пикритовые порфириты комплексных щелочно-ультраосновных массивов, их генезис и взаимоотношение с карбонатитами.— «Бюлл. МОИП», 1971, т. 46, № 1, с. 101—106.
- Бейли Б. Введение в петрологию. М., «Мир», 1972, 279 с.
- Бейли Д. К., Шерер Дж. Ф. Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при давлении 1 атм и петрогенезис щелочных пород.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным эксперимент. исследований. Л., «Недра», 1970.
- Белов И. В., Белов Б. И. О длительности остывания интрузивных тел в земной коре.— В кн.: Математические методы в петрологии и геохимии. М., «Наука», 1970.
- Белякина Е. Д. К вопросу о железистости слюд.— В кн.: Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторожд. неметаллич. полезн. ископ., связан-

ных с формацией гипербазитов. М., АН СССР, ИГЕМ, 1971, с. 63—67 (Тезисы докладов).

Благулькина В. А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири. — «Сов. геология», 1969, № 7, с. 60—71.

Благулькина В. А. О химическом составе кимберлитов. — «Геохимия», 1971, № 1, с. 122—126.

Бобривич А. П. К познанию вещественного состава ультраосновного слоя Земли на основании изучения включений пирропсодержащих ультраосновных пород в кимберлитах. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 3, с. 99—115.

Бобривич А. П., Дьяков А. Г. Геологические предпосылки и поисковые признаки алмазных месторождений. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 30—38.

Бобривич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация Северной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 341—417.

Бобривич А. П., Илущин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харькин А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., «Недра», 1964, 191 с.

Богатиков О. А., Годлевский М. Н., Петров В. П. Основные задачи исследования базитов. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 5—17.

Богатков О. Л., Карнов О. В., Печерский Д. М., Шаронов З. В. Гомогенизация титаномагнетитов и восстановление состава первичного титаномагнетита. — «Изв. АН СССР (физика Земли)», 1971, № 7, с. 68—80.

Богомолов М. А. Чадский массив — новый ультраосновной—щелочной интрузив на Алданском щите. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 5, с. 1150—1154.

Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. — В кн.: Метасоматизм и др. вопросы физико-химич. петрологии. М., «Наука», 1968, с. 312—364.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966, 224 с.

Борисенко Л. Ф., Ланин А. В. О концентрациях элементов примесей в титаномагнетите и магнетите эндогенных месторождений различных типов. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 6, с. 1441—1444.

Борисенко Л. Ф., Миллер А. Д., Флшер Э. И. О распространении золота в ультрабазитах. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 188—197.

Бородин Л. С. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолитов-мельтейгитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 6, с. 48—58.

Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных—щелочных пород. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горячих пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, ч. 1, с. 501—523.

Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые шениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 8, с. 23—43.

Бородин Л. С. К проблеме океанических базальтоидных серий. — «Сов. геология», 1968, № 6, с. 177—179.

Бородин Л. С. Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 16—33.

Бородин Л. С. Щелочные породы — индикаторы земных глубин. — «Природа», 1971, № 5, с. 62—72.

Бородин Л. С., Диков Ю. П. Высокотемпературный гидротермальный синтез нефелина и флогопита. — В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования. М., «Наука», 1970.

Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 5.

Бородин Л. С., Капустин П. Л., Ланин А. В., Жабин А. Г. Роль процессов метасоматического изменения гипербазитов в формировании комплексных массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 118—127.

Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзев А. А., Осокин Е. Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 17—32.

Брончусев В. В., Брончусев В. Вад. Механизм образования диашировых структур. — «Труды Всесоюз. заоч. политехн. ин-та», вып. 74, 1972, с. 3—15.

Булькина Л. В., Булькина Л. Д. Клинопироксенизация — основной метасоматический процесс в альпийских гипербазитах Южного и Среднего Урала. — В кн.: Геология и полезн. ископ. Урала. Свердловск, 1971, с. 116—118.

Бутакова Е. Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. — «Труды НИИГА», 1956, т. 89, вып. Б, с. 201—249.

Бутакова Е. Л. О роли метасоматоза в образовании щелочных пород. «Минералогический сборник Львовск. геол. об-ва», Львов, 1959, № 13.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 417—590.

Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. Каменская магматическая провинция щелочных пород.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 157—170 (Тр. НИИГА).

Васильев Ю. Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона (север Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 7—25.

Васильева М. Н. О тектонике северо-восточного склона Анабарской антеклизы.— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-вост. части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 7—16.

Васильев Ю. Р., Велинский В. В., Дмитриев А. Н. Количественная оценка качественных различий химических составов разнотипных гипербазитов (методом логико-дискретного анализа).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 57—64.

Васильев Ю. Р., Гулецкая Э. С., Золотухин В. В., Коненко В. Ф., Рябов В. В. Сопоставление серии флогопита—биотита из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского и Норильского районов.— В кн.: Материалы по генетич. и эксперимент. минералогии. Новосибирск, «Наука», 1974, т. 8.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О генезисе меймечитов Гулинского плутона.— «Матер. IV Всесоюз. петрографич. совещания». Баку, 1969, с. 241—243.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Меймечиты Гулинского плутона.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 4, с. 134—140.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Дайки меймечитов Гулинского плутона.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 36—55.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Ультраосновные пегматонды некоторых оливинитовых интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Матер. по генетич. и эксперимент. минералогии. Новосибирск, «Наука», 1974, т. 8.

Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Гипотеза органического происхождения алмазов.— «Тр. ЯФ СО АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 14.

Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Происхождение алмазов. М., «Недра», 1968, 259 с.

Велинский В. В., Пинус Г. В. Оливины с совершенной спайностью в гипербазитах Чукотки.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 4, с. 890—893.

Велинский В. В., Пинус Г. В. Оливины со спайностью и их петрогенетическое значение.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 5, с. 46—55.

Велинский В. В., Агафонов Л. В., Пинус Г. В. Кальцийсодержащие оливины форстерит-фаялитового ряда.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 9, с. 135—142.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 1, с. 203—207.

Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунит-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала.— «Петрографический сборник». Л., 1957, № 2 (Материалы ВСЕГЕИ).

Виноградская Г. М. Некоторые жильные образования Войкар-Сыньинского перидотитового массива на Урале.— «Минералогический сборник», 1961, № 12, вып. 45 (Материалы ВСЕГЕИ).

Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 3—22.

Виленский А. М. Петрология интрузивных трапш севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, с. 270.

Виленский А. М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в основных силикатных расплавах.— В кн.: Геология и петрология интрузивных трапш Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 102—120.

Вировлянский Г. М. К вопросу о механизме формирования конических и кольцевых интрузий Хибин.— «Научно-технич. информ. Госкомитета СМ СССР по химии», 1962, вып. 1—2.

Вистеллиус А. Б. Структурные диаграммы. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. ИЛ, 1949, 657 с.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953, 561 с.

Волосатов А. А., Полькин Я. П. Геологическое строение бассейнов нижнего течения рек Маймечи и Котуй.— «Тр. НИИГА», т. 47, 1952.

Волотовская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Волохов И. М. Опыт количественно-минералогической классификации базитов и гипербазитов известково-щелочных габброидных ассоциаций.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 3, с. 688—690.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1963, 100 с.

- Воробьева О. А.** Проблемы щелочного магматизма.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 76—83.
- Воробьева О. А., Ефремова С. В.** О классификации и номенклатуре горных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 13—20 (Рекомендации МГК, Монреаль, Канада, 1972).
- Гансеева Г. М.** Положение кимберлитов в генетической классификации горных пород.— «Бюлл. ВСЕГЕИ», 1958, № 1.
- Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П.** Возможные пути эволюции глубинного вещества Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 9, с. 3—10.
- Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П.** Превращения меймечита при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 12, с. 31—42.
- Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Фарберов А. И., Рябинин Ю. Н.** Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 2, с. 441—444.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я.** Экспериментальные исследования глубинного магнезиообразования.— «Бюлл. МОИП», 1971, т. 46, № 4, с. 31—39.
- Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, 447 с.**
- Гинзбург И. В.** Обзор систематики пироксенов.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Недра», 1970, с. 5—40.
- Гинзбург А. И., Эйнштейн Е. М.** Карбонатитовые месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.
- Глаголев А. А.** Алломосилкатные метасоматиты массива Арбарастах (Алдан) и других щелочно-ультраосновных массивов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., «Недра», 1970, с. 327—335.
- Глазунов О. М., Афонин В. П., Перфильева А. А., Фролова Л. П.** Первичная форма концентрации К и Na в гипербазитах.— «Геохимия», 1973, № 4, с. 622—625.
- Глазунов О. М., Сутурин А. Н., Глазунова А. Д., Мехоншин А. С.** Генезис и геохимические особенности пироксенов Восточного Саяна.— В кн.: Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Вост. Сибири. М., «Наука», 1973, с. 56—81.
- Годлевский М. Н.** Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.
- Годлевский М. Н.** Проблемы базитов.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 89—93.
- Годлевский М. Н., Кравцов Г. С., Сливко В. М.** Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый метаморфизм углей вблизи трапловых интрузивов.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 6—25.
- Гольдбурт Т. Л.** Меймечиты Гулинской интрузии.— «Тр. НИИГА», 1959, вып. 11, т. 105.
- Гольдбурт Т. Л.** Ювелирный хризолит из интрузии Кугда.— «Зап. ВМО», 1969, ч. 98, № 4, с. 498—502.
- Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А.** Месторождение флогопита Одихинча на севере Сибирской платформы.— «Тр. НИИГА», 1963, т. 134.
- Гоньшакова В. И.** Базит-гипербазитовый магматизм в истории развития древних платформ (на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 13—19.
- Гоньшакова В. И., Егоров Л. С.** Петрогеохимические особенности ультраосновных—щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968, 99 с.
- Грейтон Л. К.** Предположения о вулканическом тепле. М., ИЛ, 1949, 166 с.
- Грин Д. Х.** Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, с. 242—261.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др.** Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 334.
- Гурулев С. П., Самбуев К. С., Шагжиев К. Ш.** О метасоматической зональности пород северо-восточного контакта Шаманского ультраосновного массива (Средне-Витимская горная страна).— В кн.: Матер. по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ, 1970.
- Гусев Б. В.** Палеомагнитные данные о возрастных взаимоотношениях долеритов и щелочно-ультраосновных пород в районе нижнего течения р. Котуй.— «Индформ. бюлл. НИИГА». Л., 1961, вып. 24.
- Гусев Б. В.** Палеомагнитная корреляция и возрастные взаимоотношения магматических образований Маймеча-Котуйской провинции. В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 15—29 (Тр. НИИГА).
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. Т. 1—5. М., «Мир», 1965—1967.
- Дмитриев Л. В.** Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дисс. М., 1973, 48 с.
- Добрецов Н. Л., Зуенко В. В., Харьков А. Д.** Факторы и типы алмазности кимберлитовых трубок Якутии.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 7, с. 31—39.

- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, 452 с.
- Домнинова А. М. О классификации интрузивных горных пород.— «Бюлл. МОИП», 1972, № 6, с. 86—88.
- Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Теплообмен в магматических процессах. Новосибирск, «Наука», 1972, 124 с.
- Дудкин О. Б. Постмагматические изменения в ийолит-уртитах Хибинского массива.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 129—142.
- Дожиков О. А. О пикритовых базальтах Норильского района.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6, с. 1406—1410.
- Егоров Л. С. К проблеме нефелинизации и железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза в интрузивных щелочных и ультраосновных породах.— «Тр. НИИГА», 1960, т. 114, с. 102—118.
- Егоров Л. С. К вопросу о происхождении флогопит-оливиновых и родственных им пород в сложных щелочно-ультраосновных массивах.— «Геология рудных месторождений», 1964, № 4, с. 33—44.
- Егоров Л. С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород.— В кн.: Глубинные разломы. Л., «Недра», 1964, с. 166—178.
- Егоров Л. С. К петрологии меллититовых пород.— «Зап. ВМО. Вторая сер.», 1966, ч. 95, вып. 4, с. 401—411.
- Егоров Л. С. Меллититовые породы Маймеча-Котуйской провинции.— «Тр. НИИГА». Л., «Недра», 1969, т. 159, 247 с.
- Егоров Л. С. Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 134—157 (Тр. НИИГА).
- Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. О форме и механизме образования Гулинской интрузии.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 107, вып. 12, с. 3—25.
- Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии.— В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных—щелочных пород. Госгортехиздат, 1961, т. 122, с. 3—115 (Тр. НИИГА).
- Егоров Л. С., Рудяченко В. М., Сурина Н. П. О структурно-геологическом положении ультраосновных—щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 1, с. 153—157.
- Егоров Л. С., Сурина Н. П. О пространственно-временной связи различных типов платформенного магматизма.— В кн.: Магматизм, формации кристал. пород и глубины Земли, ч. I. М., «Наука», 1972.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд. ЛГУ, 1953, 309 с.
- Елисеев Н. А., Кавардин Г. И., Юдин Б. А. Оливины в ультраосновных и основных породах Кольского полуострова.— «Вести. ЛГУ», 1960, вып. 2, № 12, с. 5—15.
- Ельянов А. А. О формационной принадлежности центральных интрузивных массивов с дунитовыми ядрами.— В кн.: Геологические формации. Л., «Недра», 1968.
- Ельянов А. А. О цикличности магматического процесса при образовании массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология и полезн. ископ. зарубежных стран (тезисы докл.). М., 1970.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 3, с. 687—689.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. О глубинах формирования хромово-платинового оруденения в интрузивных типах дунитовых штоков.— В кн.: Современное состояние учения о месторожд. полезн. ископаемых. Ташкент, 1971 (Матер. Всесоюз. межвуз. конф.).
- Ельянов А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 32—40.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. К вопросу о глубинном строении Билымахского вулканоплутона.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 1, с. 134—137.
- Ефимов И. А. Ультраосновные щелочные породы и карбонатиты Кокчетавской глыбы и полезные ископаемые, связанные с ними.— В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968, т. 1.
- Ефимов А. А. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 14—30.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 13. М., «Недра», 1967, 336 с.
- Жабин А. Г. О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных—щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 159—193.
- Жабин А. Г., Самсонова Н. С. Пикритовые порфириты в трубках взрыва карбонатитового комплекса.— «Бюлл. МОИП», 1968, т. 43, вып. 5, с. 101—108.
- Жабин А. Г., Сурина Н. П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва. М., «Наука», 1970, 203 с.

Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации. — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 50—90.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 4, с. 765—788.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. — «Зап. ВМО», 1947, ч. 76, № 1, с. 36—50.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960, 156 с.

Зеленко Н. Д. и др. Ультраосновные—щелочные интрузии Алданской антеклизы. — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.

Земин С. С. Дуинг-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихотэ-Алиня). — В кн.: Магматич. формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965.

Земин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973, 250 с.

Земин С. С., Страхов Г. Н., Щека С. А., Погорелова М. Г. О нахождении меймчитов в главном антиклинории Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, Изд. АН СССР ДВФ, 1965.

Зелоев К. К. Количественно-минералогическая классификация ультраосновных пород. — В кн.: Проблемы минералогии и петрографии. Л., «Наука», 1972, с. 158—167.

Зелотарев Б. П. Акцессорные минералы комплексных массивов ультраосновных и щелочных пород. М., «Наука», 1971, 167 с.

Зелогухин В. В. Применение микроструктурного анализа к изверженным породам эффузивного облика. — «Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики», 1960, вып. 19.

Зелогухин В. В. Основные закономерности протектонки и вопросы формирования рудоносных трапцевых интрузий. М., «Наука», 1964, 192 с.

Зелогухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности механизма образования рудоносных трапцевых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 230 с.

Зелогухин В. В., Васильев Ю. Р. К проблеме происхождения тахилитов в трапцах северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, 1969, т. 1, с. 269—292.

Зелогухин В. В., Васильев Ю. Р. Новые данные о так называемых «туфах» меймчитов. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 3, с. 641—645.

Зелогухин В. В., Васильев Ю. Р. К проблеме генезиса щелочных метасоматитов в интрузивных комплексах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — «Геол. и геофиз.», № 4, 1973, с. 32—41.

Зельников Г. В., Егоров О. С. Полосчатые текстуры в кимберлитовых породах из некоторых трубок Якутии. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 5, с. 64—71.

Иванкин П. Ф. О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 87—92.

Иванов А. П. Характер и развитие щелочного и ультраосновного магматизма на севере Сибирской платформы. — «Гр. НИИГА», 1960, т. 114, с. 147—158.

Иванов А. П. Стратиграфическое положение и некоторые особенности щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. — «Изв. высш. уч. заведений. Геол. и разведка», 1963, № 4, с. 56—66.

Иванов О. К. Ультраосновные пегматиты и связанные с ними образования в гипербазитах сарановского комплекса. — «Ежегодник Ин-та геол. и геохимии УФ АН СССР за 1970 г.», Свердловск, 1971, с. 19—20.

Илупин И. П. О некоторых особенностях химического состава кимберлитов. — В кн.: Геология и алмазность северо-восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Илупин И. П., Луцк Б. Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. — «Сов. геология», 1971, № 6, с. 61—68.

Ильвицкий М. М., Колбанцев Р. В. Парагенетические типы оливинов и статистический анализ их химизма. — «Зап. ВМО», 1968, ч. 97, вып. 6, с. 657—669.

Ишнин П. В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, «Наука», КазССР, 1972, 170 с.

Йодер Х. С. Натриевый меллит. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1971, т. 63—65, с. 33—36.

Йодер Х. С., Тилли К. Е. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965, 247 с.

Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 20—30.

Кадик А. А. Физико-химические условия отделения воды от магм при их движении к поверхности Земли. — «МГК, 24-я сессия». М., «Наука», 1972.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 267 с.

Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью. — «Геохимия», 1973, № 2, с. 163—177.

Кадик А. А., Ступанов Е. П. Моделирование температурных полей околомагматических тел значительной радиальной протяженности.— «Геохимия», 1970, № 1, с. 43—54.

Казаков А. Н. Методика динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов.— Автореф. докт. дисс. Л., 1968, 32 с.

Каминский Ф. В. Закономерности размещения кимберлитовых и (разнофациальных) родственных им пород на Сибирской платформе.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 5, с. 1187—1190.

Капустин Ю. Л. Петрология дайковой серии массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— «МГК, 24-я сессия, проблема 14 (Минералогия)». М., «Наука», 1972.

Карбонатиты. М., «Мир», 1969, 486 с.

Ковальский В. В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрографической классификации. М., Изд-во АН СССР, 1963, 184 с.

Ковальский В. В., Никишов К. Н. Некоторые вопросы генезиса ксенолитов в кимберлитах.— В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., «Наука», 1969.

Ковальский В. В., Никишов К. Н. Закономерности размещения и формирования интрузивных кимберлитовых тел северной части Якутской алмазоносной провинции.— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматич. образований северо-вост. части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 16—33.

Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., «Наука», 1969, 287 с.

Ковальский В. В., Никишов К. Н., Зельников Г. В. К вопросу о проблеме связи алмазоносности кимберлитов с их вещественным составом.— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматич. образований северо-вост. части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 48—64.

Когарко Л. Н., Рябчиков П. Д. Особенности дифференциации богатых летучими щелочными магм.— «Геохимия», 1969, № 12, с. 1439—1451.

Козлов И. Т. К геологии и петрографии кимберлитов Гвинеи.— «Сов. геология», 1966, № 6, с. 113—125.

Кононова В. А. О роли магматических и метасоматических процессов при формировании мэльтейгиг-уртитовых серий.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 33—52.

Кононова В. А., Свешникова Е. В. О связи щелочного магматизма с историей развития кольцевой структуры ковдорского типа (Кольский п-ов).— «Тр. Кольского фил. АН СССР», 1970, вып. 3.

Кононова В. А., Свешникова Е. В. О связи щелочного магматизма с историей развития центральной структуры ковдорского типа (Кольский п-ов).— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогеинных рудных месторождениях. Изд. 2-е. М., АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.

Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов пидкорского происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 69—75 (МГК, XXIII сессия).

Коржинский Д. С. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательности реакций при постмагматических процессах.— «Геохимия», 1966, № 7.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, 111 с.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., «Недра», 1970, с. 3—19.

Корчагин А. М. Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород (Южная Якутия).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 49—59.

Корчагин А. М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые.— В кн.: Арбастахский и Инаглинский массивы. М., «Недра», 1972.

Костровицкий С. П. Особенности формирования кимберлитовых трубок взрыва.— «Геол. и разведка», 1972, № 11, с. 35—43.

Костровицкий С. П., Владимиров Б. М. Энергетические расчеты к механизму образования кимберлитовых трубок.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 31—38.

Костюк В. П. О направленности кристаллизации щелочно-ультраосновных расплавов.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 10, с. 23—33.

Костюк В. П., Панина Л. И. О температурных условиях кристаллизации щелочных пород Гулянской интрузии.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 4, с. 919—921.

Кривов А. А. Жидкий щелочно-ультраосновной плутон (Восточный Саян). М., «Наука», 1970, 82 с.

- Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом.— В кн.: Рудносырьевые вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
- Кротова П. Н., Валев Б. М., Гафаров Р. А. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., «Наука», 1971, 392 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы мажмаконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—25.
- Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 8, с. 3—12.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и мажмообразования.— В кн.: Пробл. петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969, т. 1, с. 7—24.
- Кузнецов Ю. А., Шаранов В. Н., Меламед В. Г. О магматических фациях глубинности.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 7, с. 3—17.
- Курода Е., Мацухиса И. О кристаллической структуре оливина.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1970, т. 2, с. 169—181.
- Кутелин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 5, с. 87—93.
- Кутелин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969, с. 140.
- Кутелин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972, 208 с.
- Кухаренко А. А. Моноклинные пироксены щелочно-ультрасосновных пород Кольского полуострова.— «Уч. зап. ЛГУ, серия геологич.», 1962, вып. 13, с. 171—172.
- Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шивкарев Н. Ф., Орлова М. П. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита.— «Тр. Ленингр. об-ва естествоисп.», Л., «Недра», т. 72, вып. 2, 278 с.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультрасосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова Северной Карелии. М., «Недра», 1965, 772 с.
- Куширо И., Йодер Г. С. мл. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 294—300.
- Куширо И., Симидзу И., Накамура П. Частичное плавление перидотитов в присутствии воды и в безводных условиях при высоких давлениях и генезис мажм.— В кн.: Междунар. геохим. конгр. (Тезисы докл.). Т. 1. М., 1971.
- Куширо И., Шейер Ф. Новые данные по системе диоксид — форстерит — кремнезем.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1969, с. 52—62.
- Лавда Э. А. О генезисе меллититовых пород в щелочно-ультрасосновных массивах.— «Зап. ВМО», 1966, ч. 95, № 3, с. 297—308.
- Лавда Э. А. К проблеме генезиса нефелин-пироксеновых пород в щелочно-ультрасосновных массивах.— «Зап. ВМО», 1966, ч. 95, № 6, с. 652—654.
- Лавда Э. А. О генезисе ультрабазитов в интрузивных щелочно-ультрасосновных массивах Маймеча-Котуйской провинции.— «Зап. ВМО, вторая серия», 1967, ч. 96, № 4, с. 377—388.
- Лавда Э. А., Анисеева Л. И. О стадийности процессов метаморфизма на щелочно-ультрасосновном массиве Одихинча (север Сибирской платформы).— «Геол. и геофиз.», 1964, № 8, с. 34—44.
- Лавин А. В. Нефелинизация пироксенитов и жильные пйолиты в Ковдорском массиве ультрасосновных щелочных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 5, с. 9—23.
- Лавин А. В. Скапирование и щелочной метасоматоз оливинитов и доломитов в контактах с пйолит-мельтейгитами.— В кн.: Минералогические исследования. М., «Наука», 1969.
- Лавин А. В. Петрология ультрабазитов и щелочных пород в массивах Ковдор и Бор-Урях. Автореф. канд. дисс. М., 1966, 24 с.
- Лавин А. В., Жабин А. Г. Нодулярные текстуры хромита в душите как результат неравномерной эвтектической кристаллизации.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 5, с. 1240—1244.
- Леонтьев Л. Н., Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С. К вопросу о так называемой щелочно-ультрасосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы).— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 127—160.
- Ливарев М. А., Белякина Е. Д. О составе и свойствах промышленных флогопитов из ультрасосновных — щелочных и гранито-гнейсовых комплексов пород.— В кн.: Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторождений неметаллич. полезных ископ., связанных с формацией гипербазитов. М., АН СССР, ИГЕМ, 1971, с. 60—61 (тезисы докладов).

Логинов В. П., Пирожок П. И., Рисунев В. Л. Текстуры типа «колец Лезиганга» в зоне вкрапленной пиритовой минерализации Учалинского месторождения. — «Геология рудных м-ний», 1971, № 1, с. 54—61.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., «Наука», 1974, 383 с.

Лучицкий И. В. и др. Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Проблемы общей региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Моделирование кольцевых структур. — В кн.: Матер. Всесоюз. семинара по эксперименту и моделированию в структурообразных процессах рудогенезиса. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 116—117.

Лучицкий И. В., Гришин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. М., «Наука», 1967, 74 с.

Лучицкий И. В., Крыленко Л. Н. О щелочном модуле ультраосновных пород. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, с. 945—948.

Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., ГИТТЛ, 1952.

Мазур З. Р., Зимин П. А. О новой текстурной разновидности хромита. — «Геология рудных м-ний», 1964, № 1, с. 102—106.

Макаренко Г. Ф. Геологическое развитие западной части Сибирской платформы в палеозое — раннем мезозое. Автореф. канд. дисс. М., 1971, 24 с.

Максимов Е. П. Новые данные по геологии кольцевых вулканоплутонических комплексов Центральной Алдана. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 417—420.

Малахов И. А. Петрология ультрабазитов Урала. — «Труды Ин-та геол. и геохим. УФАН СССР». Свердловск, Изд. УФАН, 1966, вып. 79, 234 с.

Малахов И. А. Минералогия полосчатых дунит-пироксенитовых комплексов на Урале. — В кн.: Минералы м-ний полезн. ископ. Урала. Свердловск, 1968, № 8.

Мальков Б. А. О дифференциации в дайках мончикитов. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2, с. 422—425.

Мальков Б. А. О дифференциации в дайках меймечитов. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 4, с. 945—948.

Мальков Б. А. О петрологическом различии кимберлитов и меймечитов. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 4, с. 951—954.

Мальков Б. А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л., «Наука», 1972, 128 с.

Маракушев А. А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. — «Вестник МГУ», 1973, № 5, с. 3—25.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Междунар. геохим. конгр. (Тезисы докл.). Т. 4. М., «Наука», 1971.

Марков К. В., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н. Ликвация в ультраосновной щелочной магме при высоких давлениях. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 2, с. 428—429.

Марков К. В., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н. Расслоение в расплаве ультраосновного щелочного состава. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1973, № 1, с. 3—8.

Марковский Б. А., Ротман В. К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 675—678.

Мартынюк М. В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезокайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алиньского синклинория. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1973, 24 с.

Маршинцев В. К. Эксплозивные карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарской антеклизы. — В кн.: Геология, петрография и минералогия магматич. образований северо-вост. части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 129—170.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигаийский метеоритный кратер. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6, с. 143—147.

Махлаев Л. В., Сурина Н. П. Кимберлиты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных — щелочных пород на севере Сибирской платформы. — «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 45—55.

Меламед В. Г., Шараров В. Н. К динамике охлаждения интрузивов при кристаллизации магмы в интервале температур. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 4, с. 926—928.

Меняйлов А. А. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы. — «Тр. ЯФ АН СССР», Изд-во АН СССР, 1962, сб. 10, 228 с.

Механизм интрузий магм. М., «Мир», 1972, 316 с.

Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. — «Тр. НИИГА». М., «Недра», 1965, т. 139, 160 с.

Милашев В. А. Кимберлиты и близкие к ним породы Кунамского района (северо-восточная часть Сибирской платформы). — «Уч. зап. НИИГА, регион. геол.», 1968, вып. 13.

Милашев В. А. Закономерности строения Центрально-Сибирской кимберлитовой провинции как отражение процессов эволюции верхней мантии и вероятный состав субстрата. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 43—48 (Тр. НИИГА).

Милашев В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., «Недра», 1972, 176 с.

Милашев В. А., Крутойский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы.—«Тр. НИИГА». М., Госгеолтехиздат, 1963, т. 126, 246 с.

Милашев В. А., Табунов С. М., Томановская Ю. И. Кимберлитовые поля северо-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 5—43 (Тр. НИИГА).

Милашев В. А., Томановская Ю. И. К вопросу об уточнении термина «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород кайноитического облика.— В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 135—140 (Тр. НИИГА).

Милашев В. Л., Томановская Ю. И. Проявления щелочно-ультраосновного магматизма в прибрежной части моря Лаптевых.— В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 127—134 (Тр. НИИГА).

Михайлов Н. П. Генетические типы ассоциаций ультраосновных и основных пород.— В кн.: Магматизм, формации кристаллич. пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 92—100.

Михайлов Н. П., Семенов Ю. А. Каратургайский пикрит-диабазовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов.— «Сов. геология», 1965, № 3, с. 43—59.

Михеевко В. П. Механизм образования полосчатой текстуры течения в кимберлите.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 1, с. 194—197.

Михеенко В. П. О серпентинизации кимберлита.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 5, с. 1178—1180.

Михеенко В. П. Механизм образования кимберлитовых трубок. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1972.

Моисеев В. Г., Шега С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.

Мокшанцев К. Б., Горштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964, 291 с.

Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал).— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 7—67.

Моор Г. Г. О щелочной провинции на севере центральной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1940, т. 29, № 3, с. 227—231.

Моор Г. Г. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 8, с. 40—52.

Моор Г. Г., Шейнманн Ю. М. Порода из северной окраины Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1946, т. 51, № 2, с. 141—144.

Москалева С. В. Роль метасоматоза в формировании хромита и хромитсодержащих пород.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 64—82.

Музыка Г. М., Чумирин К. Г. К вопросу о проявлении аналогов меймечитов на южной окраине Анабарского массива.— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматич. образований северо-вост. части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 183—191.

Наседкин В. В., Генштафт Б. С. Петрологическое значение экспериментов по плавлению горных пород ультраосновного и основного состава при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 154—162.

Наумов В. Б., Поляков А. И. Термобарическое исследование включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки.— «Геохимия», 1971, № 4.

Наумов В. Б., Поляков А. И., Романчев Б. П. Условия кристаллизации вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки по данным термобарометрических исследований.— «Геохимия», 1972, № 6, с. 663—668.

Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 5, с. 47—61.

Никишов К. Н. Интрузивные монтцеллитовые кимберлиты и некоторые вопросы их генезиса.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 6, с. 42—49.

Никишов К. Н., Ковальский В. В., Маршанцев В. К. Щелочно-ультраосновные породы (альениты, кимберлитовые и карбонатитовые) на северо-востоке Сибирской платформы.— В кн.: МГК. 24-я сессия, проблема 14. Минералогия. М., «Наука», 1972.

Одинцов М. М., Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А. Закономерности размещения кимберлитов в земной коре.— В кн.: Вулканизм и тектоника. М., «Наука», 1968 (МГК, 23-я сессия).

Одинцов М. М., Владимиров Б. М. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов.— «Геотектоника», 1972, № 3, с. 3—15.

Олейников Б. В., Васильев Ю. Р. и др. Золото в некоторых породах мантийного происхождения.— В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1973, с. 226—230.

Орлова М. И. Контактво-метасоматические меллилитовые породы и их минеральные ассоциации (на Кольском п-ове). — В кн.: *Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании*. М., «Недра», 1966, с. 132—140.

О'Хара М. Интерпретация ультрасосновных нодулей в кимберлите и базальте в свете исследований фазовых равновесий при высоких давлениях. — В кн.: *Экспериментальные исследования минералообразования в сухих, окисных и силикатных системах*. М., «Наука», 1972, с. 141—143.

Павлинов В. Н. Кимберлитовые трубки в схеме морфологической классификации интрузивных тел. — *Изв. высш. уч. завед., геол. и разведка*, 1971, № 9, с. 9—17.

Павлов А. Л., Поспелов Г. Л. Спидеритовые «конглобрекчии» Березовского месторождения. Возможный механизм и физико-химические условия образования. — В кн.: *Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования*. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 101—135.

Панина Л. И., Васильев Ю. Р. Генезис ультрасосновных и щелочных пород массива Одихинча (по данным термометрии). — В кн.: *Материалы по термометрии и барометрии включений*. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1974.

Панина Л. И., Шацкий В. С. Трапповый и ультрасосновной—щелочной магматизм карбонатитовой интрузии Ессей. — *Докл. АН СССР*, 1973, т. 209, № 1, с. 184—188.

Панина Л. И., Шацкий В. С. Включения расплавов в магнетит-апатитовых породах карбонатитовой интрузии Ессей. — *Докл. АН СССР*, 1973, т. 209, № 2, с. 455—458.

Панкратов А. А., Черный Е. Д. Новый тип трубок взрыва на северо-востоке Сибирской платформы. — В кн.: *Геология, петрография и минералогия магматич. образований в северо-вост. части Сибирской платформы*. М., «Наука», 1970, с. 116—129.

Перри Д. В. Генезис трубообразных брекчиевых тел. М., ОНТИ, ВИМС, 1962, 26 с.

Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Л., «Недра», 1971, 424 с.

Перчук Л. Л., Кононова В. А. Диаграмма фазового соответствия для парагенезиса нефелин+пироксен (упорядоченные серии твердых растворов). — *Докл. АН СССР*, 1970, т. 192, № 2, с. 421—423.

Петров А. И. О механизме образования структур центрального типа. *Сов. геология*, 1968, № 9, с. 139—145.

Пиус Г. В. Об особенностях состава ультрасосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1957, № 3, с. 27—35.

Пиус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973, 320 с.

Пиус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. М., Изд-во АН СССР, 1958, 295 с.

Пиус Г. В., Донцова Е. И. Изотопные соотношения кислорода оливина ультрасосновных пород различного генезиса. — *Геол. и геофиз.*, 1971, № 12, с. 3—8.

Полькин Я. И. К стратиграфии эффузивного комплекса трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы. — *Тр. НИИГА*, 1959, т. 102, вып. 10.

Полькин Я. И. История развития структуры северо-западной части Сибирской платформы. — В кн.: *Тектоника Сибири*. Новосибирск, 1963, т. 2, с. 13—21.

Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1963, 71 с.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 355.

Поспелов Э. Г. О морфологических особенностях ленточных и блочных метасоматитов района Холзунского рудного поля. — В кн.: *Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах*. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 230—241.

Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультрасосновных щелочных пород. — В кн.: *Тр. НИИГА*. Л., «Недра», 1966, т. 140, 196 с.

Раген Э. Плутонические породы. М., «Мир», 1972, 254 с.

Радкова-Стойчева А. Морфологические разновидности оливина, кристаллизующиеся из базальтового расплава при разных температурах и атмосферном давлении. — В кн.: *Экспериментальные исследования минералообразования*. М., «Наука», 1971.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970, 224 с.

Расе И. Т. Парагенезис метасоматитов магматической стадии щелочно-ультрасосновных пород. — *Докл. АН СССР*, 1968, т. 180, № 5, с. 1224—1228.

Расе И. Т. Распределение редкоземельных элементов в сосуществующих минералах щелочно-ультрасосновных пород. — *Геохимия*, 1970, № 1, с. 96—103.

Расе И. Т. Парагенезис постмагматических метасоматитов щелочно-ультрасосновных пород. — *Докл. АН СССР*, 1971, т. 198, № 5, с. 1175—1178.

Ревертатто В. В. Метаморфизм в контактах ультрасоснового массива Бор-Урх. — *Докл. АН СССР*, 1965, т. 163, № 4, с. 970—973.

Ревертатто В. В. Фашии контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970, 271 с.

Ревердатто В. В., Салько А. К. О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урих.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 12, с. 119—122.

Рейнер М. Реология. М., «Наука», 1965.

Романчев Б. П. Условия формирования пород некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений.— «Геохимия», 1972, № 2, с. 172—179.

Рожков И. С., Кицул В. И., Разин Л. В., Боршанская С. С. Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962, 210 с.

Ротман В. К., Марковский Б. А., Хотина М. И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция.— «Сов. геология», 1972, № 9, с. 36—48.

Руденко Н. И., Мельников Б. В., Лазаренков В. Г. О составе и строении минеральных жил в рудах Соколовского месторождения.— «Зап. ВМО», 1969, ч. 98, вып. 4, с. 442—452.

Салько К. А. Определение температуры образования оливинитов массива Бор-Урих с использованием теории подобия.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 125—129.

Савельева Г. Н. Пегматоидные дуниты Войкаро-Сынгинского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1972, вып. 7.

Сарсадеких Н. Н., Благулькина В. А. Петрографические и петрогенетические отличия кимберлитов от пород, сходных с ними по некоторым признакам.— «Зап. ВМО», 1969, ч. 98, № 4, с. 415—422.

Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 10, с. 3—14.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973, 184 с.

Сергеев А. С. Фенигты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Л., Изд. Ленингр. ун-та, 1967, 163 с.

Слезин Ю. Б. О связи структуры интрузивных тел с реологическими свойствами магмы.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 8, с. 120—123.

Смирнов Ю. В., Селверстов В. А. Контактные изменения в связи с гипербазитами и эффузивный ультраосновной магматизм Валангинского хребта на Камчатке.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. 45, № 5, с. 145—146.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд. Львовск. Гос. ун-та, 1949, 331 с.

Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, Бернео и Северной Америки. М., Госгеолтехиздат, 1951, 126 с.

Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 1, с. 7—22.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 1, с. 7—23.

Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магм.— «Чтения им. В. И. Вернадского». М., «Наука», 1973, 34 с.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 37—42.

Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавленных включений.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 1, с. 201—204.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней мантии по петрографическим данным.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971.

Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 24—36.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Автореф. докт. дисс. М., 1971, 50 с.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974, 250 с.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. И. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности.— В кн.: Междунар. геохим. конгресс. (Тезисы докладов). Т. 1. М., «Наука», 1971.

Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения по территории СССР связанных с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., «Наука», 1972.

Спизарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.

Страхов Л. Г. Энергия образования трубок взрыва.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 3, с. 664—666.

Сурина Н. П. Структурно-тектоническое положение кимберлитов и их взаимоотношения с породами щелочно-ультраосновной формации в Маймеча-Котуйском районе (север Сибирской платформы). — «Сов. геология», 1966, № 3, с. 140—144.

Сурина Н. П. Пикриты Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы). «Уч. зап. НИИГА», 1967, вып. 10, с. 117—131.

Сурина Н. П. Геология даек ультраосновных—щелочных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы). — «Геол. и геофиз.», 1968, № 6, с. 13—22.

Сычева-Михайлова А. М. Моделирование процессов формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 30—40.

Таусон Л. В. О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 447—450.

Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. — «Труды XXI МРК». М., ИЛ, 1963, с. 41—63.

Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Сопоставление ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом. — «Труды XXI МРК», М., ИЛ, 1963, с. 63—80.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1964, 590 с.

Терновой В. П., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. П. Геологическое строение и условия образования Ковдорского месторождения флогопита. — «Сов. геология», 1967, № 2, с. 128—136.

Тилли К. Е., Йодер Х. С., Шейрер Д. Ф. Соотношения при плавлении серий вулканических толентов и щелочных пород. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1971, т. 63—65, с. 20—33.

Томановская Ю. П. Пикритовые базальты среднего течения р. Аян (северо-западная окраина Сибирской платформы). — «Информ. бюлл. ин-та геол. Арктики», Л., 1961, вып. 24, с. 12—16.

Томановская Ю. П. Кайноитиные кимберлитовые и пикритовые породы восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 65—77 (Тр. НИИГА).

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958, 185 с.

Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М., «Недра», 1967, 229 с.

Трофимов В. С. Форма, размер и состав кимберлитовых тел. — «Сов. геология», 1968, № 11, с. 55—68.

Угрюмов А. Н., Киселев Ю. В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит). — «Геол. и геофиз.», 1969, № 8, с. 9—24.

Уилли П. Дж. Ультраосновные пояса. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 416—420.

Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. М., «Недра», 1968, 334 с.

Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 4, с. 47—69.

Харин Г. С. Магматический диапиризм в юго-западном Присалаирье. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 11, с. 124—126.

Харькив А. Д. Явления высокотемпературного метаморфизма, связанные с кимберлитовой магмой. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 6.

Хильтов Ю. Н. Некоторые вопросы механизма формирования кимберлитовых тел Якутии. — «МРК, 21-я сессия», Изд-во АН СССР, 1960 (Докл. сов. геол.).

Фоминых В. Г., Сапожникова Т. В. Некоторые экспериментальные данные по нагреванию титаномагнетитов сплошных руд различных титаномагнетитовых месторождений Урала. — «Ежегодник Ин-та геол. и геохимии УФ АН СССР». Свердловск, 1971.

Францессон Е. В. Минеральные ступени кристаллизации и фации кимберлитов. — «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 87, с. 177—179.

Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968, 198 с.

Францессон Е. В. Критерии и факторы алмазности кимберлитовых пород. — «Сов. геология», 1972, № 5, с. 61—70.

Фролов А. А. Геолого-структурные особенности массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 2, с. 69—81.

Фролов А. А. Структурные условия образования формации ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., «Недра», 1972, с. 7—36.

Фролова Л. П., Глазунев О. М., Новиков В. М. Форма концентрации калия и натрия в гипербазитах. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 5, с. 1210—1212.

Чебуров А. И. Минерало-термометрическое исследование диоксида из пикритовых порфиритов Центрального Алдана. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 3, с. 126—131.

Чебуров А. И. Температура кристаллизации биотитового перидотит-порфирита из Центрально-Алданского района. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 5, с. 117—119.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956, 246 с.

- Черепанов В. А., Мурнина Г. А. Об абсолютном возрасте сибирских трапхов и ассоциирующего с ними оруденения (северо-западная часть Сибирской платформы).— «Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 6, с. 1406—1410.
- Шейнманн Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 1, с. 123—134.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах.— «Зап. ВМО», 1955, ч. 34, с. 143—158.
- Шейнманн Ю. М. О природе ийолит-мельтейгитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 12, с. 105—107.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной тектоники. М., «Недра», 1968, 230 с.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 5—32.
- Шерер Дж. Ф., Йодер Х. С. Кристаллическое состояние и плавление простых щелочных базальтов.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1971, т. 63—65, с. 6—15.
- Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра», 1970, 240 с.
- Шинцулин Ф. К. Об условиях образования рудоносных растворов в глубинных магматических очагах.— «МГК, 24-я сессия». М., «Наука», 1972.
- Шихорина К. М. Эффузивные породы левобережья нижнего течения р. Маймечн.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 102, вып. 10.
- Шихорина К. М. О природе базальтов Маймеча-Котуйской провинции. «Тр. НИИГА. Регион. геол.», 1969, вып. 14, с. 35—45.
- Шихорина К. М. Вулканические образования Маймеча-Котуйской провинции.— В кн.: Карбонаты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 5—15 (Тр. НИИГА).
- Штейнберг Д. С., Фоминных В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 6, с. 1452—1455.
- Щека С. А., Моисеев В. Г., Фоминных В. Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 2, с. 461—464.
- Щербина В. В. К геохимии титана.— «Геохимия», 1971, № 3, с. 302—309.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
- Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И. Некоторые вопросы геологии и петрологии комплекса ультраосновных щелочных интрузивных пород.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд. АН СССР, 1963, т. 2.
- Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии.— В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных—щелочных пород. М., Госгортехиздат, 1961, т. 122, с. 116—272 (Тр. НИИГА).
- Эпштейн Е. М., Панышин И. П., Моралев В. М., Волкодав И. Г. О вертикальной зональности массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., «Недра», 1972, вып. 35, с. 49—69.
- Эрлих Э. Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы.— «Зап. ВМО, вторая сер.», 1964, ч. 93, вып. 6, с. 682—693.
- Эрлих Э. Н., Шандер А. Е., Кутыев Ф. Ш. Меймечиты Восточной Камчатки.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 2, с. 3—15.
- Ярмолюк В. В. О природе структурных особенностей некоторых центральных магматических систем.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 1, с. 178—181.
- Яценко Н. Я. Пикриты, меймечиты гор Ичкеульмес и вопросы их генезиса.— «Изв. КазССР. Сер. геол.», 1967, № 2, с. 51—56.
- Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone—sheets ringdykes and cauldron—subsidence.— «Proc. Roy. Soc. Edinburgh», 1936, v. 56.
- Anderson E. M. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburg—London, 1951.
- Beran A. Über (OH) — Gruppen in Olivin.— «Anz. Österr. Akad. Wiss. Math.—naturwiss. Kl.», 1970 (1969), v. 106, № 1—4, p. 115—124.
- Berner H., Ramberg H., Stephansson O. Diapirism in theory and experiment.— «Tectonophysics», 1972, v. 15, № 3, p. 197—218.
- Bigger G. M., O'Hara M. J. Monticellite and forsterite crystalline solutions.— «Amer. Ceram. Soc. Journ.», 1969, v. 52, p. 249—252.
- Bilgrami S. A. Serpentine limestone contact at Talari Mohammad Jan Zhob. Valley, West Pakistan.— «Amer. Mineral.», 1960, v. 45, № 9—10, p. 24—32.
- Bhattacharji Somdev. Mechanics flow differentiation in ultramafic and mafic sills.— «J. of Geology», 1967, v. 75, № 1, p. 239—258.
- Bosch I. L. The petrology of some kimberlite occurrences in the Barkly West District, Cape Province.— «Trans. Geol. Soc. S. Afr.», 1971, v. 74, № 2, p. 14—27.
- Boyd F. R. Garnet peridotites and the system CaSiO_3 — MgSiO_3 — Al_2O_3 .— «Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.», 1970, № 3, p. 114—128.
- Brothers R. N. Flow orientation of olivine.— «Amer. J. Sci.», 1959, v. 257, № 8, p. 1417—1430.
- Buddington A. F., Fahey I., Vlisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite.— «Am. J. Sci.», 1955, v. 253, p. 219—230.

- Carswell D. A., Dawson J. B. Garnet peridotite xenoliths in south African kimberlite pipes and their petrogenesis.— «Contrib. to Mineral. and Petrology», 1970, v. 25, № 3, p. 71—92.
- Challis G. A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions.— «Gourn. Petrology», 1965, v. 6, № 2.
- Heinrich E. W. Studies in the mica group, the biotitephlogopite series.— «Amer. Journ. Sci.», 1946, v. 244, p. 836—840.
- Chapman Goung. Dislocations in the deformation of olivine.— «Amer. Journ. Sci.», 1969, v. 267, № 7.
- Hatfield T., Richmond C. The solubility of monticellite in forsterite.— «Trans. Brit. Ceram. Soc.», 1970, v. 69, № 3.
- Dawson I. B. Basutoland kimberlites.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1962, v. 73, № 5.
- Dawson I. B. Advances in kimberlite geology.— «Earth.— Sci. Rev.», 1971, v. 7, № 4.
- Davis B. C., England I. L. Melting forsterite, Mg_2SiO_4 a pressure up to 47 kilobars.— «An. Report. Director Geophys. Laboratory, 1962—63», Carnegie Inst., 1963.
- Dawson I. B., Hawthorne I. B. Intrusion leatures of some hypabyssal african kimberlites.— «Bull. votcan.», 1970 (1971), v. 34, № 3.
- Dawson I. B., Powell D. G., Reid A. M. Ultrabasic xenolihts and lava from the Lashaine Volcano, Northern Tansania.— «J. of Petrology», 1970, v. 11, № 3.
- Dimroth Erich. Meimechites and carbonatites of the Castignon Lake complex, New Quebec.— «Neues Jahrb. Mineral Abh.», 1970, v. 112, № 3, p. 312—326.
- Ernst T. Olivine nodules and the composition of the Earth's mantle.— «Mantles Earth and Terrestr. Plannets». Lond. N.-York—Sydney, Interscience, 1967.
- Harris Peter G., Middlemost Eric A. K. The evolution of kimberlites.— «Lithos», 1970, v. 3, № 1, p. 14—28.
- Hawthorne I. B. Kimberlite sills.— «Trans. Geol. Soc. Afr.», 1968, v. 71, № 3.
- Heinrich E. The Palabora carbonatite complex. A unique copper deposit.— «The Canadian Mineral.», 1970, v. 10, № 3.
- Houng Yi Yang. New data on forsterite and monticellite solid solutions.— «Amer. mineralog.», 1973, v. 58, p. 343—345.
- Johannes W. An experimental investigation of the system $MgO-SiO_3-H_2O-CO_2$.— «Amer. J. Sci.», 1969, v. 267, № 9.
- Ito K., Kennedy I. C. Melting and phase relations in a nature peridotite to 40 kilobars.— «Amer. J. Sci.», 1967, v. 265, № 6, p. 313—327.
- Gass I. G. Ultrabasic pillow lavas Cyprus.— «Geol. Mag.», 1958, v. 95, № 3.
- Green D. H. The metamorphic aureole of the peridotite at the Lizard, Cornwall.— «J. Geology», 1964, v. 72, № 5, p. 210—222.
- Kornprobst I. Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroco): etude des peridotites de haute temperature et de haute pression, et des pyroxenolites, a grenat on sans grenat, quileur sout associees.— «Contribs. Mineral and Petrol.», 1969, v. 23, № 4.
- Kornprobst I. Les peridotites et les pyroxenolites du massif ultrabasique des Beni Bouchera: une etude experementale entre 1100 et 1550° C, sous 15 a 30 kilobars de pression seche.— «Contribs. Mineral. and Petrol.», 1970, v. 29, № 4, p. 416—430.
- Kuno H., Aoki K.—I. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas.— «Phys. Earth and Planet. Inter.», 1970, № 3.
- Kuroda Y., Shimoda S. Olivine with well—developed cleavages.— «J. Geol. Soc. Jap.», 1967, v. 73, № 8.
- Kushiro I. The system forsterite — diopside — silica with woter at hige pressures.— «Amer. Journ. Sci.», 1969, v. 267—a, p. 269—294 (Schairer Vol.)
- Kushiro I., Shimizu N., Nakawura Y., Akimoto S. Compositions of coexisting liquid and solid phases forwed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: a preliminary report.— «Easth and Planet Sci. Left.», 1972, v. 14, № 1.
- Kushiro I., Syono G., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high presseres and high water presseres.— «J. Geoph. Res.», 1968, v. 73, № 18.
- MacGregor Jan D. Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas.— «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, № 12, p. 126—135.
- MacKenzie D. B. High—temperature alpine. type peridotite from Venezuela.— «Geol. Soc. America Bull.», 1960, v. 71, № 3.
- Mathias M., Siebert I. C., Rickwood R. C. Some aspect of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite.— «Contrib. to Mineral. and Petrology», 1970, v. 26, № 2.
- Mitchell R. H. Kimberlite and related rocks a critical reappraisal.— «J. of Geol.», 1970, v. 78, № 6, p. 417—427.
- Müller W. F., Hornemann U. Shock—induced planer deformation structures in experimental shock—loaded olivines and in olivines from chondritic—meteorites.— «Earth and planet. Sci. let.», 1969, v. 7, № 3.
- Nicholls I., Carmichael I. S. The equilibration temperature and pressure of various lava types with spinel — and garnet—peridotite.— «The Amer. Mineral.», 1972, v. 57, № 5—6.
- Nishikawa M., Kona S., Arawaki S. Melting of lherzolite from Ichinomegata at high ptessures.— «Phys. Earth and Planet. Inter.», 1971, v. 4, № 2, p. 140—156.

- Onuma Kosuke, Yagi Kenzo. The ten percent $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ in the system diopside—akermahite—nepheline — $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$.— «J. Fac. Sci.», Hokkaido Univ. 1968, v. 14, № 2, p. 170—183.
- O'Hara M. I. Melting of garnet—peridotite at 30 kilobars.— «An. Report. Director Geophys. Laboratory, 1962—63», Carnegie Inst., 1963.
- O'Hara M. I., Richardson S. W., Wilson S. Garnet—peridotite stability and occurrence in crust and mantle.— «Mineral. and Petrology», 1971, v. 32, № 1.
- O'Hara M. I., Biggar G. M. Diopside+spinel equilibria, anorthite and forsterite reaction relationships in silicapor liquids in the system $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ at atmospheric pressure and their bearing on the genesis of melilitites and nephelinites.— «Amer. J. of Sci.», 1969, v. 267—a, (Schairer volume), p. 240—260.
- Schairer G. S., Yoder H. S. An experimental approach to crystallization relations in basalts and alkaline rocks.— Inter. Symp. on Volcanology, Spain, Canary Island., 1968.
- Shaw R. H. Comments on viscosity, Crystal setting and convection in granitic magmas.— «Amer. J. Sci.», 1965, v. 263, № 2.
- Shaw H. R., Wright T. L., Peck D. D., Okamura R. The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii.— «Amer. J. Sci.», april, 1968, v. 266.
- Sahama Th. G. Mineralogy of the humite group.— «Ann. Acad. Sci. Fennicae, III, Geol. Geogr.», 1953, v. 31, № 1.
- Seifert F., Schreyer W. Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasaischer Magmen bei Gegenwart geringer alkalimengen.— «Gel. Rundschau», 1968, B. 57, p. 117—132.
- Simkin T., Smith J. V. Minor-element distribution in olivine.— «J. of Geology», 1970, v. 78, № 3, p. 304—325.
- Stormer J. C. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure.— «Geoch. et Cosmochim. Acta», 1973, v. 37, № 8, p. 1815—1820.
- Turner F. I. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites.— «Roy. Soc. New Zealand. Trans.», 1942, v. 72.
- Yoder H. S., Dickey J. S. Jr. Diopside—pirope at $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}=5$ kb and its bearing on spinel problems.— «Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab.», 1970—1971», Washington, 1971.
- Walton M. S. ir. The Blashke Island ultrabasic complex, with notes on related areas in southeastern Alaska. New York, Akad. Sci. Trans., ser. 2, 1951, v. 13, p. 320—323.
- Watson K. D. Kimberlite at Bachelor lake, Quebec.— «Amer. Mineral», 1955, v. 40, p. 317—325.
- Williams A. F. The genesis of the diamond. London, 1932, v. 1, 2.
- Wyllie Peter J. Ultramafic rocks and the upper mantle.— «Miner. Soc. Amer., Spec. Pap.», 1970, № 3.
- Wyllie Peter I. Melting relations.— «Trans. Amer. Geophys. Union», 1971, v. 52, № 5.
- Voit F. W. Kimberlite dykes and pipes.— «Trans. Geol. Soc. S. Afr.», 1907, № 10.

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ
ГОРНЫХ ПОРОД

Таблица 1

Дуниты Гулинского плутона

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | CO ₂ | П. п. п. | S _{общ} | Сумма | Примечание |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|----------|------------------|--------|--|
| 448 | 37,45 | 0,50 | 0,36 | 0,35 | 6,16 | 6,85 | 0,21 | 39,24 | 0,76 | 0,24 | 0,05 | 0,02 | 0,07 | 1,10 | — | — | 8,08 | 0,05 | 100,41 | |
| 42Г-1 | 37,48 | 0,32 | 0,42 | 0,60 | 5,09 | 6,19 | 0,17 | 40,60 | 0,40 | 0,25 | 0,03 | 0,01 | 0,05 | 0,89 | — | — | 8,32 | 0,04 | 99,97 | |
| 195а | 35,07 | 0,25 | 0,26 | 0,60 | 4,79 | 8,21 | 0,14 | 39,93 | 0,48 | 0,25 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 1,23 | — | — | 9,40 | 0,03 | 99,48 | |
| 188в | 35,66 | 0,67 | 0,66 | 0,48 | 9,05 | 5,68 | 0,18 | 36,66 | 0,25 | 0,23 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | 0,88 | — | — | 10,43 | 0,13 | 100,26 | |
| 441 | 36,29 | 0,53 | 0,68 | 0,55 | 3,84 | 8,88 | 0,17 | 40,71 | 0,84 | 0,25 | 0,11 | 0,15 | 0,06 | 0,81 | — | — | 7,03 | 0,04 | 100,13 | |
| 442 | 35,42 | 0,25 | 0,22 | 0,50 | 5,90 | 8,67 | 0,21 | 39,72 | 0,40 | 0,19 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,94 | — | — | 8,51 | 0,10 | 100,18 | |
| 449а | 37,25 | 0,32 | 0,42 | 0,45 | 5,94 | 6,88 | 0,14 | 39,04 | 0,14 | 0,28 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,95 | — | — | 8,95 | 0,15 | 100,04 | |
| 444б | 33,70 | 0,44 | 0,12 | 0,90 | 8,65 | 6,48 | 0,21 | 37,88 | 0,05 | 0,20 | 0,24 | 0,04 | 0,82 | 0,30 | — | 0,50 | 9,19 | — | 99,79 | В том числе 0,07 вес. % SO ₃ |
| 183 | 35,06 | 0,90 | 0,23 | 0,68 | 4,64 | 8,26 | 0,19 | 38,52 | 0,92 | 0,25 | Не обн. | Не обн. | 0,11 | 0,68 | — | 0,34 | 9,15 | — | 99,59 | |
| 186а | 37,04 | 0,42 | 0,35 | 0,49 | 4,58 | 9,09 | 0,20 | 36,60 | 1,30 | 0,24 | 0,04 | 0,03 | 0,07 | 1,02 | — | 0,42 | 8,45 | — | 99,92 | |
| 578ж | 34,94 | 0,60 | 0,92 | 0,20 | 4,37 | 8,61 | 0,30 | 38,36 | 1,13 | 0,23 | Сл. | Сл. | 0,12 | 0,42 | — | 0,77 | 9,67 | 0,14 | 100,80 | В том числе 0,02 вес. % V ₂ O ₅ |
| 739б | 35,30 | 0,44 | Не обн. | 0,57 | 2,83 | 12,96 | 0,21 | 39,92 | 0,99 | 0,23 | 0,10 | 0,03 | 0,07 | 0,48 | 5,96 | 0,23 | — | — | 100,32 | |
| 118 | 35,94 | 0,35 | 0,20 | 0,45 | 5,78 | 10,43 | 0,18 | 40,04 | 1,65 | 0,22 | 0,15 | 0,03 | 0,08 | — | — | — | 4,28 | — | 99,78 | (Бутакова, Егоров, 1962) |
| 152 | 37,23 | 0,50 | 2,05 | 0,28 | 6,77 | 6,95 | 0,05 | 38,66 | 1,35 | 0,54 | Сл. | Сл. | 0,10 | 0,59 | — | 0,21 | 5,76 | — | 100,24 | Там же |
| 167 | 36,42 | 0,41 | 1,06 | 0,27 | 6,08 | 8,57 | 0,07 | 39,23 | 1,38 | 0,34 | » | » | 0,05 | 0,61 | — | 1,33 | 5,09 | Сл. | 100,31 | » |
| 356 | 34,40 | 0,02 | 1,58 | — | 8,36 | 5,80 | 0,12 | 37,80 | 0,72 | — | 0,81 | 0,23 | 0,32 | 1,00 | — | 0,40 | 9,00 | » | 99,51 | » |
| — | 34,36 | 0,45 | 0,17 | 0,71 | 8,80 | 6,27 | 0,16 | 36,80 | 1,90 | 0,27 | 0,38 | 0,09 | 0,03 | 0,74 | — | — | 9,44 | — | 99,73 | (Егоров и др., 1961) |

Перидотиты Гулинского плутона

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | CO ₂ | П. п. п. | S _{общ} | Сумма | Примечание |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|----------|------------------|--------|---|
| 189 | 36,96 | 0,86 | 1,31 | 0,45 | 6,47 | 5,38 | 0,17 | 36,77 | 2,01 | 0,19 | 0,05 | 0,05 | 0,16 | 0,85 | — | — | 9,32 | 0,15 | 100,30 | |
| 189a | 37,48 | 1,11 | 1,53 | 0,45 | 7,07 | 5,72 | 0,17 | 36,76 | 1,67 | 0,25 | 0,05 | 0,07 | 0,19 | 0,95 | — | — | 7,82 | 0,16 | 100,50 | |
| 204б | 36,76 | 0,70 | 1,07 | 0,71 | 4,65 | 7,66 | 0,15 | 35,32 | 1,15 | 0,13 | 0,09 | 0,11 | 0,08 | 1,04 | — | He обн. | 9,59 | — | 99,31 | |
| 448в | 37,15 | 1,79 | 0,98 | 0,16 | 9,55 | 7,04 | 0,27 | 28,85 | 5,76 | 0,16 | 0,31 | 0,06 | 0,03 | 0,30 | — | 0,30 | 7,34 | — | 100,15 | В том числе 0,10 вес. % SO ₃ |
| 578м | 37,16 | 1,25 | 1,23 | 0,24 | 3,83 | 8,46 | 0,21 | 36,19 | 2,76 | 0,18 | 0,02 | 0,35 | 0,22 | 0,34 | — | 0,77 | 7,08 | 0,08 | 100,42 | В том числе 0,05 вес. % V ₂ O ₅ |
| 594в | 37,64 | 2,68 | 3,27 | 0,05 | 5,89 | 7,57 | 0,28 | 26,62 | 6,65 | 0,19 | 0,35 | 0,40 | 0,38 | 0,70 | — | He обн. | 6,81 | 0,006 | 99,50 | В том числе 0,02 вес. % V ₂ O ₅ |
| 451 | 39,12 | 1,73 | 1,04 | 0,16 | 7,08 | 9,12 | 0,23 | 28,45 | 6,83 | 0,14 | 0,35 | 0,05 | 0,03 | 0,29 | — | 0,20 | 4,88 | — | 99,70 | В том числе 0,07 вес. % SO ₃ |
| 186г | 38,72 | 2,80 | 2,78 | 0,34 | 6,12 | 10,52 | 0,19 | 25,57 | 9,47 | 0,13 | 0,18 | 0,02 | Сл. | 0,38 | — | He обн. | 2,63 | — | 99,85 | |
| 554 | 36,84 | 0,96 | 2,62 | 0,50 | 7,32 | 5,74 | 0,07 | 33,12 | 4,00 | 0,19 | 0,20 | 0,35 | 0,14 | 1,23 | — | 0,80 | 7,90 | — | 99,95 | |
| 185е | 38,80 | 2,00 | 2,46 | 0,36 | 2,50 | 9,92 | 0,17 | 34,10 | 3,47 | 0,19 | 0,23 | 0,64 | 0,17 | 0,44 | — | 0,14 | 3,98 | — | 99,43 | |
| 185 | 38,68 | 1,85 | 2,72 | 0,35 | 4,35 | 8,42 | 0,18 | 30,87 | 6,01 | 0,19 | 0,27 | 0,62 | 0,11 | 0,40 | — | He обн. | 4,49 | — | 99,53 | |
| 125а | 38,54 | 0,80 | 1,72 | 0,30 | 2,82 | 7,59 | 0,13 | 36,69 | 3,46 | 0,27 | 0,09 | 0,09 | 0,15 | 0,58 | — | 0,01 | 6,43 | — | 99,57 | |
| 427в | 38,37 | 2,85 | 1,85 | 0,14 | 7,43 | 10,08 | 0,27 | 24,75 | 9,05 | 0,11 | 0,44 | 0,10 | 0,03 | 0,43 | — | 0,24 | 3,32 | — | 99,56 | В том числе 0,10 вес. % SO ₃ |
| 450а | 37,34 | 1,89 | 2,02 | 0,45 | 7,33 | 5,66 | 0,21 | 33,40 | 3,09 | 0,22 | 0,08 | 0,02 | 0,23 | 1,20 | — | — | 8,26 | 0,04 | 100,29 | |
| 456 | 36,17 | 1,30 | 1,69 | 0,40 | 5,05 | 7,29 | 0,17 | 35,79 | 3,27 | 0,23 | 0,11 | 0,07 | 0,18 | 1,06 | — | — | 8,22 | 0,03 | 99,97 | |
| 794а | 37,30 | 3,44 | 1,10 | 0,25 | 4,63 | 10,23 | 0,21 | 30,60 | 7,04 | 0,32 | 0,26 | 0,03 | 0,35 | 0,32 | 4,48 | He обн. | — | — | 100,56 | |
| 171 | 37,91 | 1,11 | 3,33 | — | 6,95 | 6,03 | 0,18 | 32,77 | 4,45 | — | 0,15 | 0,23 | 0,25 | 1,14 | — | 0,33 | 6,34 | 0,03 | 100,46 | (Бутакова, Егоров, 1962) |
| 59 | 38,65 | 2,11 | 3,39 | 0,40 | 6,78 | 7,79 | 0,17 | 29,73 | 7,04 | 0,21 | 0,88 | 0,77 | 0,19 | — | — | — | 2,30 | — | 100,41 | Там же |
| 110 | 39,81 | 0,95 | 1,70 | 0,10 | 7,72 | 9,26 | 0,16 | 29,77 | 7,68 | 0,29 | Сл. | Сл. | 0,20 | 0,29 | — | 0,03 | 2,80 | Сл. | 100,49 | » |
| 643ж | 39,13 | 3,06 | 3,47 | 0,28 | 6,08 | 8,71 | 0,24 | 24,00 | 10,12 | 0,17 | 0,77 | 0,62 | 0,42 | 0,58 | — | 0,29 | 3,01 | He обн. | 100,08 | » |
| 374 | 37,40 | 0,40 | 1,59 | Сл. | 6,46 | 11,76 | 0,17 | 32,24 | 7,61 | — | Сл. | Сл. | 0,42 | 0,76 | — | — | 1,65 | — | 99,82 | (Егоров и др., 1961) |

Таблица 3

Меймечиты Гулинского плутона (в том числе «туфы» меймечитов)

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | CO ₂ | п. п. | С _{общ} | Сумма | Примечание |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|-------|------------------|--------|---|
| 443г | 36,85 | 1,14 | 1,56 | 0,45 | 5,92 | 5,88 | 0,14 | 35,73 | 2,70 | 0,24 | 0,05 | 0,06 | 0,18 | 1,17 | — | 8,67 | 0,02 | 99,50 | |
| 120 | 38,40 | 1,20 | 2,14 | 0,49 | 3,09 | 8,79 | 0,17 | 35,27 | 3,69 | 0,19 | 0,09 | 0,16 | 0,15 | 0,44 | 0,01 | 5,33 | — | 99,60 | |
| 114 | 37,48 | 1,30 | 2,24 | 0,58 | 4,18 | 7,44 | 0,08 | 33,53 | 3,23 | 0,24 | 0,09 | 0,23 | 0,21 | 0,76 | 0,47 | 7,86 | — | 99,45 | |
| 191 | 36,82 | 1,31 | 1,76 | 0,35 | 5,68 | 4,83 | 0,17 | 32,52 | 5,27 | 0,23 | 0,08 | 0,07 | 0,16 | 1,31 | — | 10,50 | 0,03 | 99,78 | |
| 37г-6 | 37,57 | 2,26 | 2,37 | 0,55 | 6,95 | 6,62 | 0,17 | 32,08 | 4,85 | 0,16 | 0,11 | 0,07 | 0,22 | 0,18 | — | 6,31 | 0,01 | 100,20 | |
| 37г-2 | 37,88 | 1,80 | 2,17 | 0,52 | 5,46 | 8,28 | 0,21 | 34,83 | 3,54 | 0,19 | 0,11 | 0,07 | 0,19 | 0,65 | — | 4,72 | 0,01 | 99,99 | |
| 429в | 36,76 | 1,38 | 1,73 | 0,24 | 6,87 | 5,47 | 0,21 | 34,95 | 2,65 | 0,19 | 0,31 | 0,14 | 0,17 | 0,43 | 0,20 | 7,92 | — | 99,73 | В том числе 0,11 вес. % SO ₃ |
| 430 | 36,67 | 1,63 | 1,92 | 0,42 | 7,12 | 5,76 | 0,22 | 32,40 | 2,78 | 0,23 | 0,22 | 0,08 | 0,11 | 0,86 | 0,48 | 9,04 | — | 100,02 | В том числе 0,08 вес. % SO ₃ |
| 458а | 37,02 | 1,72 | 2,02 | 0,55 | 5,43 | 7,30 | 0,21 | 34,08 | 3,84 | 0,22 | 0,11 | 0,32 | 0,22 | 1,15 | — | 6,80 | 0,05 | 99,88 | |
| 595 | 36,74 | 2,23 | 3,03 | 0,24 | 3,72 | 7,42 | 0,02 | 31,50 | 4,90 | 0,20 | 0,15 | 0,15 | 0,38 | 0,86 | 0,33 | 7,88 | 0,02 | 99,83 | В том числе 0,06 вес. % V ₂ O ₅ |
| 26-4 | 36,10 | 1,05 | 2,08 | 0,43 | 4,91 | 6,39 | 0,15 | 34,69 | 3,25 | 0,24 | 0,04 | 0,04 | 0,11 | 0,50 | 0,39 | 9,73 | — | 99,85 | |
| 450 | 36,98 | 1,10 | 1,47 | 0,55 | 7,64 | 4,04 | 0,45 | 35,48 | 1,26 | 0,24 | 0,03 | 0,02 | 0,16 | 1,32 | — | 10,08 | 0,06 | 99,40 | |
| 156 | 38,64 | 0,80 | 3,36 | 0,49 | 8,32 | 4,81 | 0,12 | 29,01 | 5,12 | — | 0,29 | 0,01 | 0,12 | 1,53 | 0,62 | 7,41 | — | 99,53 | В том числе 0,41 вес. % ВаО (Бутакова, Егоров, 1962) |
| — | 35,72 | 1,19 | 1,51 | 0,23 | 6,67 | 5,86 | 0,17 | 32,33 | 6,60 | 0,25 | 0,27 | 0,17 | 0,16 | 0,67 | — | 8,90 | 0,14 | 100,02 | Там же |
| — | 36,04 | 1,64 | 3,94 | 0,24 | 6,68 | 6,21 | 0,17 | 31,42 | 5,38 | 0,09 | 0,25 | 0,10 | 0,17 | 1,06 | — | 7,50 | 0,13 | 99,83 | » |
| 21 | 37,64 | 1,44 | 1,85 | 0,12 | 8,01 | 4,95 | 0,07 | 35,37 | 3,87 | 0,35 | Сл. | Сл. | 0,10 | 1,66 | 2,13 | 4,59 | Сл. | 100,39 | » |
| 160 | 38,82 | 1,00 | 2,73 | 0,49 | 7,08 | 5,96 | 0,09 | 32,41 | 4,58 | Сл. | 0,19 | 0,01 | 0,13 | 1,01 | 0,05 | 5,79 | 0,02 | 99,50 | В том числе 0,31 вес. % ВаО и 0,05% SO ₃ Там же (Егоров и др., 1961) |
| 190 | 38,91 | 1,05 | 0,53 | 0,24 | 7,75 | 4,78 | 0,05 | 35,30 | 2,99 | 0,32 | Сл. | Сл. | 0,07 | 1,03 | 1,46 | 6,61 | — | 99,60 | Там же |
| 568/10 | 36,20 | 1,74 | 2,32 | 0,30 | 6,02 | 4,36 | 0,10 | 36,40 | 3,55 | 0,07 | 0,35 | 0,50 | 0,22 | 1,00 | 1,17 | 6,41 | Не обн. | 99,54 | Там же |
| — | 38,83 | 1,94 | 2,02 | 0,30 | 9,64 | 3,85 | 0,25 | 32,42 | 4,42 | 0,26 | 0,78 | 0,45 | 0,21 | 1,11 | 0,29 | 5,17 | — | 100,54 | » |
| МГ-9 | 36,60 | 1,70 | 3,50 | — | 4,78 | 6,51 | 0,09 | 35,35 | 4,55 | — | 0,18 | 0,11 | — | 0,79 | — | 5,57 | — | 98,94 | (Геншафт и др., 1968) |
| — | 37,15 | 1,23 | 2,63 | 0,36 | 5,96 | 5,22 | 0,14 | 32,47 | 4,71 | 0,17 | 0,33 | 0,22 | 0,16 | — | 0,58 | 8,91 | — | 100,24 | (Гольдбург, 1959; средн. из 7 ан.) |
| 463 | 36,57 | 1,32 | 1,67 | 0,10 | 8,74 | 4,35 | 0,21 | 33,74 | 1,97 | 0,23 | 0,05 | 0,10 | 0,19 | 2,02 | — | 10,95 | 0,02 | 100,21 | Меймечит сильно серпентинизированный |

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | CO ₂ | П. п. п. | Собщ | Сумма | Примечание |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------|--------------|----------------|--------------|--------------|--------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|---------------|-----------|-----------------|--|
| 116Г 13 | 36,92 34,62 | 1,15 0,05 | 1,85 4,03 | 0,42 — | 5,62 8,64 | 5,58 5,22 | 0,14 0,11 | 33,25 33,60 | 1,00 4,09 | 0,24 Сл. | Не обн. Не обн. | 0,02 Не обн. | 0,15 — | 0,98 0,95 | 0,56 — | 12,06 8,67 | — 0,19 | 99,94 99,53 | То же Автобрекчия меймечита (Егоров и др., 1961) |
| 4в-5е 26-2 | 37,77 36,55 | 1,50 1,63 | 2,86 2,28 | 0,45 0,42 | 4,67 6,54 | 6,72 5,52 | 0,16 0,16 | 32,90 30,85 | 2,43 3,47 | 0,23 0,19 | 0,16 0,16 | 0,28 0,11 | 0,21 0,20 | 0,90 1,16 | 0,39 0,72 | 9,70 11,57 | — — | 99,81 100,81 | «Туф» меймечита То же |
| 4г-1 | 36,97 | 1,62 | 2,28 | 0,51 | 4,28 | 8,04 | 0,13 | 33,49 | 3,71 | 0,16 | 0,16 | 0,07 | 0,20 | 0,54 | 0,78 | 9,23 | — | 100,39 | » |
| 116а | 36,06 | 1,25 | 2,14 | 0,49 | 6,56 | 4,56 | 0,13 | 29,99 | 3,46 | 0,21 | 0,09 | 0,09 | 0,17 | 1,60 | 1,05 | 12,86 | — | 99,48 | » |
| 11а | 36,46 | 1,39 | 2,08 | 0,34 | 7,92 | 4,37 | — | 33,08 | 1,82 | 0,26 | Сл. | Сл. | — | 1,87 | 1,27 | 11,41 | — | 99,23 | Лавобрекчия или туф (Егоров и др., 1961). |

Таблица 4

Меймечиты дайковые

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | CO ₂ | П. п. п. | S _{общ} | Сумма | Примечание |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|----------|------------------|--------|--|
| 186 | 37,32 | 1,50 | 2,61 | 0,36 | 4,34 | 8,12 | 0,24 | 33,42 | 3,60 | 0,18 | 0,14 | 0,02 | 0,17 | 0,68 | — | 0,44 | 7,12 | — | 99,82 | |
| 114в | 38,08 | 1,30 | 2,48 | 0,37 | 2,03 | 7,66 | 0,10 | 34,72 | 3,23 | 0,27 | 0,04 | 0,18 | 0,17 | 0,88 | — | 0,47 | 8,17 | — | 99,68 | |
| 199в | 38,82 | 1,60 | 2,81 | 0,54 | 3,32 | 7,92 | 0,15 | 32,65 | 3,23 | 0,25 | 0,27 | 0,54 | 0,11 | 0,58 | — | 0,22 | 6,64 | — | 99,43 | |
| 199г | 36,74 | 1,30 | 2,90 | 0,53 | 4,51 | 6,61 | 0,15 | 34,75 | 2,54 | 0,19 | 0,32 | 0,11 | 0,37 | 0,72 | — | 0,47 | 7,93 | — | 99,67 | |
| — | 39,06 | 1,25 | 0,09 | 0,31 | 3,93 | 8,01 | 0,12 | 39,83 | 3,58 | 0,15 | 0,36 | 0,15 | 0,21 | 0,54 | — | — | 3,94 | — | 100,79 | (Гольдбург, 1959) |
| 606 | 37,51 | 1,96 | 3,13 | 0,39 | 9,41 | 4,03 | 0,13 | 31,37 | 4,66 | — | 0,30 | 0,65 | 0,20 | 0,89 | — | 0,86 | 6,73 | F—0,05 | 100,47 | (Бутакова, Егоров, 1962) |
| 808 | 37,60 | 1,78 | 3,36 | 0,17 | 5,71 | 6,55 | 0,13 | 30,47 | 5,25 | — | 0,43 | 0,49 | 0,20 | 0,96 | — | 0,73 | 8,40 | — | 100,54 | Там же |
| — | 38,45 | 1,23 | 1,56 | 0,31 | 6,34 | 6,48 | 0,06 | 35,84 | 4,01 | — | 0,18 | 0,05 | 0,15 | — | — | — | 5,34 | — | 100,00 | (Марковский, Ротман, 1971; средн. из 4 ан.) |
| — | 37,48 | 2,28 | 2,66 | 0,32 | 5,31 | 6,24 | 0,25 | 33,97 | 4,17 | 0,22 | 0,10 | 0,25 | 0,29 | 1,06 | 5,77 | 0,48 | — | — | 100,31 | (Мальков, 1972) |

Таблица 5

Оливиниты Маймеча-Котуйской провинции

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | CO ₂ | П.л.л. | S _{общ} | SO ₃ | V ₂ O ₅ | Сумма | Примечание |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------------------|-----------------|-------------------------------|--------|-----------------------------|
| 5366 | 38,04 | 0,30 | 0,36 | 0,29 | 2,37 | 9,36 | 0,56 | 43,41 | 0,65 | 0,16 | 0,12 | He обн. | 0,08 | He обн. | — | 0,15 | 3,88 | Сл. | 0,08 | 0,15 | 99,96 | Массив Бор-Урях |
| 682 | 37,19 | 0,78 | 0,31 | 0,30 | 3,34 | 10,80 | 0,28 | 43,71 | 0,22 | 0,16 | 0,12 | » | 0,08 | » | — | 0,15 | 2,03 | He обн. | Сл. | 0,25 | 99,72 | Там же |
| 6066 | 33,86 | 1,34 | 0,39 | 0,09 | 6,87 | 10,08 | 0,16 | 41,61 | 0,70 | 0,06 | 0,12 | » | 0,06 | » | — | 0,30 | 3,78 | » | 0,05 | 0,10 | 99,57 | » |
| 616 | 31,55 | 2,00 | 0,46 | 0,14 | 11,38 | 12,24 | 0,26 | 38,29 | 0,56 | 0,10 | 0,12 | » | 0,08 | » | — | 0,15 | 2,37 | » | Сл. | 0,10 | 99,80 | » |
| 519 | 34,50 | 1,48 | He обн. | 0,03 | 5,75 | 12,71 | 0,31 | 38,53 | 1,11 | 0,10 | 0,11 | » | He обн. | 0,36 | 4,35 | 0,35 | — | — | — | — | 100,10 | » |
| 521 | 33,11 | 2,00 | 0,55 | 0,29 | 7,95 | 13,10 | 0,36 | 40,35 | 0,22 | 0,12 | 0,12 | » | 0,11 | He обн. | — | 0,15 | 1,02 | 0,02 | 0,04 | 0,20 | 99,71 | » |
| 535 | 31,52 | 2,30 | 0,47 | 0,25 | 10,39 | 14,54 | 0,20 | 37,16 | 0,67 | 0,10 | 0,20 | » | 0,11 | » | — | 0,15 | 1,62 | He обн. | Сл. | 0,10 | 99,78 | » |
| 535a | 31,20 | 2,44 | 0,40 | 0,24 | 7,99 | 16,55 | 0,21 | 38,59 | 0,62 | 0,19 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,16 | 1,60 | 0,11 | — | — | — | — | 100,46 | » |
| 520 | 31,50 | 2,84 | He обн. | 0,03 | 7,33 | 17,14 | 0,26 | 37,85 | 0,62 | 0,13 | 0,33 | 0,04 | 0,04 | 0,10 | 0,83 | He обн. | — | — | — | — | 99,44 | » |
| — | 38,40 | 0,45 | 0,51 | — | 1,91 | 11,95 | 0,06 | 42,64 | 0,85 | — | He обн. | He обн. | 0,22 | 0,20 | — | — | 2,38 | — | — | — | 99,57 | » (Ревердатто, 1965) |
| — | 33,15 | 1,63 | 0,59 | — | 8,81 | 12,36 | 0,25 | 40,29 | 0,43 | — | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,61 | — | 0,55 | 2,46 | — | — | — | 100,07 | » (Бутова, Егоров, 1962) |
| 314a | 38,93 | 0,68 | 0,14 | Сл. | 1,44 | 9,26 | 0,16 | 47,09 | 1,00 | 0,14 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,20 | — | — | 1,17 | 0,01 | — | — | 100,08 | Массив Кугда |
| 803 | 35,30 | 1,34 | He обн. | 0,26 | 4,64 | 10,54 | 0,13 | 44,32 | 1,61 | 0,19 | 0,26 | 0,30 | 0,03 | 0,16 | 1,24 | 0,23 | — | — | — | — | 100,55 | Там же |
| 806 | 35,00 | 1,34 | 0,20 | 0,25 | 3,95 | 11,12 | 0,18 | 44,29 | 1,48 | 0,19 | 0,44 | 0,29 | 0,06 | 0,16 | 1,58 | 0,11 | — | — | — | — | 100,64 | » |
| 816a | 32,90 | 1,76 | He обн. | 0,36 | 6,38 | 15,62 | 0,24 | 39,28 | 1,85 | 0,13 | 0,16 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,54 | 0,11 | — | — | — | — | 99,53 | » |
| 320п | 31,42 | 2,35 | 0,40 | 0,09 | 14,83 | 9,42 | 0,24 | 40,23 | 0,85 | 0,20 | 0,06 | 0,40 | 0,06 | — | 0,10 | — | 0,50 | 0,02 | — | — | 100,81 | Массив Одихинча |
| 253м | 38,09 | 0,44 | 0,22 | 0,07 | 6,42 | 9,81 | 0,58 | 43,87 | 0,28 | 0,13 | 0,06 | 0,14 | 0,08 | — | 0,05 | — | 0,47 | 0,03 | — | — | 100,74 | Там же |
| 334a | 38,49 | 0,20 | 0,28 | 0,11 | 1,77 | 12,30 | 0,21 | 44,16 | 0,59 | 0,11 | 0,08 | 0,12 | 0,04 | 0,25 | — | — | 1,83 | 0,04 | — | — | 100,32 | » |
| 338в | 37,08 | 1,00 | 0,58 | 0,24 | 3,68 | 11,84 | 0,39 | 43,16 | 0,65 | 0,12 | 0,05 | 0,15 | 0,03 | 0,10 | — | — | 1,31 | 0,05 | — | — | 100,32 | » |
| 841 | 38,60 | 0,34 | He обн. | 0,05 | 0,33 | 12,99 | 0,49 | 44,11 | 1,23 | 0,13 | 0,41 | 0,56 | He обн. | 0,18 | 0,16 | He обн. | — | — | — | — | 99,98 | » |
| 840a | 38,10 | 0,44 | » | 0,16 | 0,33 | 13,62 | 0,33 | 44,56 | 1,11 | 0,10 | 0,36 | 0,57 | 0,03 | 0,04 | 0,64 | 0,11 | — | — | — | — | 100,50 | » |
| 829б | 37,40 | 0,74 | » | 0,19 | 0,43 | 13,53 | 0,12 | 45,21 | 0,62 | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,03 | 0,16 | 0,93 | 0,11 | — | — | — | — | 99,95 | » |
| — | 38,15 | 0,52 | 0,40 | — | 3,01 | 12,32 | 0,60 | 43,00 | 1,20 | — | 0,10 | 0,16 | 0,02 | 0,20 | — | 0,49 | 0,76 | — | — | — | 100,24 | » (Мотычко, 1958) |

Пикритовые порфириды Маймеча-Котуйского района

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | CO ₂ | П. п. п. | S _{общ} | Сумма | Примечание |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|----------|------------------|--------|--|
| 594 | 37,20 | 3,60 | 2,69 | 0,06 | 6,84 | 8,31 | 0,33 | 24,37 | 8,41 | 0,13 | 0,68 | 0,95 | 0,42 | 0,41 | — | 0,11 | 5,06 | Не обн. | 99,60 | В том числе 0,03 вес. % V ₂ O ₅ |
| 593г | 38,12 | 4,50 | 5,52 | 0,14 | 7,25 | 6,98 | 0,19 | 19,31 | 9,54 | 0,10 | 0,30 | 1,15 | 0,25 | 1,40 | — | 0,22 | 5,65 | 0,002 | 100,65 | То же |
| 591ж | 37,36 | 3,80 | 3,61 | 0,10 | 6,98 | 7,87 | 0,25 | 22,20 | 9,04 | 0,15 | 0,70 | 0,80 | 0,50 | 0,66 | — | 0,11 | 5,41 | 0,01 | 99,62 | В том числе 0,07 вес. % V ₂ O ₅ |
| 599 | 37,64 | 3,70 | 3,66 | 0,16 | 6,26 | 7,87 | 0,14 | 22,92 | 8,41 | 0,15 | 0,10 | 1,25 | 0,44 | 0,75 | — | 0,22 | 6,06 | 0,01 | 99,79 | В том числе 0,05 вес. % V ₂ O ₅ |
| 4в-5д | 38,15 | 3,30 | 5,14 | 0,24 | 3,14 | 10,48 | 0,19 | 24,66 | 7,64 | 0,19 | 1,36 | 1,39 | 0,42 | 0,36 | — | 0,39 | 4,65 | Не обн. | 99,76 | |
| 448а | 39,24 | 3,51 | 3,85 | 0,26 | 5,42 | 9,32 | 0,21 | 25,09 | 8,07 | 0,14 | 1,22 | 0,82 | 0,40 | 0,50 | — | — | 2,86 | 0,02 | 100,43 | |
| 420г | 40,42 | 2,85 | 3,44 | 0,30 | 5,95 | 9,55 | 0,17 | 26,08 | 8,05 | 0,14 | 1,17 | 0,79 | 0,30 | 0,32 | — | — | 1,06 | 0,01 | 100,28 | |
| 202а | 39,68 | 3,98 | 5,24 | 0,10 | 4,08 | 11,52 | 0,26 | 19,68 | 9,60 | 0,10 | 0,76 | 0,97 | 0,88 | 0,14 | — | 0,34 | 2,49 | — | 99,79 | В том числе 0,07 вес. % SO ₃ |
| 121/2 | 38,91 | 2,88 | 5,66 | 0,26 | 7,48 | 8,16 | 0,22 | 18,71 | 10,08 | — | 0,47 | 1,15 | 0,54 | 1,70 | 4,82 | — | 1,03 | — | 100,37 | Материалы Л. С. Егорова |
| 121/5 | 38,62 | 3,72 | 4,75 | 0,09 | 12,49 | 3,98 | 0,22 | 18,61 | 10,70 | — | 1,55 | 0,43 | 0,46 | 3,17 | — | — | 4,22 | — | 99,84 | То же |
| — | 39,90 | 3,33 | 4,82 | 0,12 | 10,84 | 5,97 | 0,25 | 18,41 | 10,33 | — | 1,20 | 0,33 | 0,38 | 3,17 | — | — | 4,19 | Сл. | 100,07 | » |
| 117/10 | 39,77 | 3,21 | 4,36 | — | 9,95 | 5,50 | 0,27 | 22,28 | 7,10 | — | 0,64 | 0,25 | 0,46 | 3,70 | — | — | 6,07 | — | 99,86 | » |
| — | 38,63 | 2,50 | 3,24 | 0,11 | 8,14 | 5,22 | 0,20 | 25,22 | 7,06 | — | 0,50 | 0,67 | 0,36 | 1,79 | — | — | 7,68 | Сл. | 99,53 | » |
| — | 38,31 | 3,00 | 5,06 | 0,22 | 6,54 | 8,94 | 0,22 | 22,02 | 10,09 | — | 0,30 | 1,63 | 0,54 | — | — | 0,01 | 3,49 | 0,17 | 100,36 | » |
| — | 38,14 | 3,04 | 4,90 | — | 8,72 | 5,76 | 0,22 | 22,96 | 7,84 | — | 0,32 | 1,34 | 0,54 | — | — | — | 6,52 | — | 100,30 | » |
| — | 39,10 | 2,99 | 3,32 | — | 3,32 | 11,24 | 0,17 | 27,79 | 6,93 | — | 0,27 | 1,08 | 0,35 | 0,87 | — | — | 3,48 | — | 100,04 | » |
| — | 38,06 | 2,53 | 3,09 | 0,41 | 8,26 | 5,27 | 0,23 | 26,90 | 5,53 | — | 0,23 | 0,42 | 0,35 | — | — | — | 8,87 | — | 100,15 | » |

Примечание. Анализы пикритовых порфиритов из этого района имеются также в работах К. А. Жук-Почекутова и др. (1965); А. Г. Жабина, Н. П. Суриной (1970).

Таблица 7

Оливиниты Кольского полуострова (массивы Ковдор и Лесная Варака)

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | CO ₂ | И. п. п. | S _{общ} | Li ₂ O | V ₂ O ₅ | Сумма | Примечание |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|----------|------------------|-------------------|-------------------------------|--------|----------------------------|
| 94/241 | 38,40 | 0,23 | 0,58 | 0,21 | 2,26 | 9,17 | 0,20 | 45,68 | 0,72 | 0,17 | 0,10 | 0,48 | 0,01 | 0,41 | — | 0,17 | 1,81 | — | 0,01 | Сл. | 99,71 | Массив Ковдор |
| 130/241 | 37,80 | 0,28 | 0,50 | 0,21 | 3,48 | 9,56 | 0,18 | 44,85 | 1,19 | 0,17 | 0,10 | 0,42 | 0,04 | 0,13 | — | 0,27 | 1,44 | — | 0,01 | » | 100,33 | Там же |
| 137/241 | 39,00 | 0,18 | 0,56 | 0,16 | 1,95 | 9,49 | 0,12 | 45,68 | 1,19 | 0,17 | 0,10 | 0,14 | 0,01 | 0,11 | — | 0,27 | 1,30 | — | 0,02 | » | 100,45 | » |
| 156/241 | 37,80 | 0,24 | 0,60 | 0,21 | 2,41 | 9,26 | 0,23 | 46,50 | 0,83 | 0,17 | 0,09 | 0,29 | Сл. | 0,08 | — | 0,17 | 0,95 | — | 0,01 | » | 99,94 | » |
| 163/241 | 37,50 | 0,51 | 0,82 | 0,39 | 2,66 | 10,25 | 0,18 | 44,68 | 1,19 | 0,17 | 0,18 | 0,19 | » | 0,13 | — | 0,25 | 1,14 | — | 0,01 | 0,04 | 100,29 | » |
| 254/241 | 39,20 | 0,21 | 0,67 | 0,21 | 3,17 | 8,03 | 0,28 | 45,68 | 1,19 | 0,17 | 0,25 | 0,24 | 0,04 | 0,13 | — | 0,27 | 0,72 | — | 0,01 | Сл. | 100,47 | » |
| 270/241 | 39,60 | 0,10 | 0,60 | 0,13 | 1,64 | 8,42 | 0,12 | 46,34 | 1,19 | 0,17 | 0,14 | 0,26 | 0,01 | 0,04 | — | 0,17 | 0,88 | — | 0,01 | » | 99,82 | » |
| 280/241 | 38,40 | 0,18 | 0,60 | 0,23 | 1,72 | 8,65 | 0,16 | 46,67 | 1,67 | 0,17 | 0,18 | 0,19 | 0,06 | 0,21 | — | 0,22 | 1,42 | — | 0,01 | » | 100,44 | » |
| 330/241 | 39,45 | 0,18 | 0,55 | 0,21 | 1,63 | 8,88 | 0,18 | 46,75 | 0,83 | 0,17 | 0,10 | 0,14 | Сл. | 0,10 | — | 0,14 | 0,98 | — | 0,01 | » | 100,30 | » |
| 379/241 | 38,00 | 0,24 | 0,73 | 0,45 | 3,12 | 8,80 | 0,19 | 45,59 | 0,83 | 0,17 | 0,14 | 0,20 | » | 0,09 | — | 0,14 | 0,91 | — | 0,01 | 0,19 | 99,80 | » |
| 952 | 38,30 | 0,23 | 0,27 | 0,29 | 2,21 | 12,50 | 0,18 | 43,03 | 0,95 | 0,16 | 0,04 | 0,04 | » | Не обн. | — | 0,22 | 1,42 | — | 0,01 | Сл. | 99,75 | Массив Лесная Варака |
| 952б | 39,45 | 0,09 | Сл. | 0,05 | 1,14 | 12,47 | 0,13 | 45,02 | 0,72 | 0,17 | 0,07 | 0,05 | » | » | — | 0,27 | 0,62 | — | 0,01 | » | 100,26 | Там же |
| 953 | 40,20 | Сл. | » | 0,04 | 0,44 | 12,59 | 0,18 | 45,18 | 0,72 | 0,17 | 0,07 | 0,04 | » | » | — | 0,22 | 0,72 | — | 0,01 | » | 100,58 | » |
| 957 | 39,20 | » | » | 0,03 | 0,81 | 12,86 | 0,13 | 44,85 | 0,72 | 0,16 | 0,07 | 0,04 | 0,01 | » | — | 0,22 | 0,78 | — | 0,01 | » | 99,89 | » |
| 959 | 36,50 | 0,74 | 0,50 | 0,58 | 3,86 | 13,62 | 0,20 | 41,46 | 0,83 | 0,16 | 0,04 | 0,03 | Сл. | 0,08 | — | 0,25 | 1,70 | — | 0,01 | » | 100,56 | » |
| 960г | 37,20 | 0,48 | 0,45 | 0,33 | 3,10 | 13,39 | 0,16 | 42,45 | 0,60 | 0,17 | 0,04 | 0,03 | » | 0,03 | — | 0,17 | 1,63 | — | 0,01 | 0,14 | 100,38 | » |
| 965 | 37,70 | 0,38 | 0,45 | 0,29 | 2,81 | 13,32 | 0,20 | 42,70 | 0,48 | 0,14 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | Не обн. | — | 0,17 | 1,43 | — | 0,01 | 0,14 | 100,30 | » |
| 967 | 37,20 | 0,41 | 0,55 | 0,50 | 3,13 | 12,93 | 0,24 | 42,86 | 0,48 | 0,16 | 0,04 | 0,03 | Сл. | 0,08 | — | 0,22 | 1,44 | — | 0,01 | 0,08 | 100,46 | » |
| 954а | 34,00 | 1,40 | 0,78 | 0,31 | 7,15 | 14,62 | 0,15 | 38,81 | 0,83 | 0,16 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | — | 0,17 | 1,62 | — | 0,01 | Сл. | 100,14 | » |
| 963 | 33,70 | 1,65 | Сл. | 0,26 | 7,07 | 14,42 | 0,26 | 39,72 | 0,72 | 0,15 | 0,04 | 0,03 | Сл. | 0,06 | — | 0,17 | 1,60 | — | 0,01 | » | 99,86 | » |
| — | 40,57 | 0,12 | 0,36 | Сл. | 2,10 | 11,62 | 0,33 | 43,55 | 0,61 | 0,04 | Не обн. | 0,35 | Не обн. | 0,06 | — | Сл. | Не обн. | — | — | — | 99,51 | Материалы В. А. Афанасьева |
| — | 39,09 | 0,48 | 0,19 | 0,64 | 2,23 | 13,10 | 0,34 | 42,90 | 0,81 | 0,05 | » | 0,38 | 0,15 | 0,06 | Не обн. | » | — | Не обн. | — | Сл. | 100,42 | То же |
| — | 39,02 | 0,22 | 0,32 | Не обн. | 1,29 | 11,86 | 0,22 | 45,08 | 0,68 | 0,18 | » | 0,09 | 0,10 | 0,78 | » | 0,16 | — | 0,30 | — | » | 100,30 | » |
| — | 38,40 | Сл. | 0,23 | 0,46 | 6,21 | 7,18 | 0,22 | 46,50 | 0,60 | 0,22 | 0,10 | 0,04 | — | — | » | Не обн. | — | 0,10 | — | — | 100,49 | » |

Дуниты Алданского района (интрузии Инагли и Кондер)

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | NiO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | V ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | П. л. л. | CO ₂ | SO ₃ | Сумма | Примечание |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------|-----------------|-----------------|--------|------------------------------------|
| 995а | 38,00 | Сл. | Сл. | 0,16 | 3,36 | 2,98 | 0,09 | 0,22 | 45,21 | 0,36 | Сл. | 0,04 | Сл. | Сл. | 0,21 | — | 9,17 | — | — | 99,80 | Инаглинский массив |
| 996в | 39,50 | Сл. | Сл. | 0,05 | 2,38 | 3,86 | 0,09 | 0,24 | 48,25 | 0,12 | Сл. | 0,02 | Сл. | Сл. | 0,26 | — | 5,76 | — | — | 100,53 | Там же |
| 999 | 37,70 | Сл. | Сл. | 0,05 | 2,17 | 4,05 | 0,12 | 0,22 | 48,25 | 0,12 | 0,02 | 0,04 | Сл. | Сл. | 0,15 | — | 7,34 | — | — | 100,23 | » |
| 999а | 37,10 | Сл. | Сл. | 0,05 | 3,04 | 3,60 | 0,12 | 0,22 | 46,22 | 0,12 | 0,02 | 0,03 | Сл. | Сл. | 0,19 | — | 9,06 | — | — | 99,77 | » |
| 1001в | 38,00 | Сл. | Сл. | 0,05 | 1,40 | 4,05 | 0,09 | 0,22 | 48,59 | 0,24 | 0,02 | 0,04 | Сл. | Сл. | 0,22 | — | 6,82 | — | — | 99,74 | » |
| 24б | 36,83 | Сл. | 0,57 | 0,14 | 3,47 | 4,42 | 0,14 | — | 45,45 | 0,16 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | — | 0,15 | — | 7,68 | — | 0,14 | 99,24 | Материалы А. М. Корчагина |
| 91к | 38,00 | Сл. | 0,62 | — | 3,16 | 2,26 | 0,11 | — | 46,77 | 0,31 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | — | 0,43 | 7,06 | 0,56 | — | 0,03 | 99,55 | То же |
| 48 | 39,02 | Сл. | 0,15 | — | 2,42 | 3,43 | 0,12 | — | 46,77 | 0,39 | 0,38 | 0,13 | 0,04 | — | 0,15 | 6,72 | 0,14 | — | 0,03 | 99,89 | » |
| У-10 | 37,94 | — | 0,92 | 0,02 | 1,38 | 9,92 | 0,27 | 0,10 | 45,85 | 0,34 | 0,20 | 0,10 | 0,05 | — | 0,32 | 2,77 | — | 0,26 | — | 100,44 | Материалы А. Н. Угрюмова |
| У-7 | 39,02 | 0,05 | 0,75 | — | 1,29 | 9,96 | — | — | 45,89 | 0,14 | 0,08 | 0,07 | — | — | 0,40 | — | 2,52 | — | — | 100,17 | То же |
| И-135 | 37,38 | 0,07 | 0,03 | 0,60 | 1,02 | 4,16 | 0,09 | 0,20 | 50,51 | 0,92 | 0,12 | 0,54 | 0,13 | — | — | 2,50 | — | 0,66 | 0,28 | 99,21 | Материалы Л. В. Разина |
| И-136 | 37,88 | 0,05 | 0,09 | 0,56 | 2,53 | 2,66 | 0,08 | 0,22 | 50,93 | 0,80 | 0,11 | 0,13 | 0,09 | — | — | 3,57 | — | 0,36 | 0,21 | 100,27 | То же |
| — | 37,81 | — | 1,26 | 0,15 | 0,98 | 3,43 | 0,06 | 0,25 | 47,54 | 0,35 | 0,10 | 0,30 | 0,07 | — | — | — | 7,46 | (1,50) | — | 99,76 | (Рожков и др., 1962) |
| — | 38,35 | — | 1,21 | 0,58 | 1,96 | 6,33 | 0,10 | 0,24 | 46,37 | 0,40 | 0,06 | 0,20 | 0,06 | — | — | — | 4,00 | (1,90) | — | 99,86 | То же |
| — | 38,25 | Сл. | 0,76 | 0,78 | 3,05 | 6,14 | 0,22 | 0,25 | 45,98 | — | 0,19 | 0,09 | 0,16 | — | — | 4,20 | — | — | — | 99,82 | Массив Кондер (Рожков и др., 1962) |

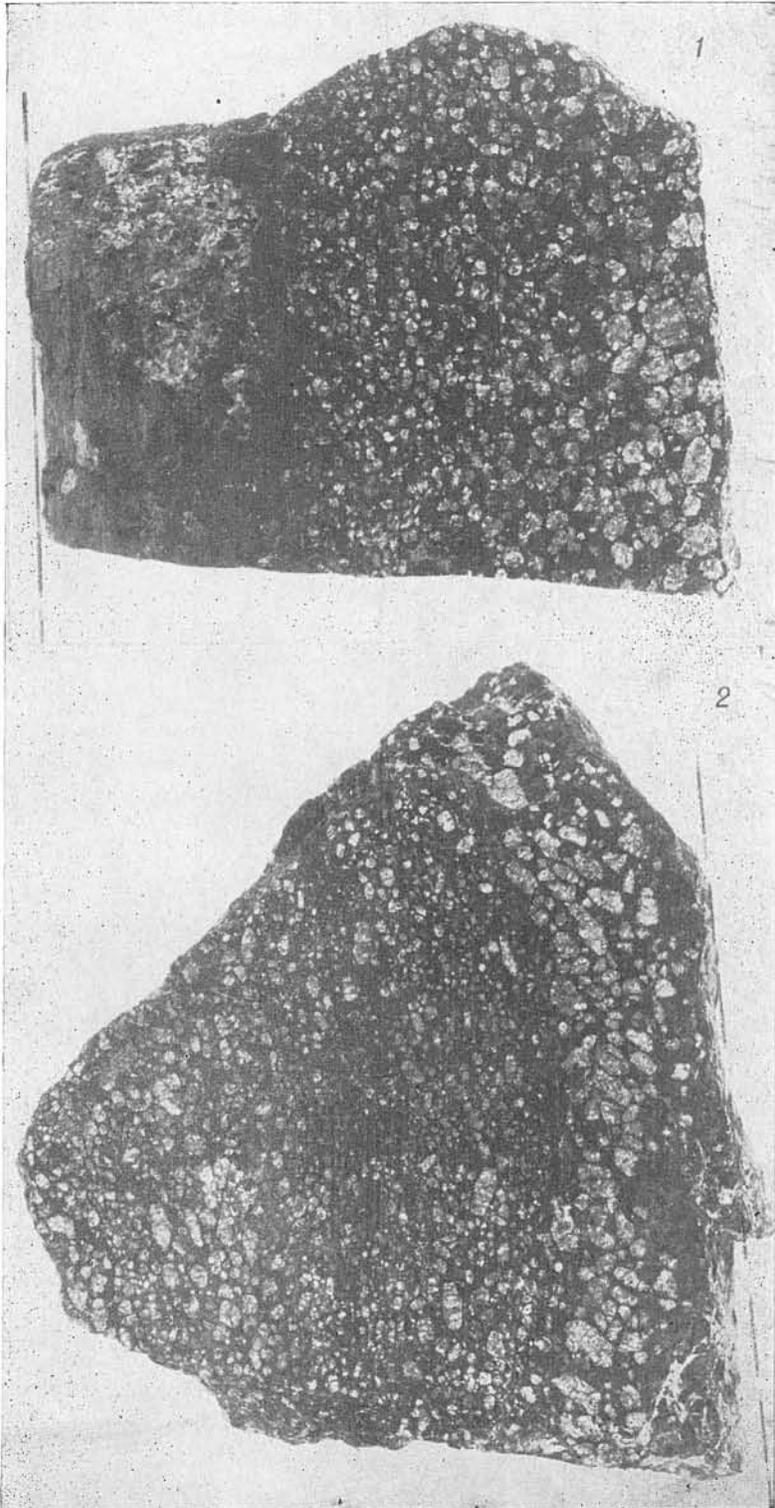
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|---|------|------|------|------|---|--------|--|
| — | 38,67 | Сл. | 0,92 | 0,05 | 3,29 | 5,14 | 0,26 | 0,19 | 45,08 | — | 0,11 | — | 0,12 | — | — | 5,20 | — | 0,80 | — | 99,83 | Там же |
| 8319 | 38,47 | 0,03 | 0,63 | 0,56 | 2,74 | 8,40 | 0,19 | 0,16 | 44,75 | 0,30 | 0,17 | 0,08 | Сл. | — | 0,08 | 3,48 | 3,76 | — | — | 100,26 | Материалы А. А. Ефимова |
| 8345 | 37,82 | 0,03 | 0,96 | 0,26 | 3,09 | 8,14 | 0,20 | 0,20 | 43,71 | 0,70 | 0,15 | 0,05 | 0,01 | — | 0,20 | 4,02 | 4,22 | — | — | 99,51 | То же |
| 8346 | 37,82 | 0,02 | 0,52 | 0,52 | 3,22 | 7,10 | 0,18 | 0,19 | 45,10 | 0,93 | 0,10 | 0,05 | Сл. | — | 0,30 | 3,70 | 4,53 | — | — | 100,23 | » |
| 8393 | 37,80 | 0,04 | 1,14 | 0,84 | 3,42 | 7,84 | 0,19 | 0,19 | 43,60 | 0,35 | 0,17 | 0,05 | 0,03 | — | 0,23 | 4,38 | 4,61 | — | — | 100,23 | » |
| 8394 | 37,92 | 0,02 | 0,46 | 0,70 | 4,36 | 6,87 | 0,19 | 0,20 | 43,91 | 0,05 | 0,15 | 0,05 | 0,01 | — | 0,28 | 4,47 | 4,68 | — | — | 99,46 | » |
| 8395 | 38,32 | 0,03 | 0,60 | 0,54 | 4,56 | 6,81 | 0,19 | 0,19 | 44,50 | 0,23 | 0,15 | 0,17 | 0,01 | — | 0,26 | 3,93 | 4,18 | — | — | 100,49 | » |
| 8396 | 38,60 | 0,04 | 0,80 | 0,54 | 4,62 | 6,66 | 0,18 | 0,18 | 43,60 | 0,23 | 0,17 | 0,05 | 0,01 | — | 0,19 | 4,51 | 4,65 | — | — | 100,30 | » |
| 8404 | 37,90 | 0,02 | 0,34 | 0,44 | 3,23 | 9,32 | 0,21 | 0,18 | 44,30 | 1,28 | 0,17 | 0,05 | Сл. | — | 0,17 | 2,12 | 3,03 | — | — | 100,39 | » |
| 8405 | 39,30 | 0,02 | 0,55 | 0,40 | 2,97 | 9,92 | 0,22 | 0,18 | 43,90 | 0,22 | 0,17 | 0,05 | 0,03 | — | 0,06 | 1,89 | 2,08 | — | — | 100,13 | » |
| 8407 | 39,18 | 0,02 | 0,46 | 0,48 | 2,14 | 8,88 | 0,18 | 0,25 | 45,87 | 0,23 | 0,15 | 0,05 | Сл. | — | 0,09 | 2,00 | 2,09 | — | — | 99,93 | В последних десяти пробах присутствует 0,02 вес. % CoO |

Полевцошпатовые пкриты севера Сибирской платформы (р. Аян)

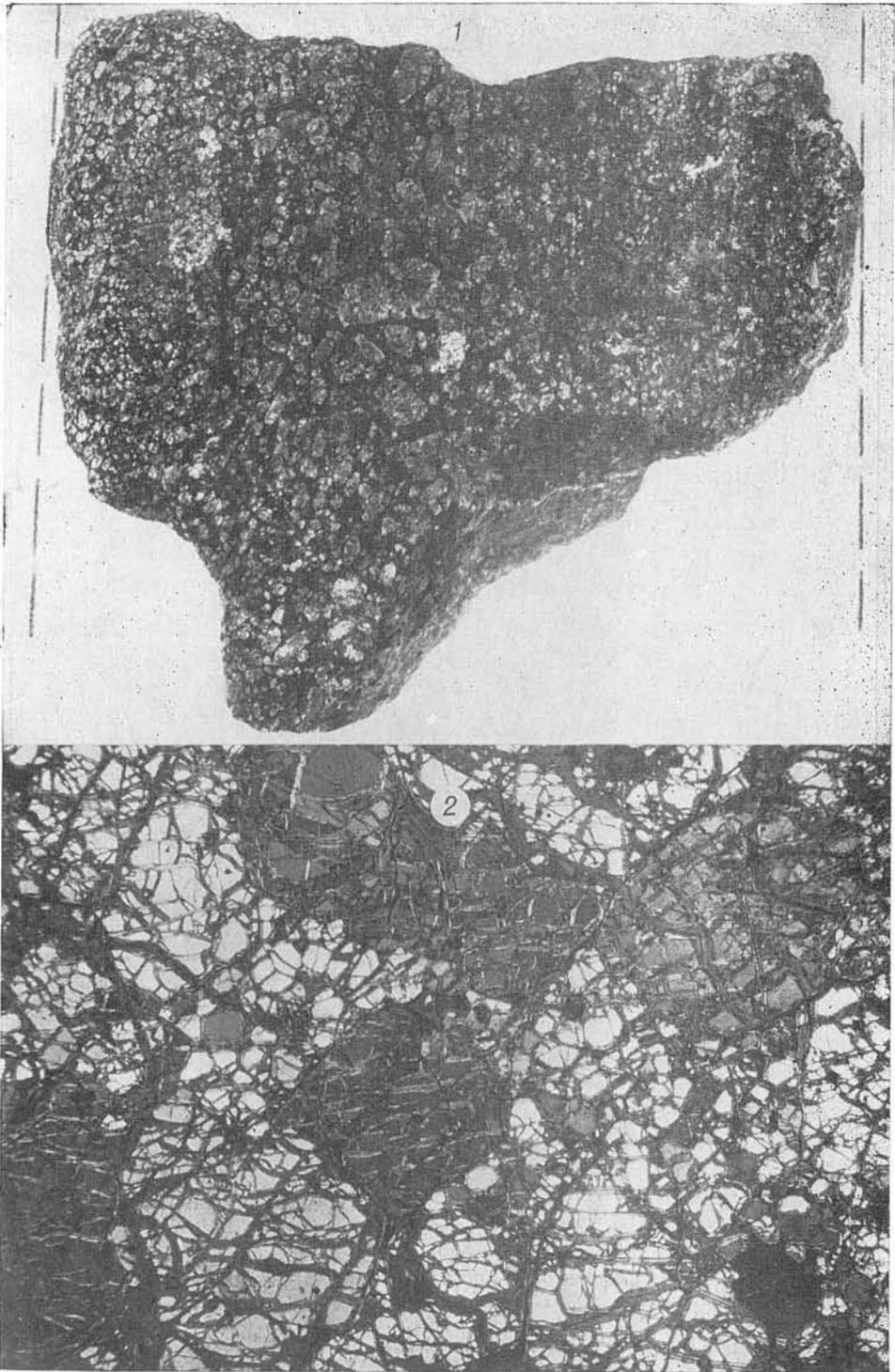
| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | NiO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | LiO ₂ | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁻ | П. п. п. | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------|--------|
| 99 | 41,10 | 2,74 | 5,60 | 0,10 | 6,02 | 7,88 | 0,09 | 0,16 | 23,62 | 5,16 | 0,65 | 0,33 | 0,01 | 0,08 | 0,26 | 6,30 | 100,10 |
| 991r | 44,60 | 4,50 | 7,42 | 0,18 | 4,95 | 7,54 | 0,17 | 0,15 | 14,87 | 9,26 | 1,32 | 0,85 | 0,01 | 0,16 | 0,93 | 3,26 | 100,17 |
| 991в | 43,70 | 4,60 | 8,66 | 0,16 | 2,33 | 10,56 | 0,13 | 0,06 | 13,84 | 9,26 | 1,75 | 1,54 | 0,01 | 0,31 | 0,40 | 2,60 | 99,91 |
| 991б | 43,90 | 4,82 | 8,44 | 0,16 | 4,40 | 9,37 | 0,15 | 0,06 | 13,16 | 9,38 | 1,80 | 1,15 | 0,01 | 0,33 | 0,35 | 2,86 | 100,34 |
| 991а | 42,10 | 3,62 | 7,45 | 0,16 | 3,82 | 9,22 | 0,08 | 0,08 | 18,68 | 8,06 | 1,07 | 1,00 | 0,01 | 0,23 | 0,60 | 4,06 | 100,36 |
| 991 | 42,00 | 4,00 | 7,38 | 0,16 | 8,60 | 6,39 | 0,22 | 0,08 | 13,66 | 8,45 | 1,10 | 0,72 | 0,01 | 0,30 | 1,63 | 5,07 | 99,77 |
| 994 | 41,50 | 2,82 | 5,75 | 0,18 | 2,82 | 10,79 | 0,12 | 0,16 | 24,97 | 5,16 | 0,78 | 0,57 | Сл. | 0,12 | 0,79 | 3,17 | 99,70 |
| 1039б | 44,24 | 2,88 | 7,01 | — | 4,99 | 9,01 | 0,20 | — | 18,16 | 9,65 | 1,39 | 0,75 | — | 0,18 | 0,89 | 1,77 | 100,23 |

Примечание. Обр. 1039б (Томановская, 1961).

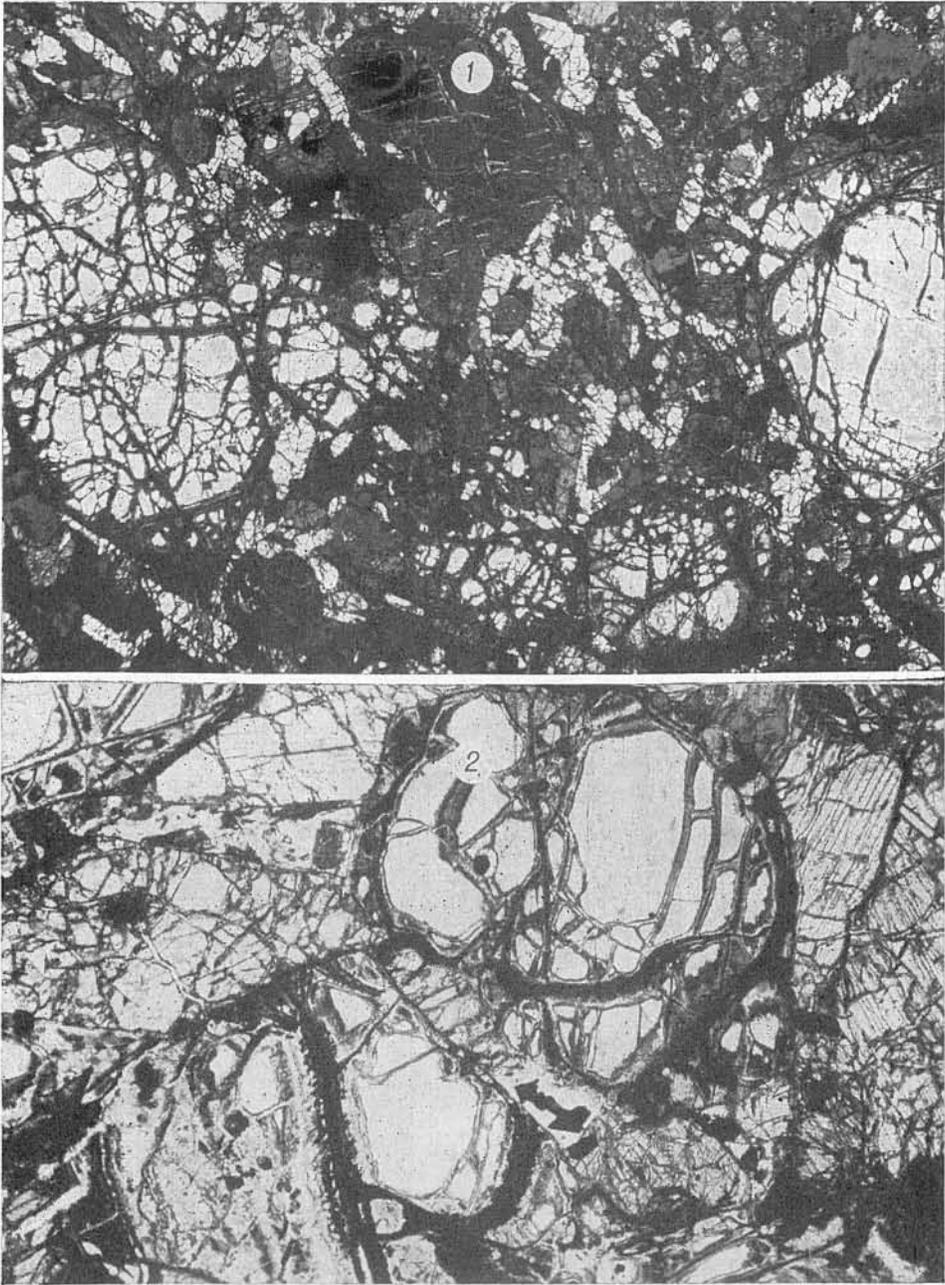
МИКРОФОТОГРАФИИ
И ФОТОГРАФИИ ШЛИФОВ
И ОБРАЗЦОВ
ГОРНЫХ ПОРОД



1. Массивная дайка меймечитов с эндоконтактовыми афанитовыми зонами (пунктиром обозначена плоскость контакта). Обр. 113п, натур. величина.
2. Дайка меймечитов с полосчатым асимметричным расположением зон. Обр. 115-3, уменьш. в 2,5 раза.

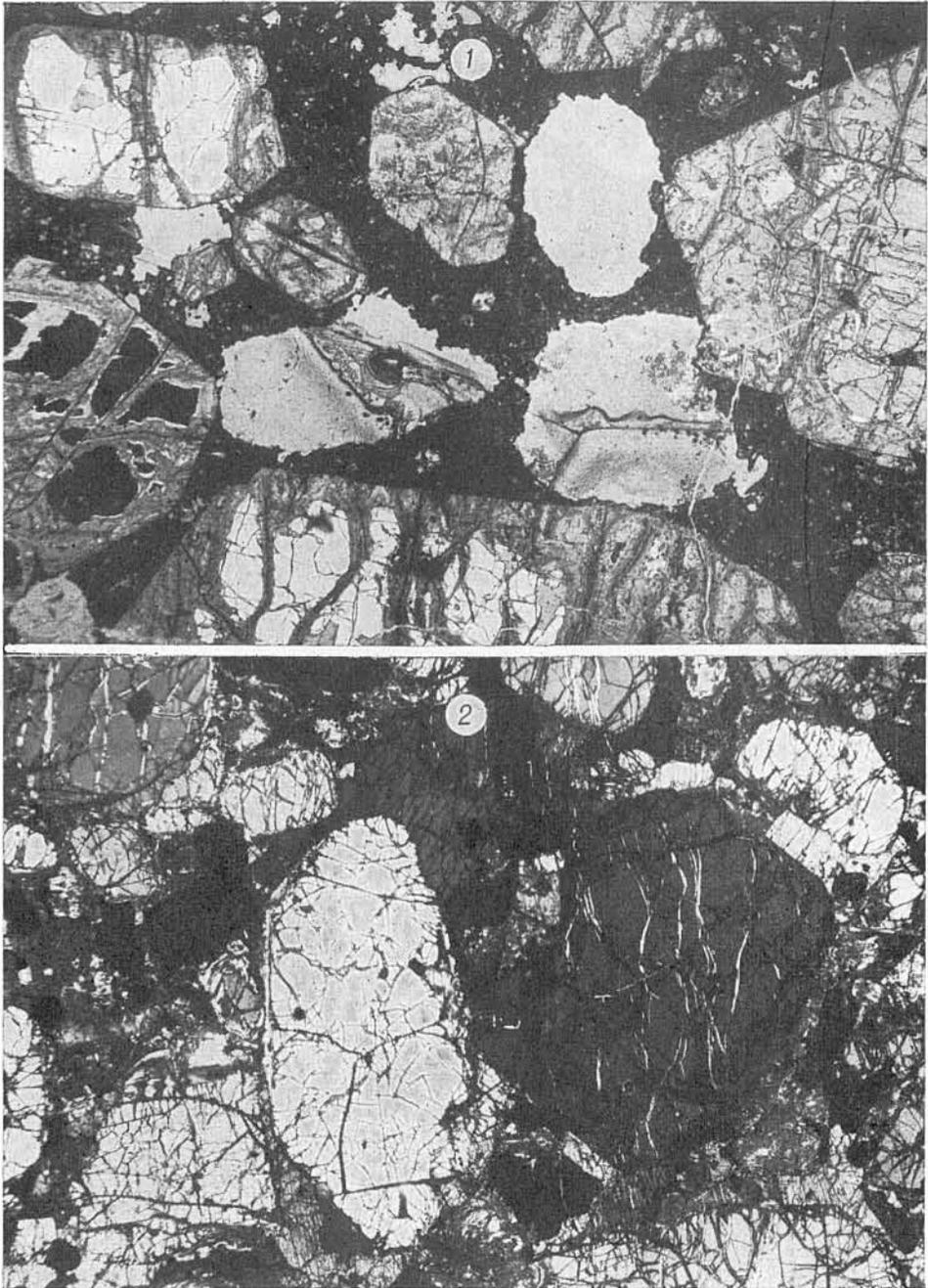


1. Дайка меймечитов с симметричным расположением зон. Обр. 115-5, уменьш. в 3 раза.
2. Дунит (дунит-перидотит), структура аллотриоморфнозернистая. Шл. 12-4, увел. 20, ник. +.



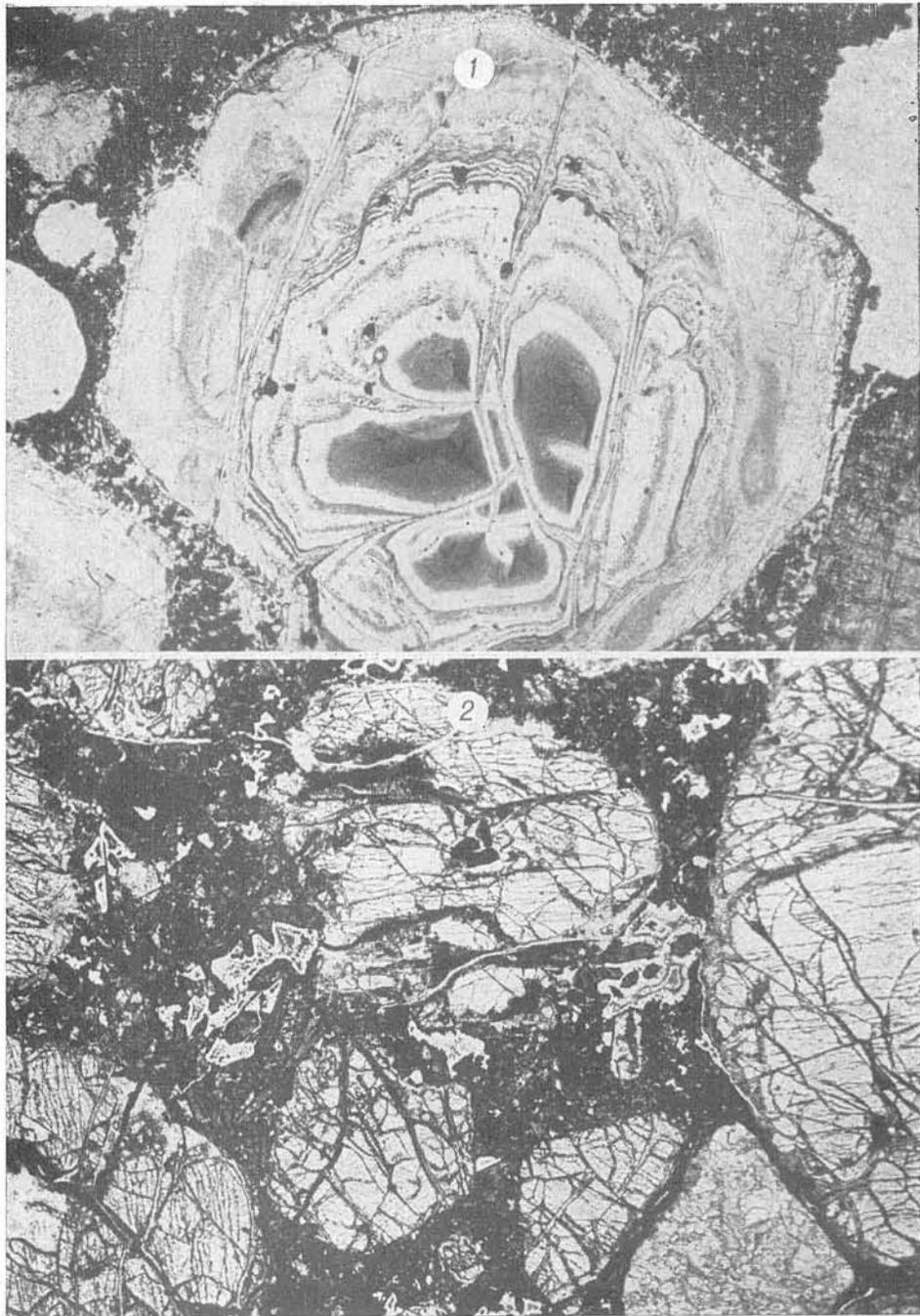
1. Порфировидный перидотит с мелкой призматически-зернистой структурой основной массы. Шл. 1866, увел. 20, ник. +.

2. Порфировидный перидотит с крупными призматическими и ксеноморфными зернами клинопироксена в основной массе. Порода является, по сути дела, переходной к равномернoзернистому перидотиту. Шл. 189а, увел. 20, ник. +.



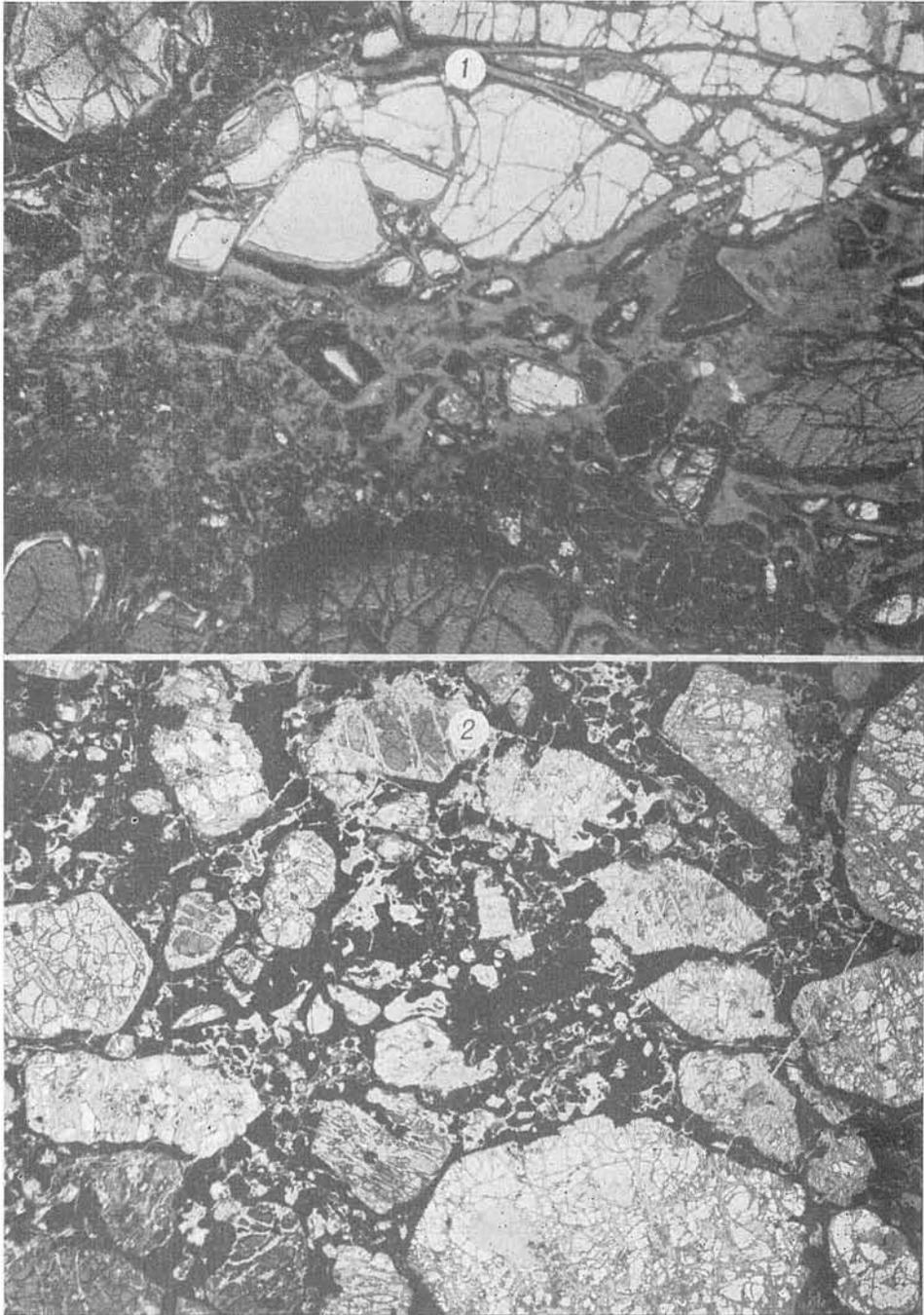
1. Меймечит эндоконтактной зоны Гулинского плутона с микролитовой основной массой. Шл. 9-1, увел. 20, ник. +.

2. Меймечит с призматически-зернистой основной массой. Шл. 120, увел. 15, ник. +.



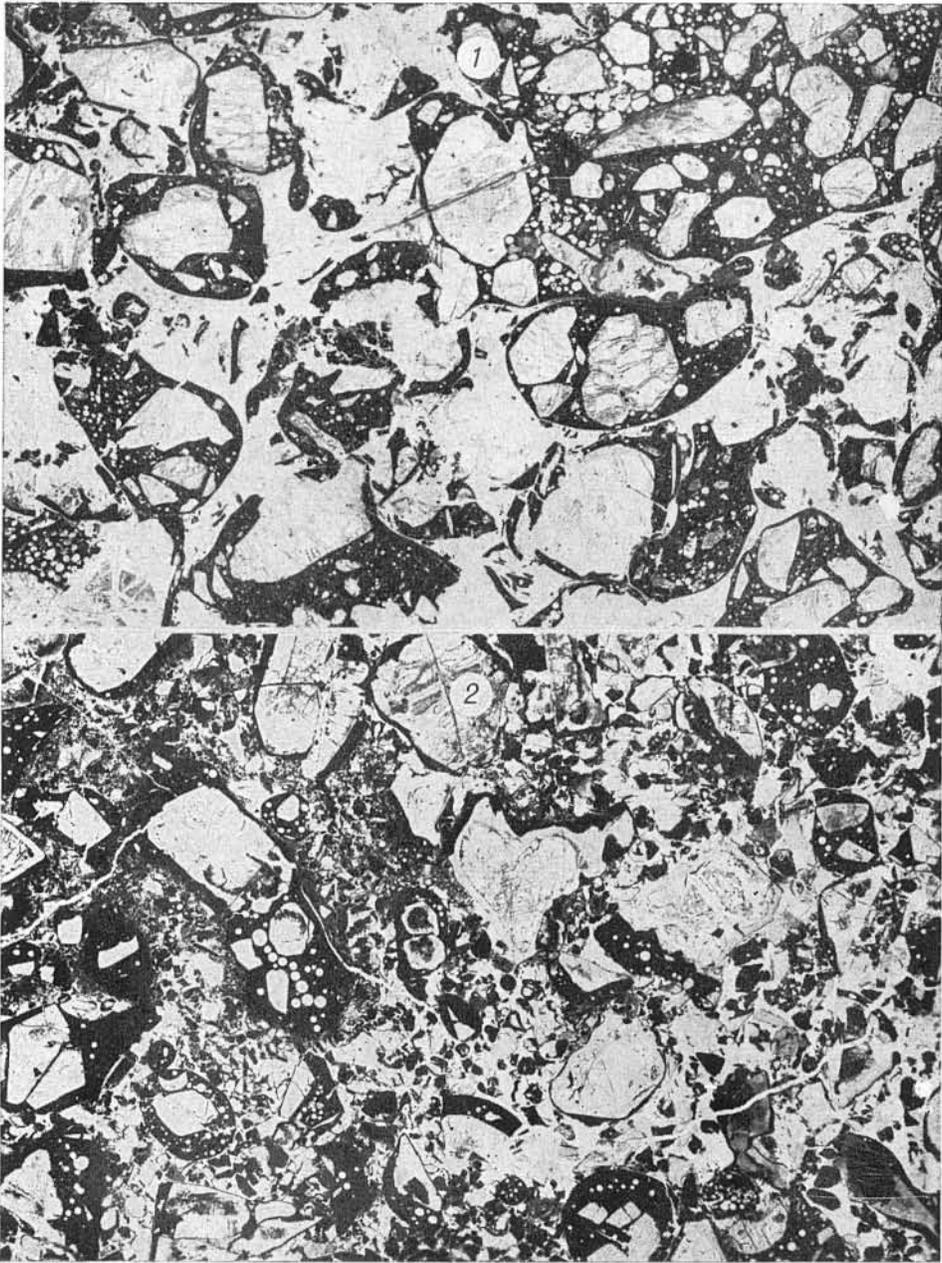
1. Меймечит. Характер замещения кристалла оливина серпентином. Отчетливы прожилки раннего серпентина и ритмично-зональное расположение более позднего. Шл. 114, увел. 30, ник. +.

2. Меймечит. В центральной части пустоты выщелачивания неправильной формы, заполненные серпентином, в который погружены идиоморфные кристаллики клинопироксена. Шл. 103г, увел. 20, ник. +.

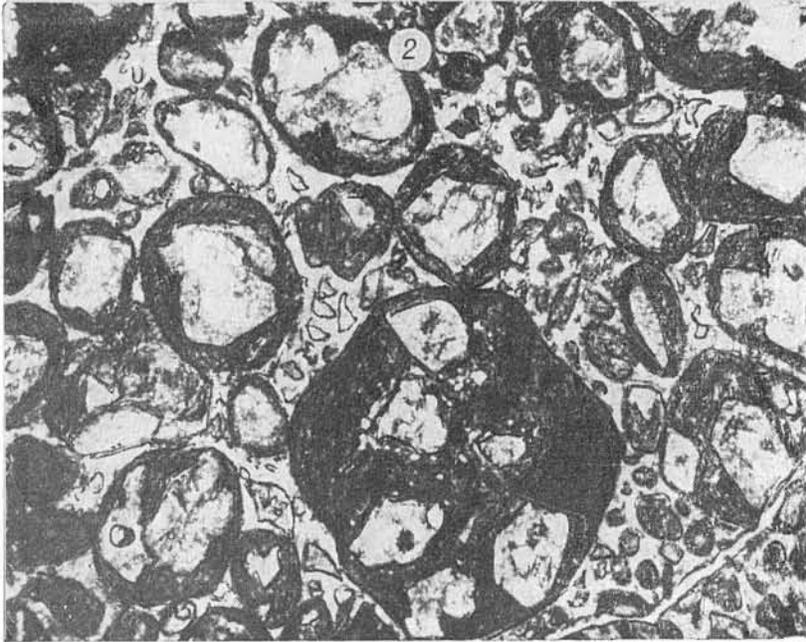
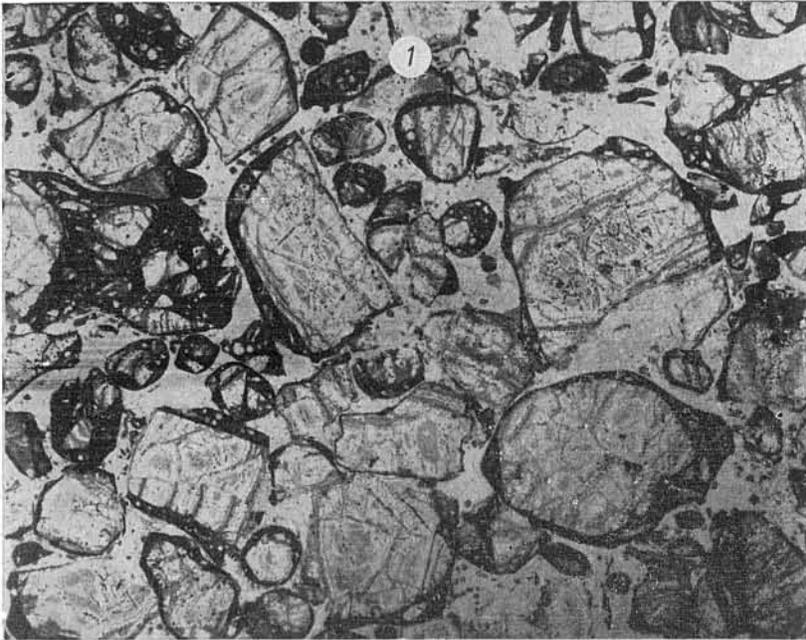


1. Микрзоны брекчированной породы в монолитном меймечите. Шл. 105, увел. 25, ник. +.

2. Серпентинизация основной массы меймечита по сетке неправильных трещинок (светлое). Шл. 2а, увел. 15, ник. +.

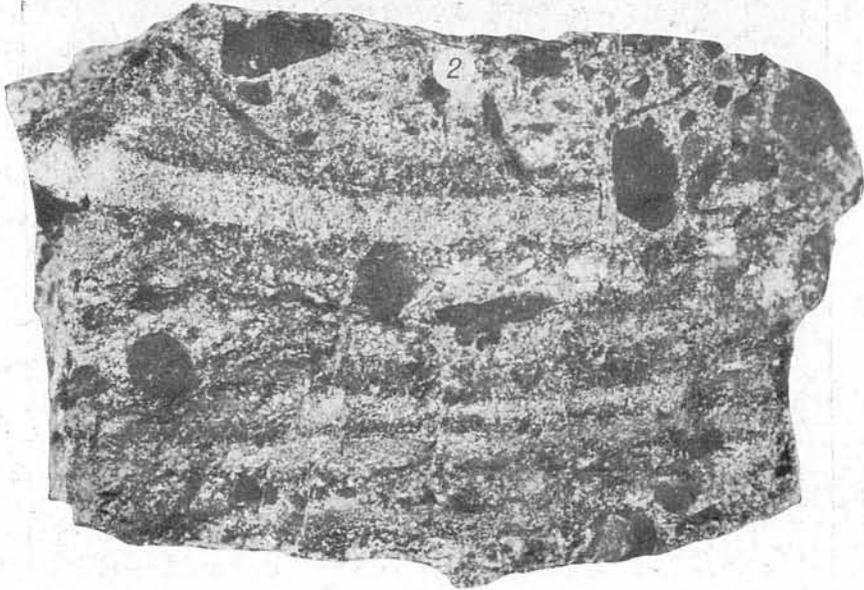
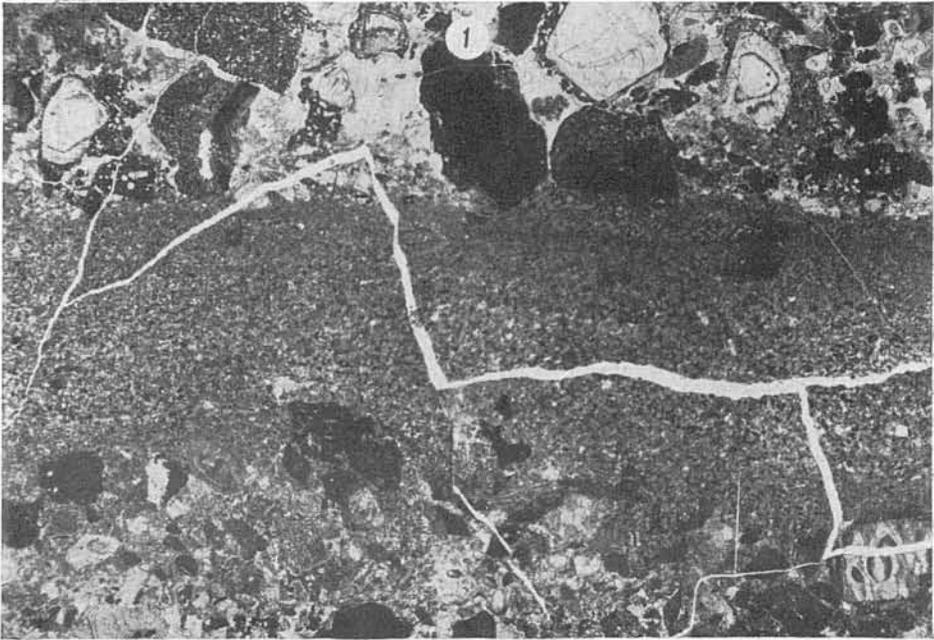


1. Более интенсивная серпентинизация того же образца (обр. 2) меймечита. Хорошо заметна псевдообломочная структура. Шл. 2, увел. 5, ник. || .
2. Интенсивно преобразованный меймечит («кристалло-литокластический туф»). Шл. 37-9, увел. 5, ник. || .

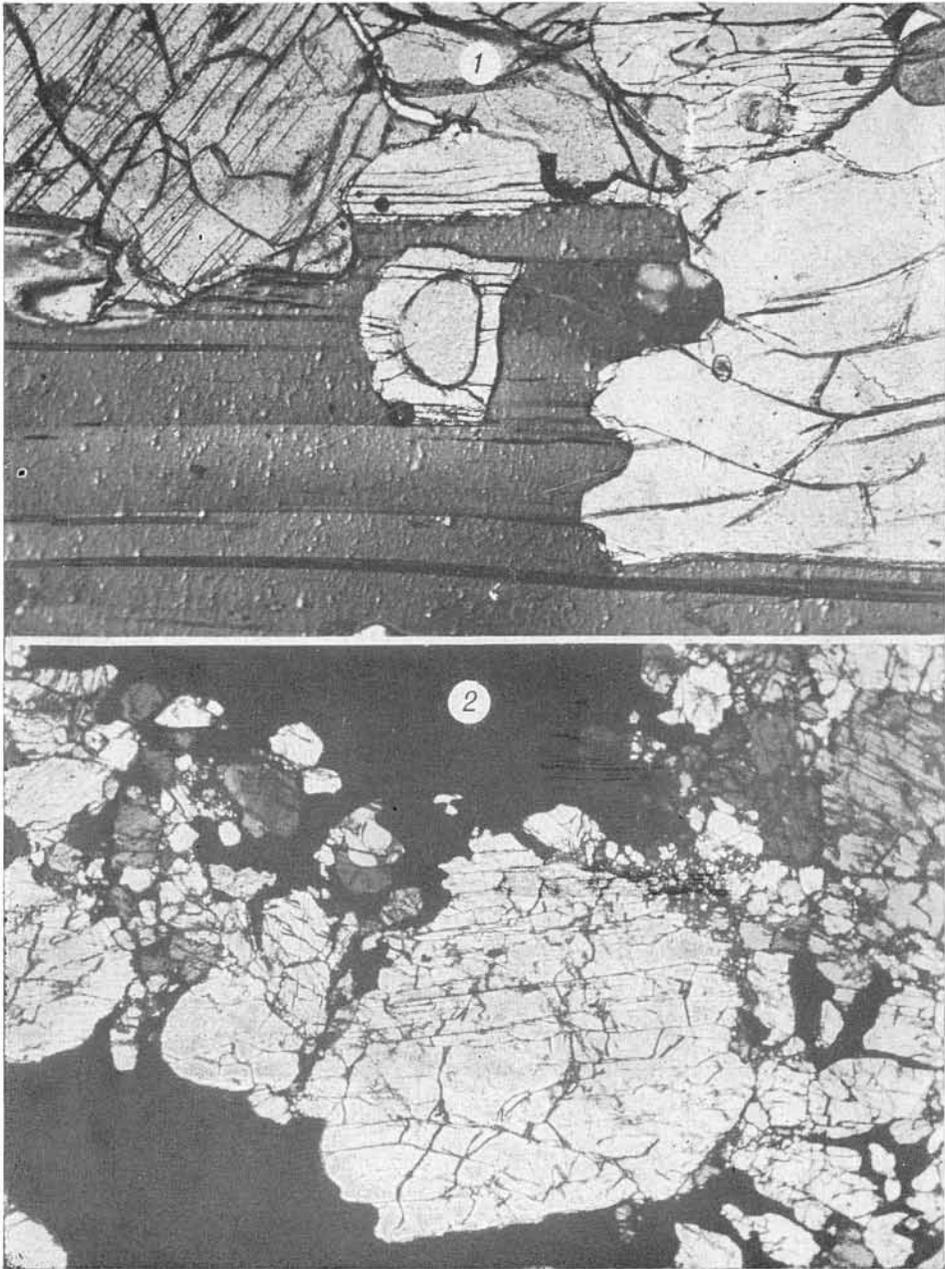


1. Серпентинизированный меймечит с обломочной структурой («лапиллеватый туф»). Шл. 9г-3, увел. 5, ннк. ||.

2. Кимберлит с автолитовой структурой («кимберлитовый туф») из трубки Джо (по В. В. Ковальскому и др., 1969).

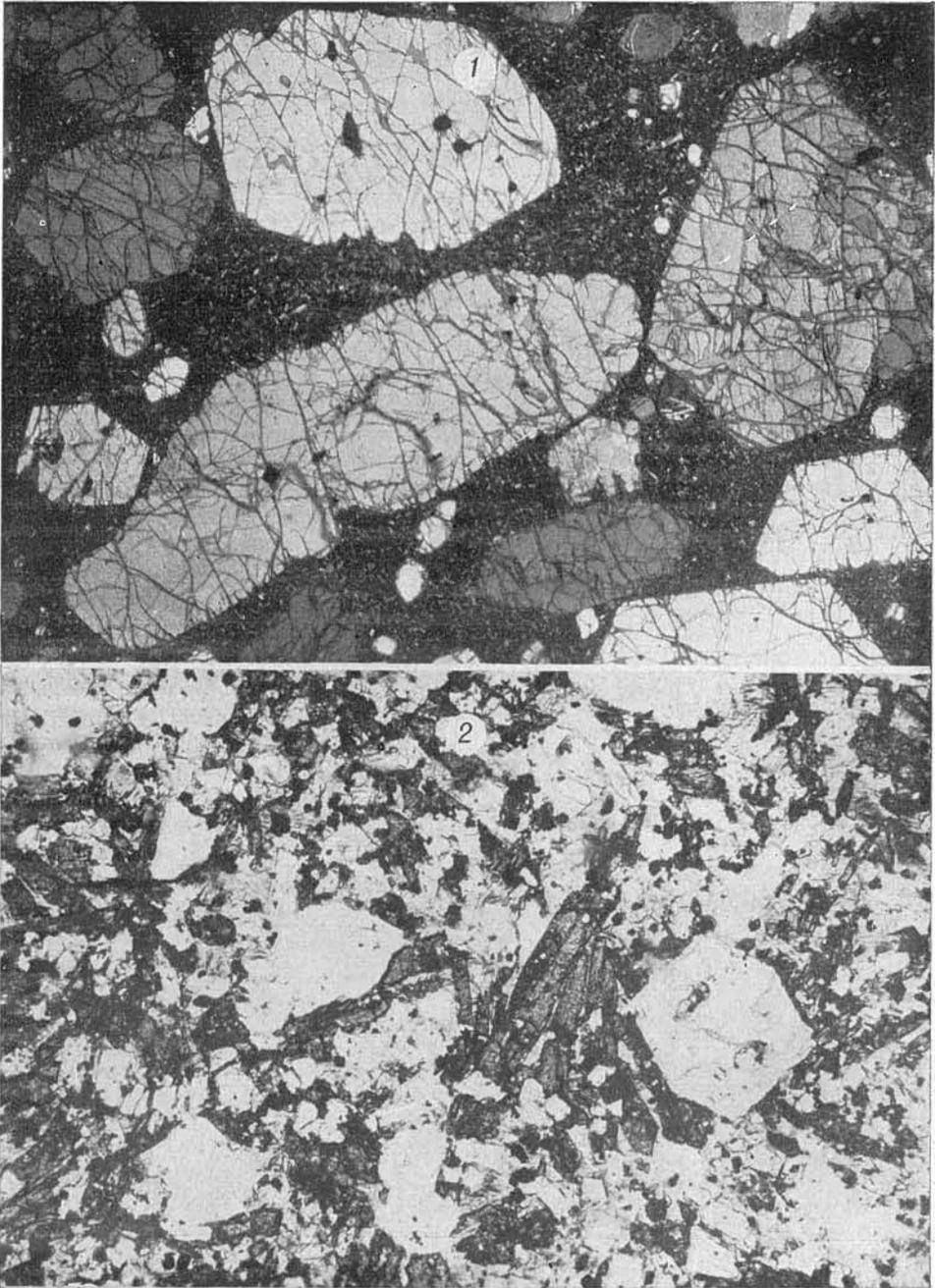


1. Измененный меймечит с заметной ориентировкой обломочного материала и слоистой текстурой («вулканический туф»). Шл. 116д, увел. 10, ник. +.
2. «Туф» кимберлита с полосчатой текстурой из трубки «Аэромагнитной». Натур. величина.



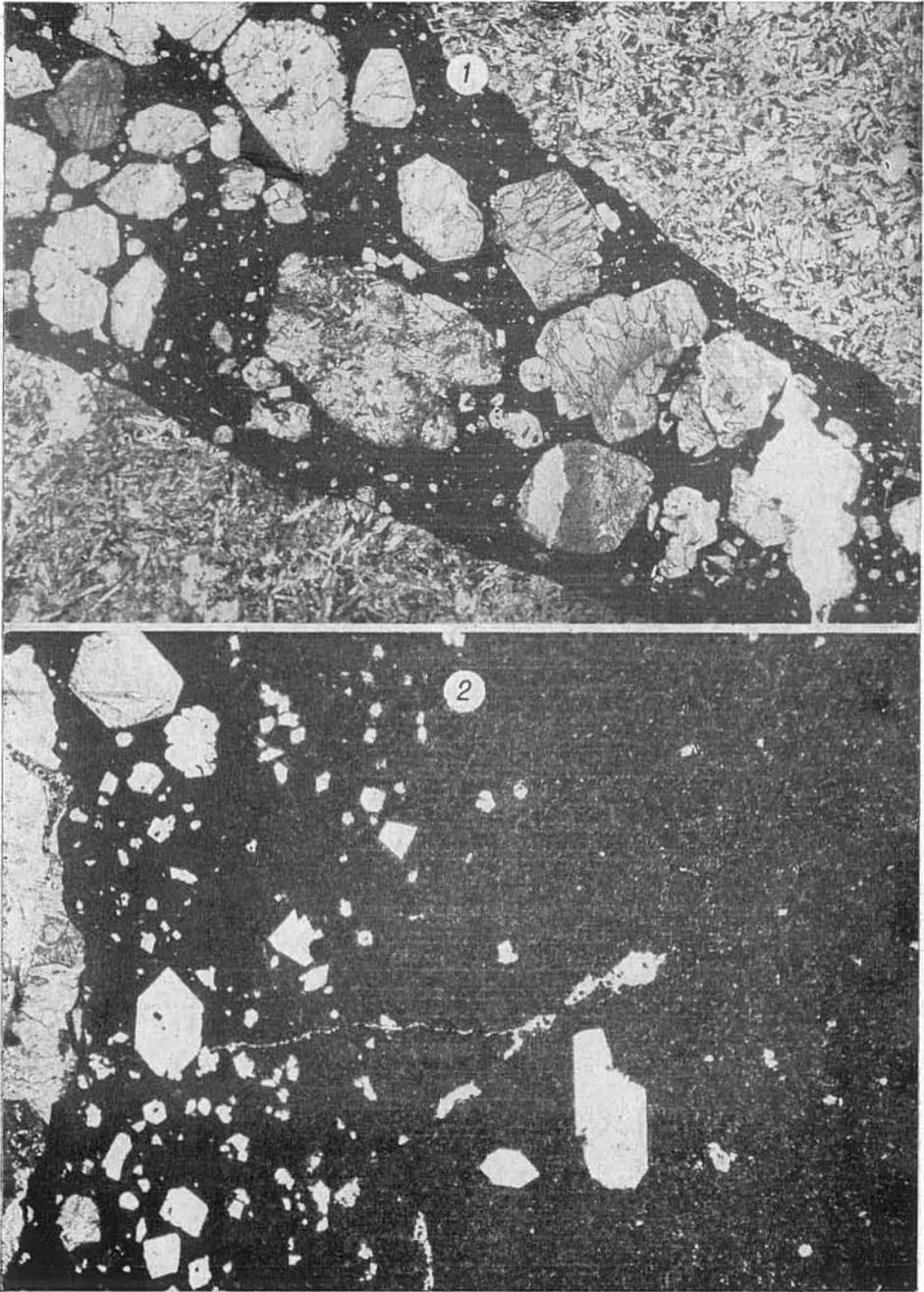
1. Пироксенит. В центре снимка округлое зерно оливина, замещенное клино-пироксеном, по которому, в свою очередь, развивается флогопит. Шл. 798, увел. 15, ник. +.

2. Пироксенит. Развитие магнетита по клинопироксену. На фотографии хорошо видна предварительная грануляция зерен пироксена. Шл. 7816, увел. 20, ник. +.



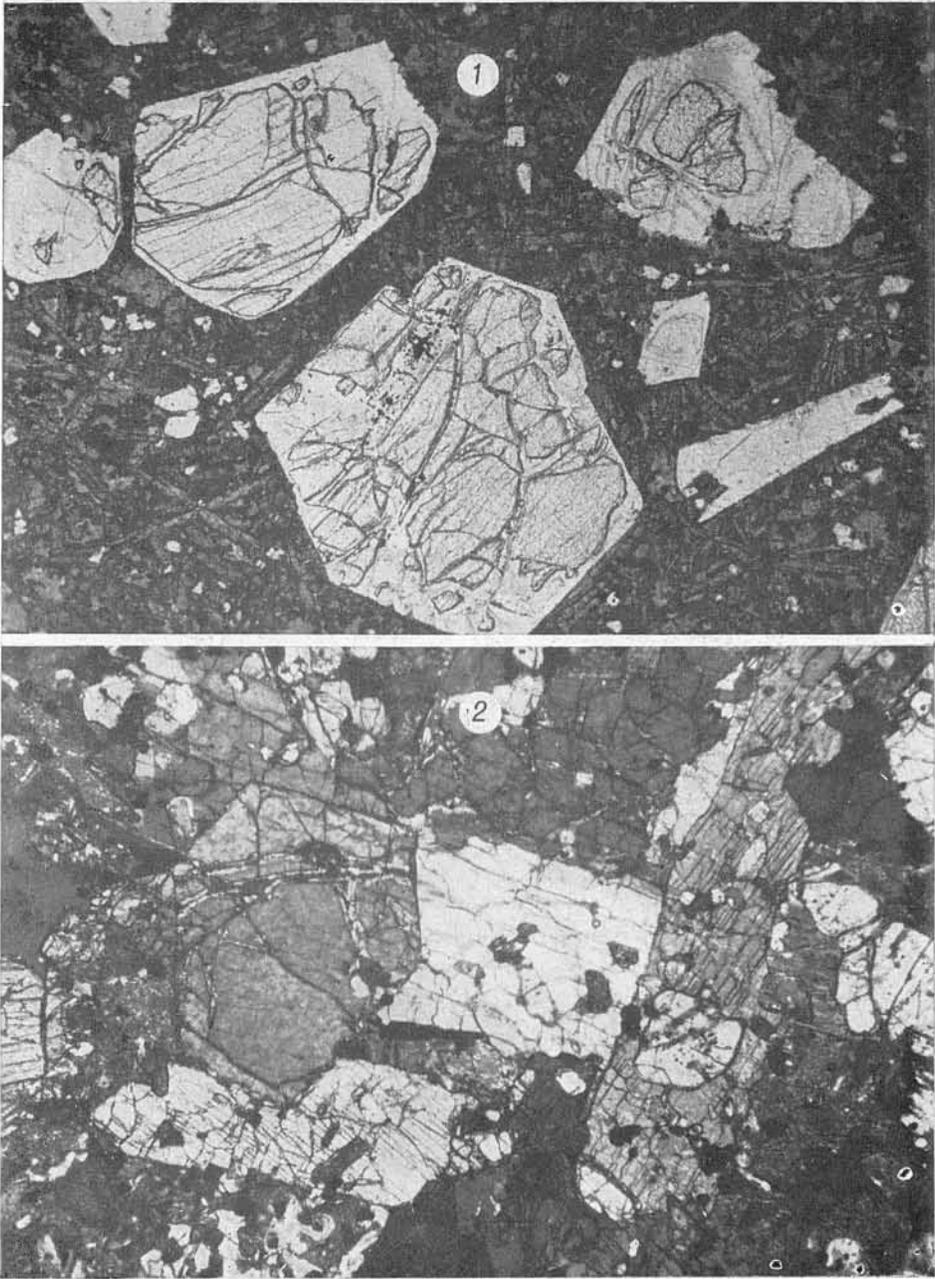
1. Дайковый меймечит. Структура порфировая с микролитовой основной массой. Шл. 24-4, увел. 10, ник. +.

2. Эндоконтактовая афанитовая зона дайкового меймечита с призматически-зернистой структурой основной массы и одиночными крупными вкрапленниками оливина. Шл. 116з, увел. 30, ник. ||.



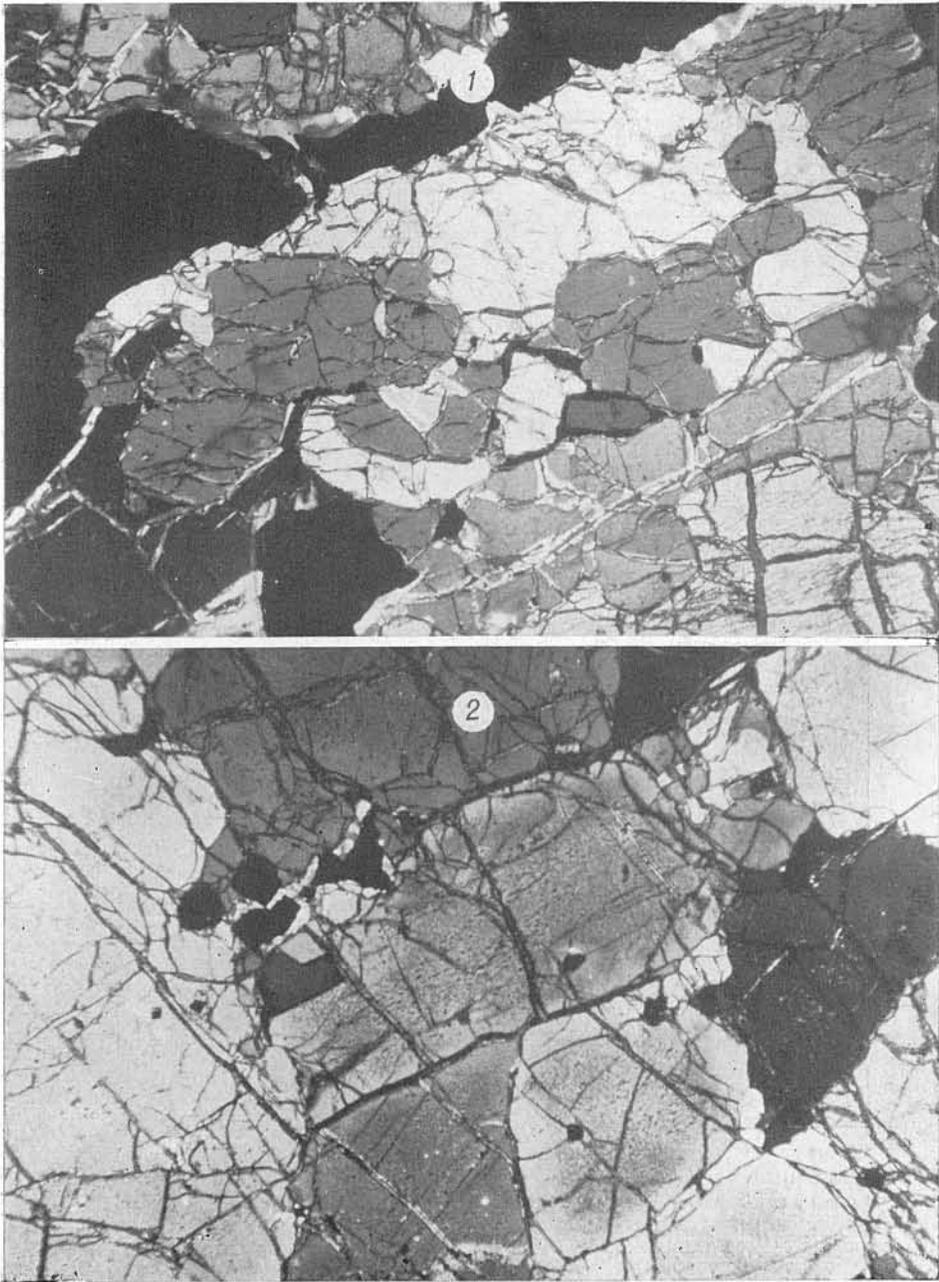
1. Пикритовый порфирит. Вкрапленники свежего оливина в стекле (черное). Шл. 202а, увел. 5, ник. +.

2. Стекловатая эндоконтактная зона дайки пикритового порфирита с витрофицированной структурой и мелкими вкрапленниками оливина. Шл. 4в-5, увел. 60, ник. ||.

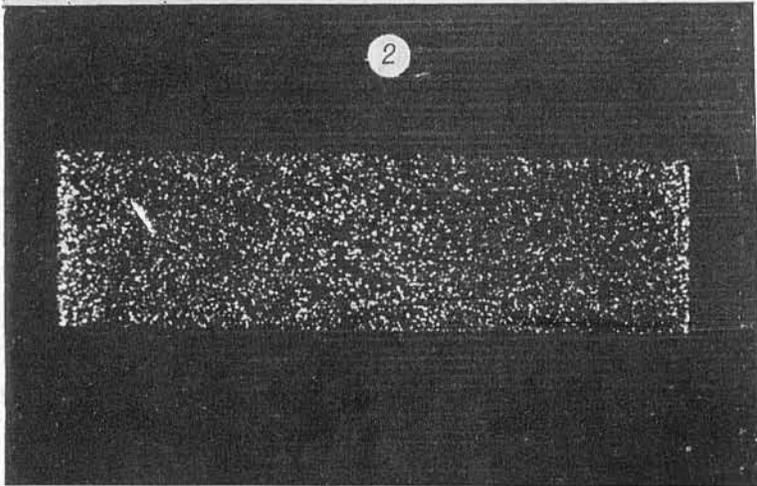
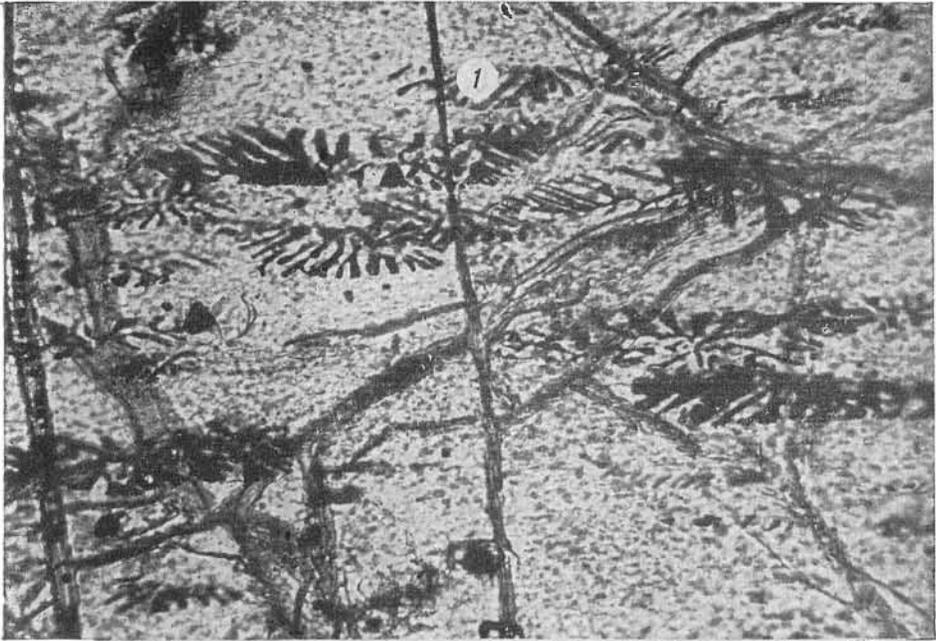


1. Центральная зона дайки пикритового порфирита с крупными вкраплениями оливина и призматически-зернистой структурой основной массы. В интерстициях листочки биотита. Шл. 116о, увел. 15, ник. ||.

2. Центральная зона крупного дайкового тела пойкилоофитового пикритового порфирита. Хорошо виден крупный кристалл оливина первой генерации и пойкилитовые включения оливина второй генерации в кристаллах пироксена. Шл. 590ж, увел. 15, ник. +.

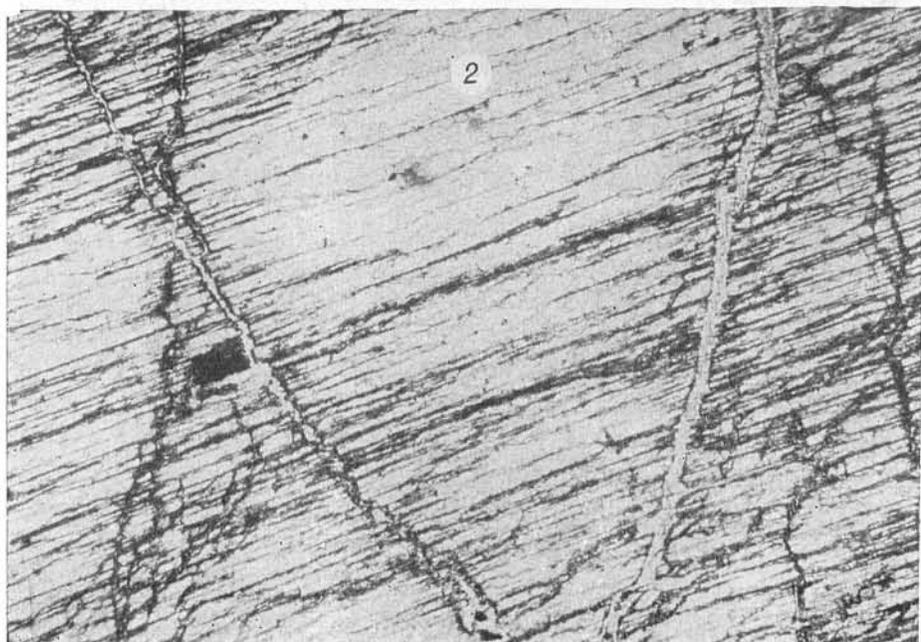
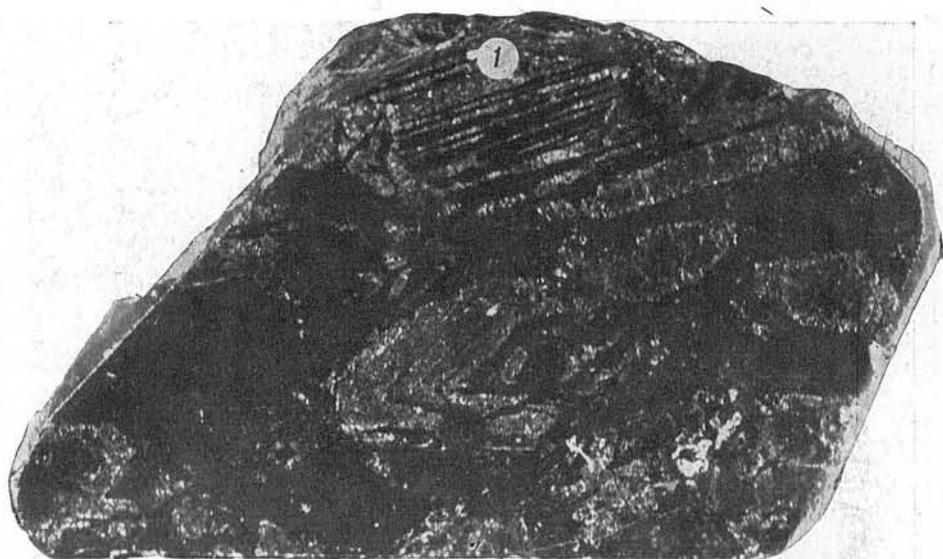


1. Порфиroidный оливинит с ксеноморфными ограничениями зерен оливина. Шл. 801, увел. 15, ник. +.
2. Оливинит с полигональными зернами оливина (гранобластовая структура), Шл. 538, увел. 20, ник. +.



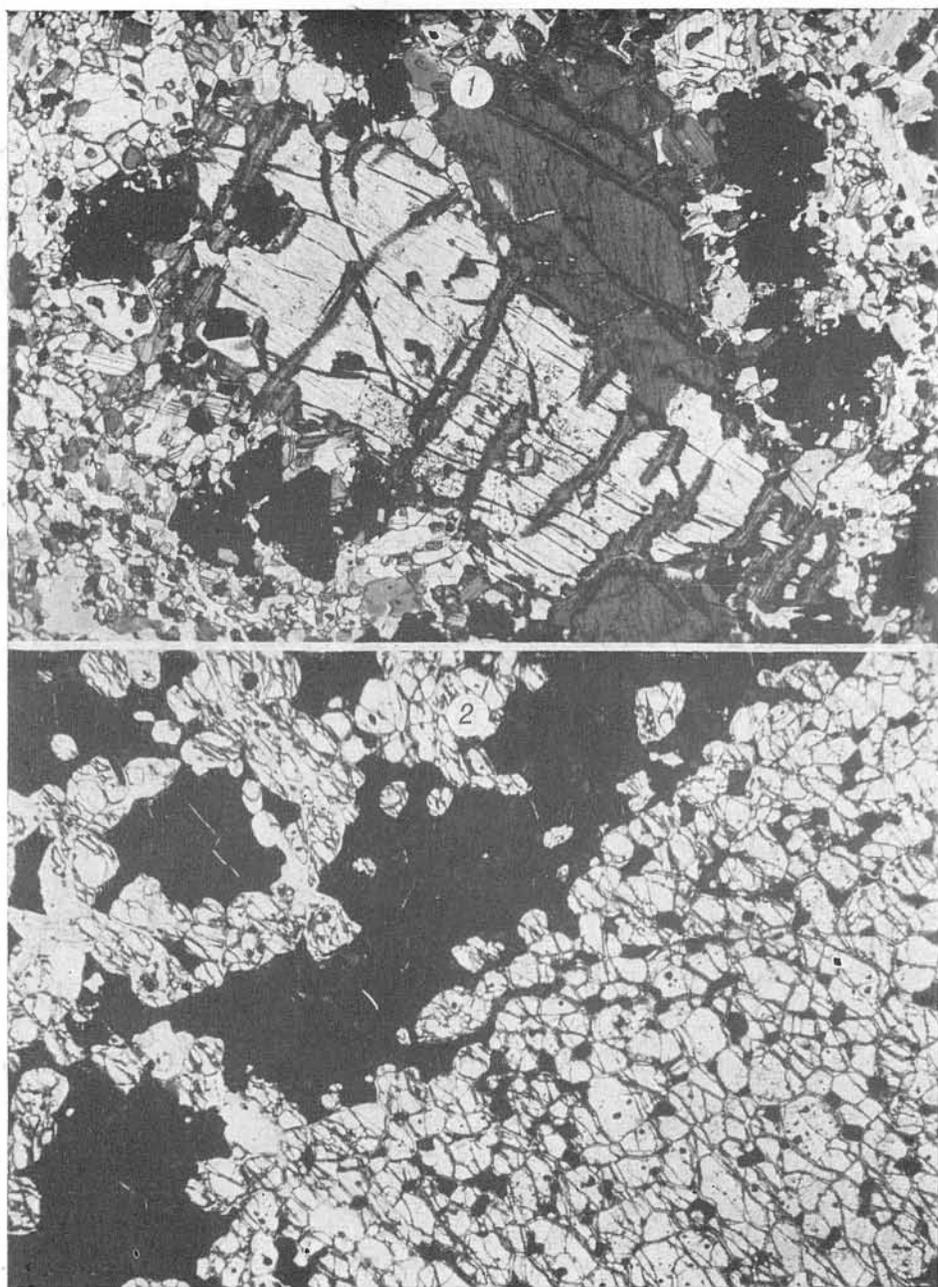
1. Закономерные дендриговидные врослки магнэзита в кристалле оливинна из оливинита интрузии Бор-Урих. Шл. 536, увел. 80, ник. ||.

2. Равномерное распределение кальция в зерне оливинна из дунита Гулинского-плутона (обр. 62-1), выявленное при сканировании в CaK α лучах.



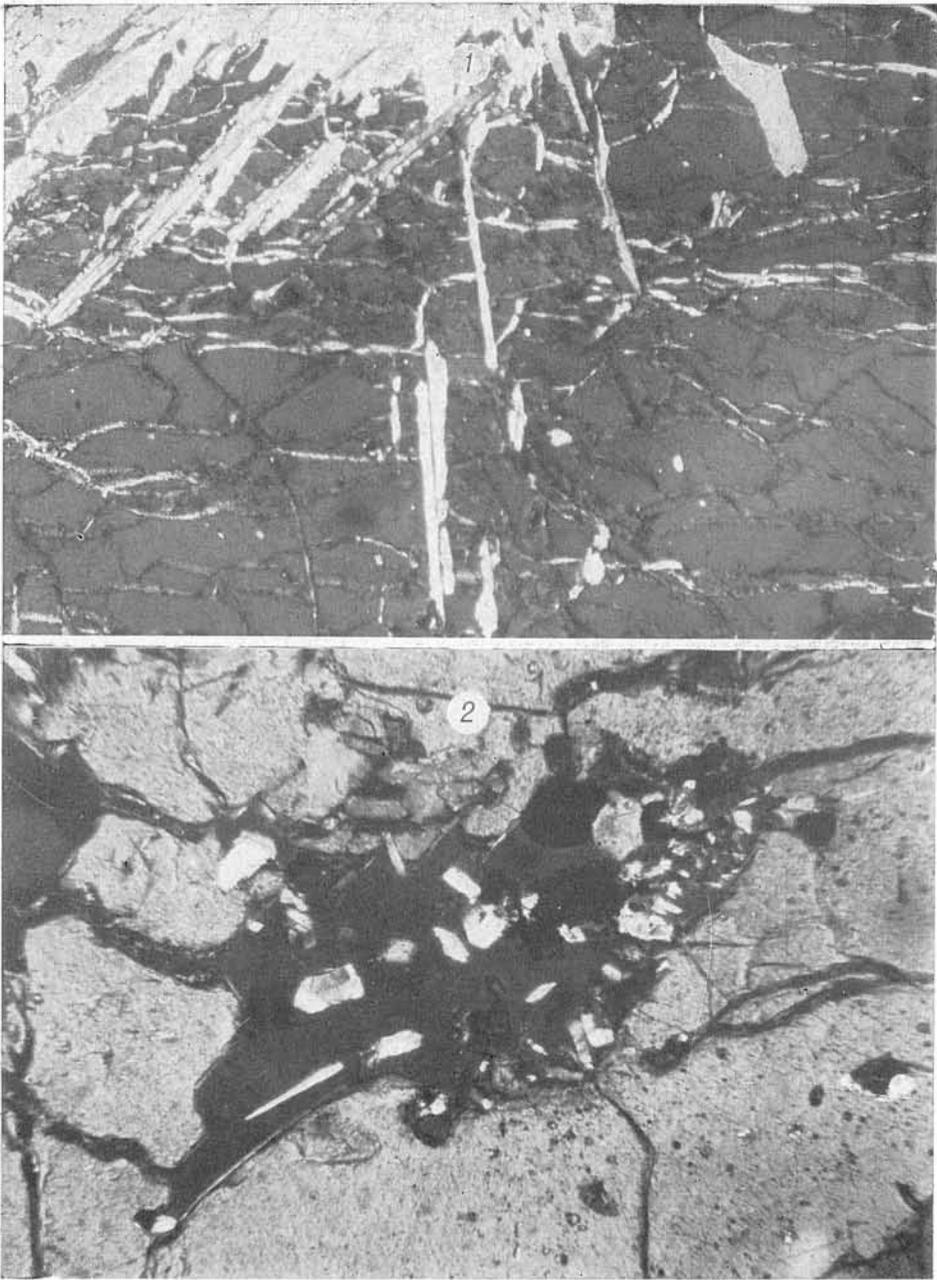
1. «Скелетная» форма крупных кристаллов оливина в шкритовом порфирите. Обр. 2026, уменьш. в 1,5 раза.

2. Оливин с хорошо выраженной спайностью из оливинита интрузии Кунда. Шл. 314, увел. 40, ник. ||.

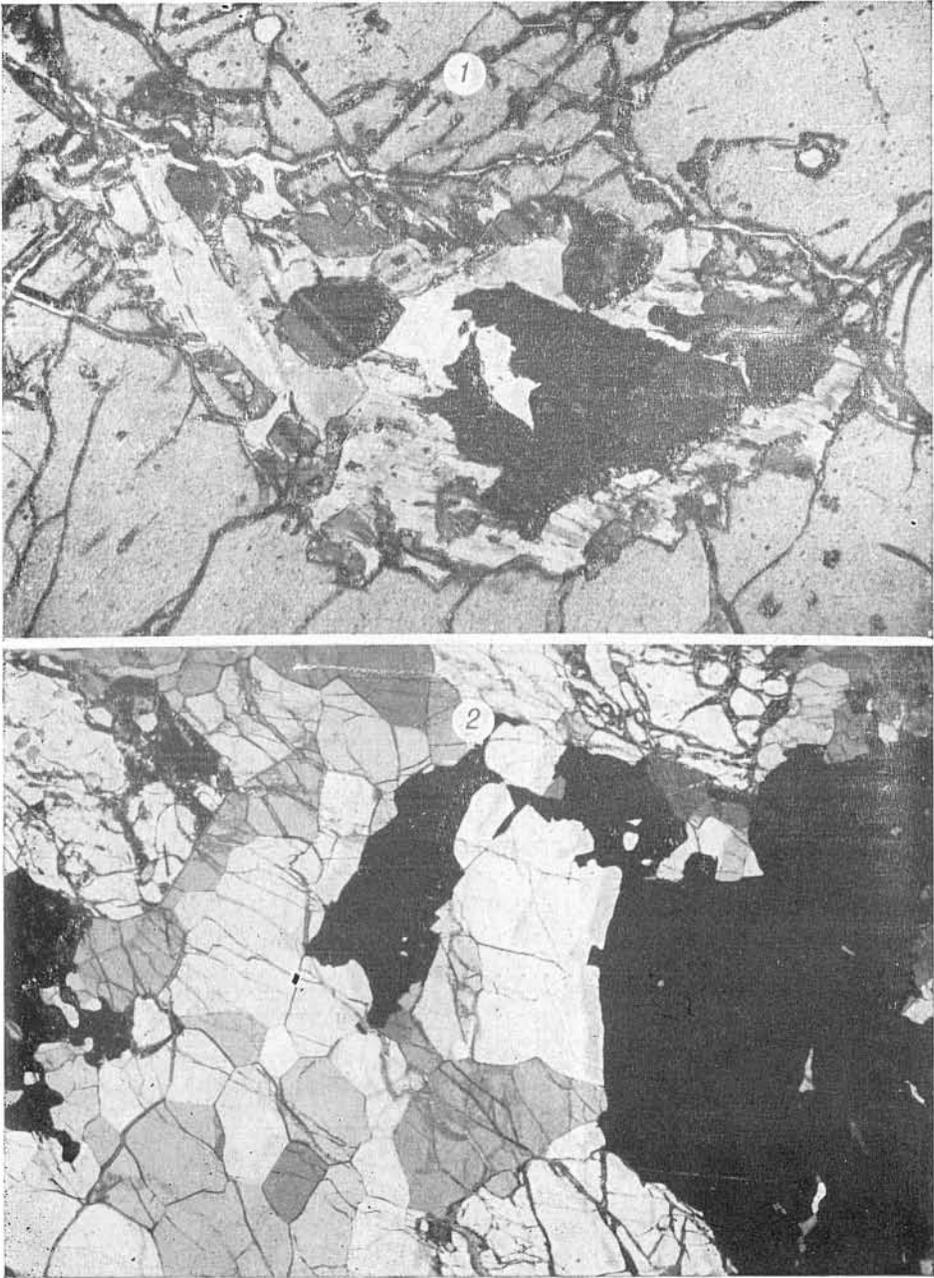


1. Реликты зерен оливина с жилками серпентина в пироксен-флогопит-титаномагнетитовом мелкозернистом метасоматите. Интрузия Бор-Урях. Шл. 516и, увел. 30, ник. +.

2. Грануляция оливина в контакте с прожилком титаномагнетита в оливините интрузии Бор-Урях. Шл. 522а, увел. 20, ник. ||.

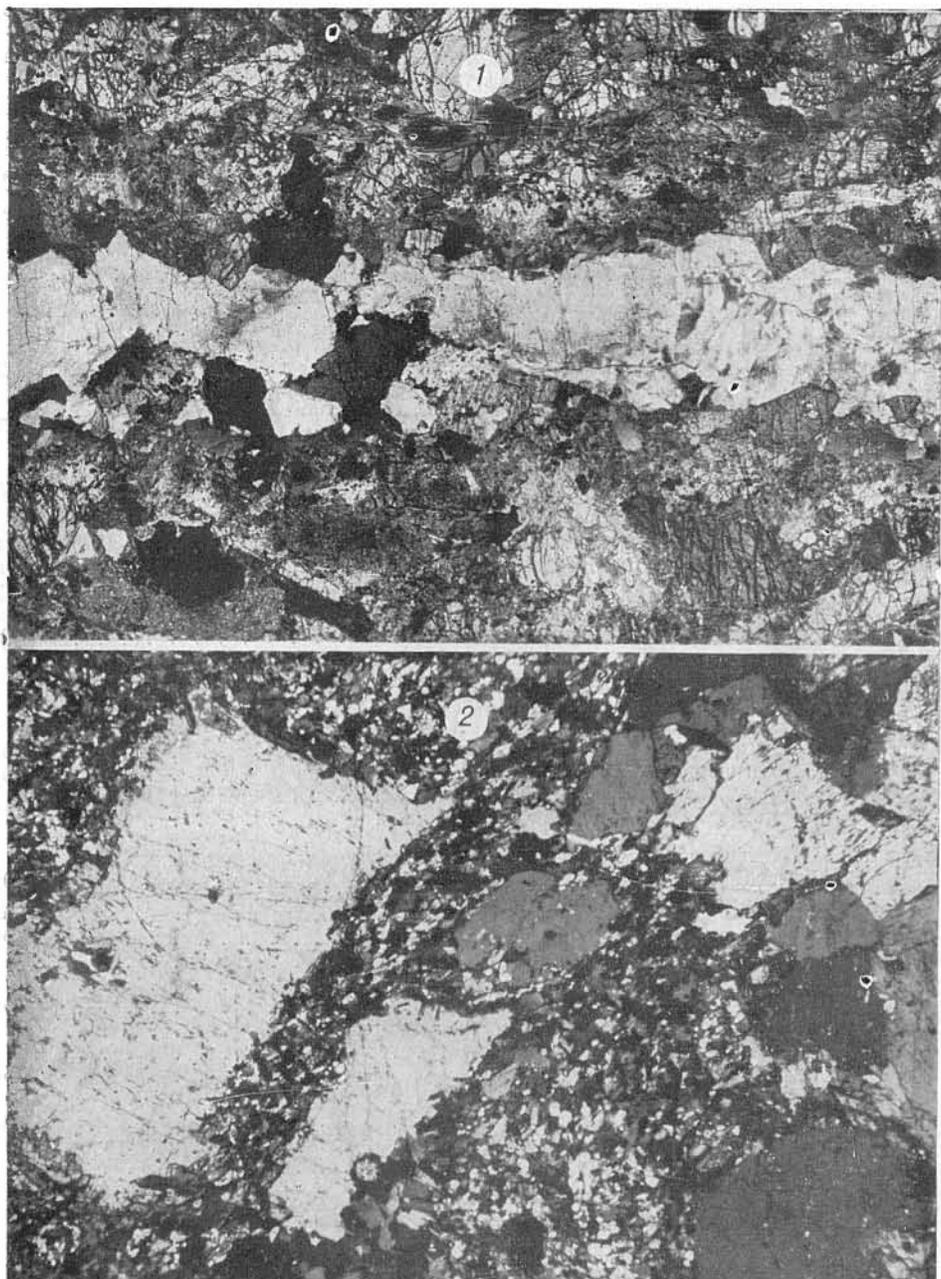


1. Пластинки флогопита, рассекающие жилки серпентина в крупном кристалле оливина из пегматоидной жилы, Интрузия Бор-Урях. Шл. 519, увел. 40, ник. +.
2. Замещение серпентина пластинками флогопита (в центре снимка) в кристалле оливина из пегматоидной жилы. Интрузия Бор-Урях. Шл. 5046, увел. 80, ник. +.



1. Наблюдаемая микроразональность замещения оливина из пегматоидной жилы метасоматическими минералами. В центре снимка: титаномагнетит (черное) окружен каймой пластинок флюорита, за которыми следует прерывистая (темно-серая) оторочка клиногумита с полисинтетическими двойниками. Интрузия Бор-Урях. Шл. 521в, увел. 30, ник. +.

2. Развитие апатита по минералам пегматоидной жилы. В центре снимка агрегат апатитовых зерен, замещающих магнетит (черное) и оливин. Интрузия Бор-Урях. Шл. 504а, увел. 30, ник. +.



1. Мономинеральная жилка крупнозернистого нефелина в метасоматически измененном дуните. Гулинский плутон. Шл. 5216, увел. 10, ник. ||.

2. Порфиробласты нефелина и реликты незамещенного оливина в мелкозернистой гранобластовой приконтактной зоне мономинеральной жилки нефелина в дуните. Гулинский плутон. Шл. 420а, увел. 20, ник. +.

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| Глава I. Краткий геологический очерк северной части Сибирской платформы. | 5 |
| Глава II. Геологическое положение интрузивных ультраосновных пород в северной части Сибирской платформы. | 17 |
| 1. Ультраосновные породы в составе сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. | 18 |
| Гулинская интрузия. | 20 |
| Интрузия Бор-Урях | 42 |
| Интрузия Кугда | 46 |
| Интрузия Одихинча | 48 |
| Геологическое положение оливинитов в других интрузиях Маймеча-Котуйского района | 50 |
| О характере контактов ультраосновных интрузий с вмещающими породами | 52 |
| 2. Кимберлиты и близкие к ним образования | 55 |
| Кимберлиты Маймеча-Котуйского района | 55 |
| Кимберлиты и близкие к ним по составу породы на восточном склоне Анабарской антеклизы | 57 |
| Глава III. Петрография и минералогия ультраосновных пород севера Сибирской платформы | 60 |
| 1. Петрографическое описание ультраосновных пород | 60 |
| Ультрабазиты Гулинского плутона | 60 |
| Дайковые меймечиты | 74 |
| Пикритовые порфириды | 77 |
| Оливиниты | 79 |
| Кимберлиты и сходные с ними образования | 81 |
| Контактные роговики | 83 |
| 2. Минералогия ультраосновных пород | 85 |
| Оливины | 85 |
| Пироксены | 95 |
| Минералы группы серпентина | 100 |
| Рудные акцессорные минералы. | 104 |
| Глава IV. Петрохимия ультраосновных пород севера Сибирской платформы | 107 |
| 1. Петрохимия ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района. | 108 |
| 2. Сравнительная характеристика петрохимических особенностей ультраосновных пород севера Сибирской платформы и других регионов. | 116 |
| Глава V. Механизм образования ультрабазитовых интрузий севера Сибирской платформы | 131 |
| 1. О форме тела и механизме формирования Гулинского ультраосновного плутона | 132 |
| 2. Механизм формирования некоторых оливинитовых интрузий Маймеча-Котуйского района (по результатам микроструктурного анализа) | 143 |
| 3. О механизме формирования кимберлитовых тел (по литературным данным) | 152 |

| | |
|--|------------|
| Глава VI. О соотношении магматических и метасоматических процессов в сложных интрузиях ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов севера Сибирской платформы. | 154 |
| 1. Ультраосновные пегматоиды и метасоматиты интрузии Бор-Урях. | 156 |
| Минералогия пегматоидных образований | 156 |
| О генезисе метасоматитов в ультраосновных пегматоидах и оливинитах интрузии Бор-Урях. | 174 |
| 2. Об условиях генезиса щелочных метасоматитов в интрузиях ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов Маймечан-Котуйской провинции | 184 |
| Глава VII. Проблема генезиса платформенных ультрабазитов | 201 |
| 1. Обзор гипотез о происхождении ультраосновных пород платформенных областей. | 202 |
| 2. Обзор экспериментальных работ применительно к проблеме генезиса платформенных ультрабазитов | 205 |
| 3. Основные проблемы генезиса платформенных ультрабазитов | 210 |
| 4. О формационной принадлежности ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород севера Сибирской платформы | 213 |
| Заключение | 218 |
| Литература | 221 |
| Приложение I | 237 |
| Приложение II | 249 |

*Юрий Романович Васильев,
Валерий Васильевич Золотухин*

**ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ
СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА**

Ответственный редактор
Георгий Владимирович Пинус

Редакторы *Е. Ф. Бурова, В. В. Волковичев*
Художественный редактор *В. И. Шумаков*
Художник *И. В. Богослов*
Технический редактор *В. И. Фролова*
Корректоры *В. В. Бухалова, Л. Л. Тычкина.*

Сдано в набор 25 июня 1974 г. Подписано к печати 18 февраля 1975 г. МН 01524. Формат 70)×108¹/₁₆. Бумага машиномелованная. 15,5 печ. л.+1,5 печ. л. на мел. бум., 23,8 усл.-печ. л., 25,1 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 138. Цена 2 р. 51 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Замеченные опечатки

| Страница | Строка | Напечатано | Следует читать |
|----------|-----------------------|--------------------|-------------------|
| 46 | 1 сверху | линейно-вытягивает | линейно-вытянутые |
| 111 | 6 снизу | и мелкими зернами | с мелкими зернами |
| » | 1 » | агр гата | агрегата |
| 127 | Табл. 14 (боковик) | c | c' |
| 246 | 1 сверху | Таблица | Таблица 8 |
| 264 | 1 снизу | СаKa | СаK α |

Ю. Р. Васильев, В. В. Золотухин, «Петрология
ультрабазитов...»